

**UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGÍA**

**CONOS PIROCLÁSTICOS DE AGUAS ZARCAS: EVIDENCIA DE LA
TRANSICIÓN DE UN RÉGIMEN MAGMÁTICO DE ARCO A
TRASARCO**

**TESIS PARA OPTAR POR EL GRADO DE LICENCIATURA EN
GEOLOGÍA**

ESTUDIANTE: ESTEBAN JARQUÍN SÁNCHEZ

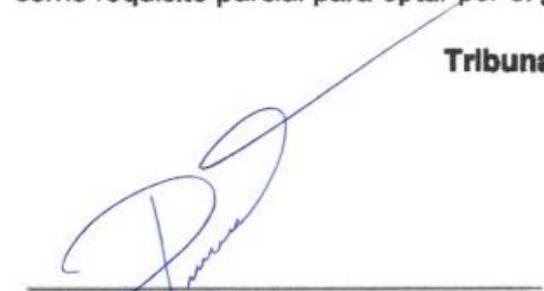
CIUDAD UNIVERSITARIA RODRIGO FACIO

ENERO, 2020

HOJA DE APROBACIÓN

Tesis sometida y aceptada por el Tribunal Evaluador de la Universidad de Costa Rica, como requisito parcial para optar por el grado de Licenciatura en Geología.

Tribunal Examinador:



Dra. María del Pilar Madrigal Quesada
Escuela Centroamericana de Geología
Directora



Dr. Esteban Gazel Dondi
Universidad de Cornell, Nueva York
Lector



Dr. Paulo Ruiz Cubillo
Escuela Centroamericana de Geología
Lector



Dr. Andrés Ulloa Carmiol
Escuela Centroamericana de Geología
Miembro del Tribunal



Dr. Marco Barahona Palomo
Escuela Centroamericana de Geología
Presidente del Tribunal

Postulante:



Geól. Esteban Jarquín Sánchez

DERECHOS DE PROPIEDAD INTELECTUAL

Yo, Esteban Jarquín Sánchez, cédula de identidad número 304890388 y conocedor de las sanciones legales con las que la Ley Penal de la República de Costa Rica castiga el falso testimonio.

Declaro bajo fe de juramento lo siguiente: soy estudiante de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica y como requisito de graduación debo defender mi tesis para optar por el grado académico de Licenciatura en Geología, la cual versa sobre el tema: CONOS PIROCLÁSTICOS DE AGUAS ZARCAS: EVIDENCIA DE LA TRANSICIÓN DE UN RÉGIMEN MAGMÁTICO DE ARCO A TRASARCO. Por lo que manifiesto que la misma ha sido elaborada siguiendo las disposiciones exigidas por la Universidad de Costa Rica.

Asimismo, declaro que dicha tesis es producto de mi esfuerzo e investigación en su totalidad, que en ella no han participado personas ajenas a mi directora, co-directores y lector, instituciones ni organizaciones extrañas y que los documentos utilizados están respectivamente citados.

Firma en la ciudad de San José a las 15:00 horas del viernes 10 de enero de 2020.



Geól. Esteban Jarquín Sánchez
Sustentante

“He sido como un niño jugando a la orilla del mar, que se divierte al encontrar de vez en cuando un guijarro más suave que los demás o una concha más bonita, mientras el gran océano de la verdad se extiende sin descubrirse ante mis ojos.”

Isaac Newton

A mi familia...

RECONOCIMIENTOS

Se agradece a la Dra. María del Pilar Madrigal Quesada, directora de este trabajo final, por apoyar este proyecto desde el inicio, y por su ayuda constante a lo largo de todo el proceso mediante reuniones constantes para revisión de avances, participación en giras de campo, enseñanzas sobre el tema y sugerencias al trabajo. Al proyecto No. 113-B8-141, inscrito ante la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Costa Rica por la Dra. Madrigal, por cubrir parte del financiamiento de las giras de campo y del desarrollo del trabajo en general.

Al Dr. Esteban Gazel Dondi de la Universidad de Cornell, co-director de este trabajo, por sus sugerencias y correcciones, así como por su ayuda con la elaboración de los nuevos análisis químicos utilizados en este trabajo, además, se agradece a su estudiante de doctorado Aristides Alfaro por su colaboración con el trabajo de laboratorio.

Al Dr. Paulo Ruiz Cubillo, co-director de este trabajo, por sus revisiones y sugerencias, además de las reuniones programadas para discutir sobre el proyecto. Al profesor Andrés Ulloa Carmiol por su revisión del documento y por integrarse como lector de este trabajo final.

Al personal de la Escuela Centroamericana de Geología, por la ayuda con la elaboración de secciones delgadas y el préstamo de equipos para descripciones petrográficas. A los profesores Óscar Lücke y Guaria Cárdenes, por su apoyo e interés en este trabajo.

A los vecinos de las comunidades de Aguas Zarcas, Pital y alrededores que facilitaron el acceso a sus propiedades durante el trabajo de campo, en especial a los encargados de la Piñera Las Delicias, Tajo Rojo y finca La Lydia.

Por último, agradezco al apoyo constante de mi familia, amigos, colegas y profesores que se han interesado por el desarrollo y contenido del presente trabajo.

ÍNDICE GENERAL

1. Introducción.....	1
1.1 Justificación.....	2
1.2 Área de estudio.....	4
1.3 Objetivos.....	5
1.4 Antecedentes.....	5
2. Marco teórico.....	8
3. Contexto geotectónico.....	12
4. Materiales y métodos.....	16
4.1 Revisión bibliográfica y trabajo de campo.....	16
4.2 Análisis de laboratorio.....	16
4.3 Diagramas y modelos geoquímicos.....	17
5. Geología Local.....	20
5.1 Flujo de lava del Platanar-Porvenir.....	20
5.2 Abanicos Aluvio-laháricos.....	23
5.3 Relictos de conos volcánicos.....	24
5.4 Conos piroclásticos.....	25
5.4.1 Loma Morera.....	25
5.4.2 Loma Juan Murillo.....	27
5.4.3 Loma Vuelta Kooper.....	28
5.4.4 Loma Valle Hermoso.....	31
5.4.5 Loma Los Chiles.....	32
5.4.6 Loma Buenos Aires.....	36
5.4.7 Loma Barrantes.....	37
5.4.8 Loma Pital.....	39
6. Petrografía.....	40
6.1 Loma Morera.....	40
6.2 Loma Juan Murillo.....	41
6.3 Loma Los Chiles.....	43
6.4 Loma Buenos Aires.....	46
6.5 Loma Barrantes.....	46
6.6 Loma Pital.....	48
7. Geoquímica.....	49

7.1	Elementos mayores.....	49
7.2	Elementos traza.....	54
8.	Discusiones.....	57
8.1	Geología y estructura.....	57
8.2	Petrografía.....	60
8.3	Geoquímica.....	63
8.3.1	Diferencias geoquímicas entre los conos.....	63
8.3.2	Magmas primarios.....	66
8.3.3	Fuente magmática.....	69
8.3.4	Modelos de cristalización.....	70
8.3.5	Transición del magmatismo de arco a trasarco.....	75
8.4	Petrogénesis.....	82
9.	Conclusiones.....	85
10.	Recomendaciones.....	87
11.	Referencias bibliográficas.....	88
12.	Apéndices.....	96

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Figura	Pág.
Figura 1.1: Vista panorámica de los Conos Piroclásticos de Aguas Zarcas, vistos desde la cumbre de Loma Pital.	2
Figura 1.2.1: Ubicación de la zona de estudio.	4
Figura 3.1: Contexto geotectónico de Costa Rica y de la zona de estudio.	12
Figura 5.1: Mapa geológico de la zona de estudio.	21
Figura 5.1.1: Bloques andesíticos del flujo de lava del Platanar-Porvenir en una quebrada sin nombre de la zona de estudio. Coordenadas: 1148554 N, 467698E.	22
Figura 5.1.2: Microfotografías de las secciones delgadas del flujo de lava aflorante al sur de la zona de estudio, muestra AZ-PP-2b.	22
Figura 5.2.1: Bloques de lava andesíticos asociados a los abanicos dispersos al sur de Loma Barrantes, coordenadas 1151847 N, 466865 E.	23
Figura 5.2.2: Capas arenosas del abanico aluvio-lahárico, donde se identifica además una capa de ceniza y materia orgánica depositada en el abanico aluvio-lahárico, coordenadas 1155808 N, 463128 E.	24
Figura 5.4.1.1: Afloramiento en corte de camino de Loma Morera, de un depósito de caída con estratificación poco evidente, donde se distinguen algunos cambios de granulometría. Coordenadas 1145793 N, 464380 E.	26
Figura 5.4.1.2: Columnas tefroestratigráficas Morera 1 a Morera 6 levantadas en cortes de camino en Loma Morera, entre las coordenadas 1145854 N, 464502 E y 1145793 N, 464380 E.	27
Figura 5.4.2.1: Vista del cono Juan Murillo donde se aprecia la geomorfología de flujo de lava en la base y el cono piroclástico a la izquierda con un cráter en la parte más alta.	28
Figura 5.4.2.2: Textura vesicular del flujo de lava de la loma Juan Murillo. Coordenadas 1149337 N, 464594 E.	28
Figura 5.4.3.1: Loma Vuelta Kooper vista desde Valle Hermoso.	29
Figura 5.4.3.2: Afloramiento altamente meteorizado cerca de la cima de la Loma Vuelta Kooper. Coordenadas 1153730 N, 4633685 E.	30
Figura 5.4.3.3: Afloramiento en un surco en la base de la loma Vuelta Kooper, donde se levantó la columna tefroestratigráfica Kooper 1. Coordenadas 1153843 N, 463415 E.	30

Figura 5.4.4.1: Loma Valle Hermoso o Naranjal, vista desde la piñera Las Delicias.	31
Figura 5.4.4.2: Morfología cóncava en la cumbre de la Loma Valle Hermoso, que representa el cráter de esta loma. Coordenadas 1155240 N, 463239 E.	31
Figura 5.4.5.1: Vista de Loma Los Chiles desde Valle Hermoso, donde se aprecia la geomorfología de flujo de lava en la base y el cono piroclástico a la izquierda.	32
Figura 5.4.5.2: Tajo Rojo en loma Los Chiles, donde afloran las capas de piroclastos oxidados. Coordenadas 1156382 N, 462606 E.	33
Figura 5.4.5.3: Canales de riego en la piñera Las Delicias, donde afloran bloques del flujo de lava de Juan Murillo. Coordenadas 1156516 N, 463722 E.	33
Figura 5.4.5.4: Muestra del flujo de lava en la base del cerro en la Piñera Las Delicias (1156516 N, 463722 E) y bomba con corteza de pan del cono piroclástico en el Tajo Rojo (1156382 N, 462606 E).	34
Figura 5.4.5.5: Columnas tefroestratigráficas Chiles 2 (1156464 N, 462539 E) y Chiles 3 (1156319 N, 4625628 E) de Loma Los Chiles, levantadas en el Tajo Rojo.	35
Figura 5.4.5.5: Columnas tefroestratigráfica Chiles 1 (1156382 N, 462606 E) de Loma Los Chiles, levantadas en el Tajo Rojo.	35
Figura 5.4.6.1: Loma Buenos Aires vista desde la cima de Juan Murillo.	36
Figura 5.4.6.2: Tajo abandonado al pie de loma Buenos Aires. Coordenadas 1147652 N, 466573 E.	37
Figura 5.4.6.3: Columna tefroestratigráfica de Loma Buenos Aires levantada en la parte superior del tajo (1147652 N, 466573 E).	37
Figura 5.4.7.1: Loma Barrantes vista desde Vuelta Kooper, donde se aprecia su morfología alargada.	38
Figura 5.4.7.2: Tajo en la cima de Loma Barrantes, administrado por la finca La Lydia. Coordenadas 1151812 N, 466424 E.	38
Figura 5.4.7.3: Columna tefroestratigráfica cerca de la cima de Loma Barrantes, levantada en el tajo de finca la Lydia. Coordenadas 1151812 N, 466424 E.	39
Figura 5.4.8.1: Afloramiento de bloques en loma Pital. Coordenadas 1155035 N, 469925 E.	39
Figura 6.1.1: Microfotografías de la bomba AZ-MO-2b recuperada en Loma Morera.	40

Figura 6.2.1: Microfotografías de la muestra AZ-JM-1a, recuperada del flujo de lava de Loma Juan Murillo.	42
Figura 6.2.2: Microfotografías de la bomba AZ-JM2-2a recuperada en Loma Juan Murillo.	43
Figura 6.3.1: Xenolito gabroide en el flujo de lava del cono Juan Murillo. Coordenadas 1156424 N, 463722 E.	44
Figura 6.3.2: Microfotografías de la muestra AZ-CH2-3, recuperada del flujo de lava de Loma Los Chiles.	44
Figura 6.3.3: Microfotografías de la bomba AZ-CH-2a, recuperada del Tajo Rojo en Loma Los Chiles.	45
Figura 6.4.1: Microfotografías de la bomba AZ-BA-2a recuperada en Loma Buenos Aires.	46
Figura 6.5.1: Microfotografías de la bomba AZ-LB-2c recuperada en Loma Barrantes.	47
Figura 6.5.2: Microfotografías de la bomba AZ-LB-1 recuperada en Loma Barrantes.	47
Figura 6.6.1: Microfotografías de la muestra AZ-LP-1a, recuperada de Loma Pital.	48
Figura 7.1.1: Diagrama de Álcalis totales/Sílice (TAS) para clasificación de las rocas de los conos de Aguas Zarcas. Los símbolos llenos corresponden a las muestras analizadas para el presente trabajo, los símbolos sin relleno son las muestras analizadas en los trabajos de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993) y Gazel et al. (2011).	50
Figura 7.1.2: Diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) para clasificación de series magmáticas de rocas de arco. Los símbolos llenos corresponden a las muestras analizadas para el presente trabajo, los símbolos sin relleno son las muestras analizadas en los trabajos de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993) y Gazel et al. (2011).	51
Figura 7.1.3: Diagramas de variación de elementos mayores, utilizando MgO como índice de diferenciación. Los símbolos llenos corresponden a las muestras analizadas para el presente trabajo, los símbolos sin relleno son las muestras analizadas en los trabajos de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993) y Gazel et al. (2011).	53
Figura 7.2.1: Diagramas spider de multielementos y de elementos traza, normalizados a manto primitivo y a condritos respectivamente según Sun & McDonough (1989), utilizando muestras de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993) y Gazel et al. (2011).	55
Figura 8.2.1: Cristal de plagioclasa parcialmente reabsorbido en la muestra AZ-LB-2a recuperada en Loma Barrantes.	61

Figura 8.2.2: Olivinos iddinsitizados en la muestra de lava AZ-CH-10 de Loma Los Chiles.	62
Figura 8.3.1.1: Razones de elementos traza La/Yb, Nb/Y, Zr/Nb y Sr/Y, utilizando Ba/La como agente diferenciador.	65
Figura 8.3.4.1: Modelo de cristalización fraccionada con Al ₂ O ₃ vs MgO con 0,5 wt% de H ₂ O a partir del magma primario AZ-JM2-2.	72
Figura 8.3.4.2: Modelo de cristalización fraccionada con Na ₂ O vs MgO con 0,5 wt% de H ₂ O a partir del magma primario AZ-JM2-2.	73
Figura 8.3.4.3: Modelo de cristalización fraccionada con CaO vs MgO con 0,5 wt% de H ₂ O a partir del magma primario AZ-JM2-2.	73
Figura 8.3.4.4: Modelo de cristalización fraccionada con TiO ₂ vs MgO con 0,5 wt% de H ₂ O a partir de una peridotita carbonatada (Hirose, 1997).	74
Figura 8.3.5.1: Diagrama de Pearce (1982) que utiliza las razones Ti/Y vs Nb/Y para diferenciar basaltos toleíticos y alcalinos, así como su afinidad con MORB (Basaltos de Dorsal Oceánica), VAB (Basaltos de Arco Volcánico) y WPB (Basaltos Intraplaca). Se utilizaron muestras recuperadas en el presente estudio y recopiladas de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993), Gazel et al. (2011), Lindsay (2009) y Ruiz et al. (2019).	76
Figura 8.3.5.2: Diagrama de Shervais (1982) que utiliza la concentración de V y Ti para clasificar basaltos según su composición y ambiente geotectónico en basaltos toleíticos de arco de islas (IAT), basaltos de dorsal oceánica (MORB), basaltos de trasarco (BAB), y basaltos alcalinos. Se utilizaron muestras recuperadas en el presente estudio y recopiladas de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993), Gazel et al. (2011), Lindsay (2009) y Ruiz et al. (2019).	78
Figura 8.3.5.3: Diagrama de comparación de los conos de Aguas Zarcas con el arco y trasarco de Costa Rica utilizando la razón Ba/La vs TiO ₂ y las razones Zr/Y y Nb/Y utilizando muestras recuperadas en el presente estudio y recopiladas de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993), Gazel et al. (2011), Lindsay (2009) y Ruiz et al. (2019).	80
Figura 8.4.1: Modelo de profundidad del <i>slab</i> de subducción bajo Costa Rica propuesto por Lücke & Arroyo (2015), donde se observa la ubicación de los conos de Aguas Zarcas, en una zona donde hay un cambio en el ángulo de subducción, al extremo noroeste de la Cordillera Volcánica Central.	82
Figura 8.4.2: Esquema de perfil de la zona de subducción en Costa Rica, para explicar el origen de los conos de Aguas Zarcas, donde se aprecia una mayor influencia del <i>slab</i> en los conos Buenos Aires (B.A.) y Barrantes (L.B).	84

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro	Pág.
Cuadro 7.1.1: Resultados de análisis químicos elementos mayores por XRF realizados para el presente trabajo.	49
Cuadro 8.3.2.1. Resultados de composición de magmas primarios a partir de los resultados de las muestras analizadas.	67

ÍNDICE DE ABREVIATURAS

XRF	<i>X-Ray Fluorescence</i> (Fluorescencia de Rayos X)
LA-ICP-MS	<i>Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i> (Ablación láser con espectrometría de masas de plasma acoplado inductivamente)
LREE	<i>Light Rare Earth Elements</i> (Elementos Tierras Raras Livianas)
HREE	<i>Heavy Rare Earth Elements</i> (Elementos Tierras Raras Pesadas)
LILE	<i>Large-Ion Lithophile Elements</i> (Elementos de bajo potencial iónico)
HFSE	<i>High-Field Strength Elements</i> (Elementos de alto potencial iónico)
OIB	<i>Ocean Island Basalts</i> (Basaltos de Isla Oceánica)
MORB	<i>Mid-Ocean Ridge Basalts</i> (Basaltos de Dorsal Oceánica)
N-MORB	<i>Normal Mid-Ocean Ridge Basalts</i> (Basaltos de Dorsal Oceánica Normal)
E-MORB	<i>Enriched Mid-Ocean Ridge Basalts</i> (Basaltos de Dorsal Oceánica Enriquecidos)
IAB	<i>Island Arc Basalts</i> (Basaltos de Arco de Islas)
VAB	<i>Volcanic Arc Basalts</i> (Basaltos de Arco Volcánico)
WPB	<i>Within Plate Basalts</i> (Basaltos de Intraplaca)
BAB	<i>Back-arc Basalts</i> (Basaltos de Trasarco)
TAS	<i>Total Alkali Silica</i> (Álcalis totales y sílice)
LLD	<i>Liquid Lines of Descent</i> (Líneas de Descenso Líquido o Líneas Cotécticas)
wt%	Porcentaje masa/masa
IGN	Instituto Geográfico Nacional

RESUMEN

Los Conos Piroclásticos de Aguas Zarcas, son un grupo de ocho conos de escoria y lava ubicados al norte del volcán Platanar de Costa Rica de edad 300 ka. Se desarrolló un estudio petrológico en estos conos, donde se realizó cartografía geológica, se levantaron columnas tefroestratigráficas, y se recolectaron muestras de bombas y lavas para su posterior análisis petrográfico y geoquímico. Esta información fue posteriormente procesada con el fin de estimar las condiciones que intervinieron en el origen de estos conos. Se determinó la existencia de dos componentes magmáticos. El primero, enriquecido en elementos de alto potencial iónico (HFSE), presenta alta influencia de la cuña mantélica y es típico de una tectónica extensional de trasarco que originó cinco conos alineados en una fractura (Morera, Juan Murillo, Vuelta Kooper, Valle Hermoso y Los Chiles) así como el cono Pital, que se encuentra aislado del resto. La actividad eruptiva de estos conos inició con una actividad efusiva fisural, que generó flujos de lava basálticos de baja viscosidad y posteriormente ocurrió una actividad más explosiva que formó los conos piroclásticos. El otro componente se evidencia solo en el cono Buenos Aires y está enriquecido en elementos móviles, por tanto, muestra mayor influencia de la losa de subducción. Loma Barrantes muestra características mixtas entre ambos componentes magmáticos. En Loma Barrantes y Buenos Aires la actividad ocurrió en una sola fase eruptiva de carácter explosivo. Se concluye que los Conos Piroclásticos de Aguas Zarcas representan una transición de un magmatismo de arco a trasarco, debido a que presentan características intermedias entre ambos ambientes geotectónicos, además, seis de los conos muestran más afinidad con un volcanismo de trasarco, mientras que los otros dos conos son más afines a un volcanismo de arco. Estas diferencias entre los conos se atribuyen a distintas fuentes magmáticas y a diferencias en la profundidad de la losa, la cual presenta un cambio en el ángulo de subducción al extremo noroeste de la Cordillera Volcánica Central, donde se encuentran los Conos de Aguas Zarcas.

1. INTRODUCCIÓN

El presente Trabajo Final de Graduación comprende la geoquímica del magmatismo alcalino en la cuenca trasarco de Costa Rica durante el Cuaternario, enfocándose principalmente en los conos piroclásticos de Aguas Zarcas (figura 1.1), de edad 300 ka (Poncía, 1993; Alvarado & Gans, 2012), donde se evidencia una transición de un régimen magmático de arco a trasarco. Se ha desarrollado un estudio petrográfico, geoquímico y petrológico, considerando el contexto tectónico de las rocas ígneas alcalinas aflorantes en la cuenca trasarco de Costa Rica, principalmente en Aguas Zarcas.

Pearce & Stern (2006), establecen los factores que determinan la geoquímica en ambientes tectónicos de trasarco: la composición del manto, el influjo de los componentes del *slab* de subducción, la interacción entre el manto y los componentes de subducción (volátiles y sedimentos), y la fusión del manto, así como los procesos de asimilación y cristalización de los magmas resultantes. En esta investigación se utilizaron como principales indicadores, la concentración de elementos mayores, la presión en el manto superior, la temperatura potencial del manto, y las razones de elementos traza que ayuden a separar el aporte de los componentes de la placa subducida, de la cuña del manto y de los terrenos OIB subducidos del punto caliente de Galápagos.

Para obtener estos parámetros, se recolectó información geoquímica de estudios previos en la zona, se realizaron visitas de campo donde se han recolectado muestras de tefras y flujos de lava, que fueron procesadas y analizadas, para conocer su mineralogía y abundancia de elementos mayores y traza. Esta información fue procesada posteriormente mediante programas de modelado geoquímico, para estimar las condiciones de temperatura y presión en el manto.

Se determinó que el campo volcánico de Aguas Zarcas representa una transición de un magmatismo de arco a trasarco, debido a que presenta características intermedias entre ambos ambientes geotectónicos, además, algunos de los conos muestran más afinidad con un volcanismo de trasarco, mientras que otros son más afines a un volcanismo de arco. Estas diferencias entre los conos se atribuyen en parte a diferencias en la profundidad del *slab*, el cual presenta un cambio en el ángulo de

subducción al extremo noroeste de la Cordillera Volcánica Central, donde se encuentran los Conos de Aguas Zarcas.



Figura 1.1: Vista panorámica de los Conos Piroclásticos de Aguas Zarcas, vistos desde la cumbre de Loma Pital.

1.1 Justificación

Se tiene registro de magmatismo alcalino en el trasarco, desde hace 6,49 Ma, con la intrusión de los diques Victoria, en la fila Matama, que corresponden con basaltos olivínicos y traquiandesitas basálticas con feldespatoides (Gazel et al., 2011).

Posteriormente se dio un volcanismo de carácter más efusivo, que conformó pequeños escudos lávicos (basaltos alcalinos, basanitas y tefritas), en el cerro Coronel, Lomas Azules, río Colorado, Lomas de Colorado y piedemonte, Siquirres, y lo que se ha interpretado como sus raíces hipoabisales en Guayacán y río Chirripó, con edades entre 5,2 y 3,06 Ma (Alvarado & Gans, 2012).

Los registros más recientes de magmatismo alcalino reportados en Costa Rica, corresponden con pequeños cuerpos lávicos que constituyen los cerros Nispero y Mercedes, y finalmente se da una fase más explosiva, que conforma los conos piroclásticos de Aguas Zarcas y Tortuguero (Alvarado & Gans, 2012).

Se han realizado diferentes estudios sobre las rocas ígneas alcalinas del Cuaternario, específicamente en el cerro Mercedes (Lindsay, 2009) y en los conos de Aguas Zarcas (Alvarado & Carr, 1993; Poncia, 1993) así como estudios de carácter más integral, que comprenden diferentes fases del magmatismo alcalino en el trasarco de Costa Rica (Azambre & Tournon, 1977; Gazel, 2003; Gazel et al., 2009; Gazel et al., 2011; Stack, 1991).

Hasta la fecha, no se habían realizado investigaciones petrológicas enfocadas únicamente en los conos piroclásticos de Aguas Zarcas, contextualizándolos dentro de un régimen de transición de arco a trasarco, y en general el tema es relativamente poco estudiado.

Al ser la evidencia directa más reciente de la actividad magmática en el trasarco, el análisis petrológico de estos conos, permite conocer indirectamente las condiciones más recientes del manto superior bajo el trasarco de Costa Rica, la influencia de la placa subducida, la interacción entre la cuña del manto y los componentes subducidos, así como de los procesos de fusión, asimilación y cristalización de estos magmas (Pearce & Stern, 2006), además se puede comprender las características geoquímicas de una zona de transición de magmatismo de arco a trasarco, por la ubicación de estos centros volcánicos con respecto al arco volcánico activo. También permite conocer los estilos eruptivos y los procesos volcánicos que dieron origen a estos conos monogenéticos.

Esta información posibilita comprender mejor la génesis y naturaleza de los conos de Aguas Zarcas, que constituyen la evidencia de un vulcanismo muy localizado y explosivo (rico en volátiles), originado en una zona relativamente poco estudiada, de un contexto tectónicamente activo.

1.2 Área de estudio

El proyecto comprende los ocho conos piroclásticos de Aguas Zarcas y sus alrededores, en el cantón de San Carlos, Alajuela, Costa Rica (Hoja Aguas Zarcas, 1:50000) (Figura 1.2.1). La zona de estudio se ubica entre las coordenadas CRTM05: 1145000N y 1157000N, 462000E y 471000E.

En los apéndices 1 y 2, se detalla la ubicación de las muestras extraídas y las secciones tefroestratigráficas levantadas.

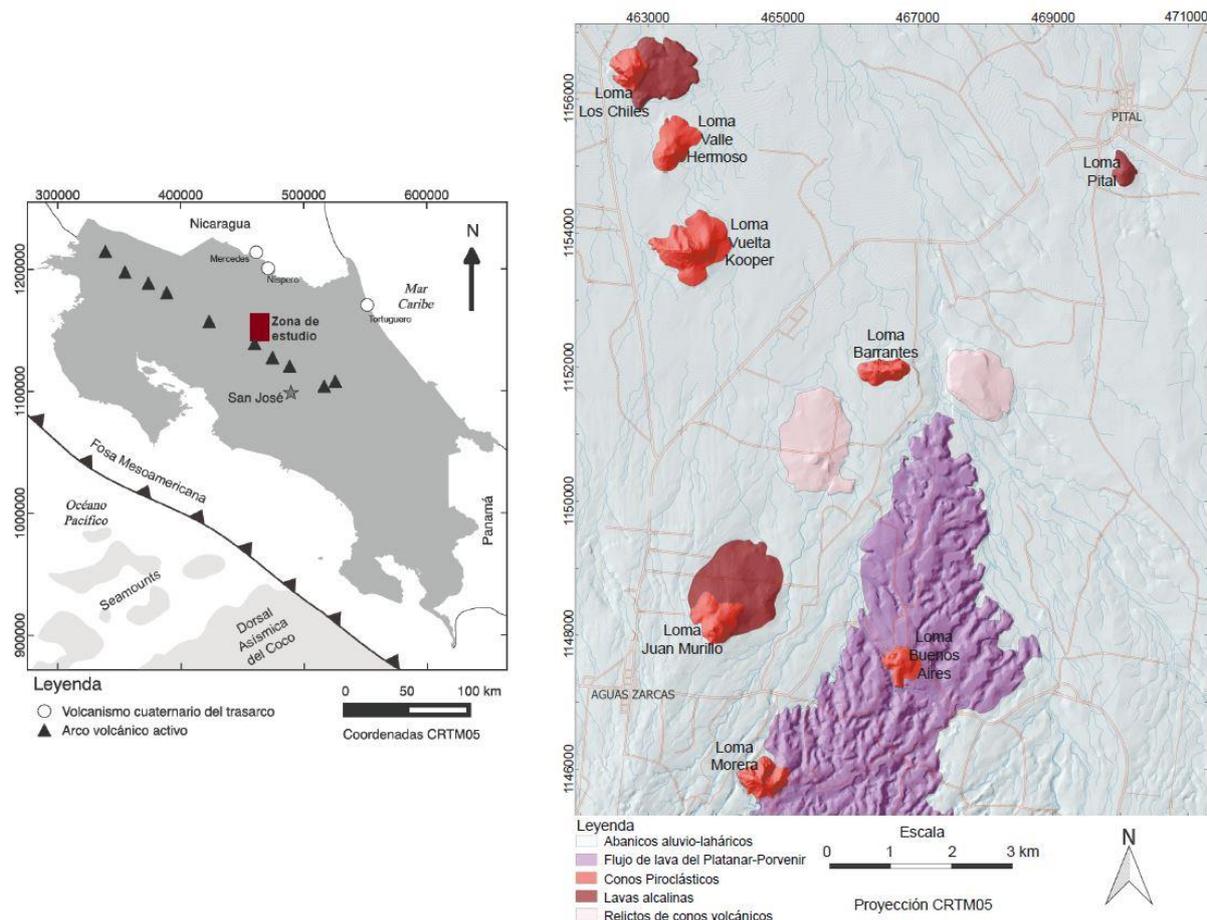


Figura 1.2.1: Ubicación de la zona de estudio.

1.3 Objetivos

Objetivo General

Caracterizar geoquímicamente la transición de un régimen magmático de subducción a un régimen magmático de intraplaca en los conos piroclásticos de Aguas Zarcas, Costa Rica, para evaluar el estado del manto superior bajo esta zona.

Objetivos Específicos

- Establecer la tefrostratigrafía de los conos piroclásticos para describir los procesos volcánicos y estilos eruptivos que les dieron origen.
- Definir las características geoquímicas de los conos de Aguas Zarcas, para obtener la presión, temperatura potencial del manto y la composición del magma de origen.
- Determinar la composición de la fuente del magmatismo en los Conos de Aguas Zarcas para conocer el alcance de la influencia de terrenos OIB subducidos en una transición de magmatismo de arco a intraplaca.

1.4 Antecedentes

Los conos de Aguas Zarcas son descritos en diferentes trabajos como un grupo de cerros con alturas entre 20 y 130 m, alineados en dos fracturas paralelas con dirección NNW (Madrigal & Rojas, 1980; Tournon, 1980; Alvarado, 1984; Malavassi, 1991; Duarte, 2011). La región donde se ubican estos conos piroclásticos comprende unos 48 km², con una topografía casi horizontal, entre los 200 y 700 msnm (Duarte, 2011). Alfaro et al. (2013) realizan un mapeo en las zonas aledañas a Aguas Zarcas, incluyendo los conos piroclásticos, donde describen la presencia de flujos de lava basálticas en la base de estos.

Malavassi (1991) demuestra que los conos ubicados hacia el este (Buenos Aires y Loma Barantes), tienen una tendencia shoshonítica, mientras que el resto están enriquecidos en sodio. Alvarado & Carr (1993) mencionan la existencia de lavas alcalinas shoshoníticas en el camino entre Aguas Zarcas y Ciudad Quesada, así como en los alrededores del volcán Porvenir, en los ríos Toro y Aguas Zarcas, los cuales

son interpretados como una mezcla de magmas en la cámara magmática del Platanar, que genera un enriquecimiento en elementos de tierras raras livianos (Light Rare Earth Elements, LREE) en las lavas de dicho volcán.

Poncia (1993) estudia el complejo Platanar – Aguas Zarcas, estableciendo las diferencias en cuanto a alta alcalinidad y a altas razones de La/Yb y Ba/La en los conos, con respecto al volcán Platanar, asimismo establece diferencias entre los conos orientales y occidentales, provocadas por diferentes grados de fusión parcial, donde una fuente más enriquecida en elementos móviles dio origen a los conos este (Buenos Aires y Barrantes), mientras que una fuente menos enriquecida dio origen a los conos oeste (Morera, Juan Murillo, Vuelta Kooper, Valle hermoso y Los Chiles); además realiza una datación K/Ar en el cono Loma Morera de 300 ka, edad que concuerda con la reportada por Gans & Alvarado (2012) de 295 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: mtz) en la Loma Los Chiles. Gazel et al. (2011) calcula la temperatura potencial del manto en estos conos, obteniendo un valor de 1446 °C.

El cono piroclástico de Tortuguero fue datado por Gazel et al. (2011), obteniendo un resultado de <0,1 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y calculó la temperatura potencial del magma de origen, obteniendo resultados entre 1409 °C y 1426 °C. Este constituye el rasgo volcánico más reciente en el trasarco costarricense, el cual es contemporáneo con el Volcán Blue, ubicado en el caribe nicaragüense (Gazel et al., 2011).

La evolución magmática del trasarco de Costa Rica, está estrechamente ligada con la subducción de terrenos tipo OIB provenientes del punto caliente de Galápagos, el cual tiene efecto en el volcanismo del país desde hace 10 Ma, influencia reflejada por altas razones isotópicas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y relativamente bajas razones isotópicas de Sr y Nd, así como un enriquecimiento en elementos incompatibles (MacMillan et al., 2004; Gazel et al., 2009; Gazel et al., 2011; Gazel et al., 2015). Además, la presencia de adakitas en la cordillera de Talamanca, sugiere un proceso de fusión parcial de la losa de subducción, que ocurre al subducirse una losa muy joven (con alta temperatura), lo cual facilita su fusión (Abratis & Wörner, 2001; MacMillan et al., 2004; Gazel et al., 2011; Gazel et al., 2019). En el caso del sur de Centroamérica, esta losa contiene los montes submarinos de la pluma de Galápagos (Gazel et al., 2011).

Gazel et al. (2003), propone que los procesos de extensión locales relacionados con las fallas transcurrentes de la zona propiciaron el magmatismo alcalino en el trasarco, donde mantuvieron su naturaleza primaria con intervención de una fuente OIB enriquecida en elementos HFSE y LILE, debido al poco aporte de la placa subducida. La fuente mantélica del volcanismo alcalino en Costa Rica y Panamá es una peridotita metasomatizada, y con vetas de piroxenita (Gazel et al., 2011).

2. MARCO TEÓRICO

El magmatismo en las cuencas de trasarco, está definido como el volcanismo producido por una tectónica extensional detrás de un arco volcánico activo, el cual se desarrolla paralelo a la trinchera en las zonas de subducción (Karig, 1971), especialmente en márgenes convergentes entre dos placas oceánicas, aunque también se pueden formar entre una placa oceánica y una continental (Wilson, 1989).

Para explicar el origen del magmatismo en las cuencas de trasarco se han planteado dos modelos:

1. Fusión parcial por una descompresión adiabática producida por el ascenso de un diapiro del manto (Wilson, 1989).
2. Dispersión por la formación de una celda convectiva en la cuña mantélica, producida por el arrastre del *slab* (Toksöz & Bird, 1977).

Actualmente, el modelo de la celda convectiva del manto propuesto por Toksöz & Bird (1977) es más aceptado, ya que explica la tectónica extensional en los trasarcos y la afinidad geoquímica y magmática con las dorsales oceánicas (en el caso de los trasarcos que se forman por la convergencia de dos placas oceánicas).

La geoquímica de estos ambientes tectónicos está determinada por cuatro factores: la composición y aporte de la cuña mantélica, el influjo de los componentes del *slab* de subducción (volátiles y sedimentos), la interacción entre la cuña del manto y los componentes de subducción, y la fusión del manto, así como los procesos de asimilación y cristalización de los magmas resultantes (Pearce & Stern, 2006).

Los magmas de trasarco se caracterizan por ser de composición máfica (bajo contenido de SiO₂ y alto MgO) así como alto TiO₂, sin embargo, se ha demostrado que los basaltos de trasarco muestran un amplio rango de composiciones, desde basaltos de arco de islas (IAB, *Island Arc Basalts*) hasta basaltos de dorsal normales y enriquecidos (N-MORB y E-MORB) (Danyushevsky et al., 1993; Pearce, 1994; Bézou et al., 2009).

La presencia de pequeñas concentraciones de agua en magmas de dorsal y de cuencas de trasarco, tiene consecuencias en la cristalización de fases minerales y la concentración de ciertos elementos mayores del magma resultante (Danyushevsky,

2011). El agua reduce la temperatura del *liquidus* e inhibe la cristalización de plagioclasa con respecto al olivino y al clinopiroxeno, produciendo asimilación de esta y disminuyendo la concentración de MgO, FeO* y TiO₂, pero incrementando el CaO y Al₂O₃ (Danyushevsky, 2011).

Los magmas de arco presentan contenidos de agua alrededor de 4 wt% lo que facilita la fusión que genera los arcos volcánicos (Planck et al., 2013), mientras que los magmas de trasarco típicos, presentan contenido de agua menor a 0,5 wt% (Kelley et al., 2006). La presencia de estos fluidos subducidos metasomatizan el manto, generando concentraciones de otros volátiles como CO₂, que forman vetas de peridotita carbonatada (Buchs et al, 2013).

Las peridotitas carbonatadas se caracterizan por poseer alto MgO y CaO, y bajo SiO₂ y Al₂O₃ a presiones de 3 GPa, ya que a presiones bajas el CO₂ no tiene efectos significativos en la fusión de la peridotita (Dasgupta et al., 2007; Hirose, 1997). Este tipo de manto es uno de los principales candidatos de magmas primarios, por el alto contenido de volátiles necesario para formar conos piroclásticos. Sin embargo, en el manto bajo el trasarco de Costa Rica también se encuentra Harzburgitas y Lherzolitas, las cuales se han recuperado en xenolitos de Cerro Mercedes (Lindsay, 2009), por lo que también debe considerarse como posibles fuentes para magmas primarios.

La variabilidad en la composición de elementos mayores hace necesario el uso de elementos traza e isótopos para comprender mejor el magmatismo de dichos ambientes tectónicos.

Se ha estudiado algunas razones isotópicas en diferentes cuencas de trasarco. En el caso de los basaltos de trasarco de los archipiélagos de Marianas, muestran altas razones de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, y baja razón ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, a partir de lo cual se interpretó una fuente mixta entre magma de arco y magma tipo MORB (basaltos de dorsal oceánica, *Mid-Ocean Ridge Basalts*) (Pearce & Stern, 2006).

En los magmas de trasarco, ocurre la formación de magma por bajos grados de fusión parcial a mayor profundidad. Esto resulta en un enriquecimiento en elementos de bajo potencial iónico (*Large-Ion Lithophile Elements*, LILE) y un empobrecimiento en elementos de alto potencial iónico (*High-Field Strength Elements*, HFSE), con

respecto a magmas de extensión en dorsales oceánicas (*Mid-Ocean Ridge Basalts*, MORB) sin embargo, los magmas de trasarco muestran un enriquecimiento en HFSE y un empobrecimiento en LILE, con respecto a los magmas de arco (Pearce & Stern, 2006), por lo que se podría decir que presentan características intermedias entre magmas de arco y de MORB. Asimismo, los elementos traza se pueden utilizar como indicador del aporte de la placa subducida y de la cuña mantélica en el volcanismo de trasarco (Bézos et al., 2009)

La temperatura potencial del manto es la temperatura teórica que tendría un volumen de material sólido derivado del manto, si este asciende adiabáticamente a la superficie de la Tierra (McKenzie & Bickle, 1988). Este parámetro se caracteriza por mostrar valores altos en el trasarco, si se le compara con magmas de arco (Pearce & Stern, 2006).

Petrográficamente, las lavas de cuencas de trasarco normalmente se clasifican como basaltos, traquibasaltos, basaltos alcalinos, basanitas, tefritas, fonolitas y foiditas (Kussmaul, 2003). Estas lavas suelen presentar fenocristales de olivino (Fo_{86-88}) y plagioclasa (An_{67-90}), con microlitos de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno rico en Ca y cromita (Wilson, 1989). Esto diferencia el volcanismo de trasarco del magmatismo de arco, ya que este último presenta mayor diferenciación magmática, dando como resultado lavas andesíticas, dacíticas, riolíticas, y en algunos casos basaltos (Kussmaul, 2003).

Las cuencas de trasarco se pueden clasificar en dos tipos, según el tipo de convergencia entre las placas: cuando convergen dos placas oceánicas y cuando converge una placa continental con una oceánica. El volcanismo de trasarco típico se ha definido y estudiado ampliamente en márgenes convergentes entre dos placas oceánicas.

Algunos ejemplos clásicos de magmatismo en cuencas trasarco, ocurren en Tonga - Lau (Fiji), Manus (Nueva Guinea), los archipiélagos de Marianas, el oeste de Filipinas, Escocia oriental (Atlántico sur) y la isla de James Ross (Península Antártica) (Taylor & Karner, 1983). Todos estos ejemplos, se ubican en un margen convergente entre dos placas oceánicas, con altos ángulos de subducción, y en la mayoría de estos casos la placa subducida es antigua (>80 Ma) y densa (Furlong et al., 1982). En estos

casos el volcanismo de trasarco generado se manifiesta como erupciones fisurales, ocasionalmente submarinas (Wilson, 1989).

El caso del sur de América Central se diferencia de los ejemplos antes mencionados, ya que el magmatismo alcalino de trasarco está representado por intrusiones, pequeños escudos volcánicos y más recientemente por conos de escorias (Alvarado & Gans, 2012). Asimismo, la placa que se subduce en nuestro país es joven (<10 Ma), presenta terrenos de Basaltos de Islas Oceánicas (*Ocean Island Basalts*, OIB) que se generan en el punto caliente de Galápagos (Gazel et al., 2009; Gazel et al., 2011), y el ángulo de subducción es menos pronunciado. Además, el caso de Costa Rica es complejo porque la placa Caribe presenta características de placa oceánica (al noroeste) y de placa continental (al sureste) (Gazel et al., 2019).

Un ejemplo similar al caso del Cuaternario del sur de América Central se encuentra en la cordillera de las Cascadas, en Oregón, Estados Unidos, donde se subduce un *slab* joven (<10 Ma) y se forman conos piroclásticos por bajos grados de fusión parcial, con un alto contenido de volátiles comparado con otras zonas de trasarco y MORB, pero bajas con respecto a otros arcos volcánicos (Ruscitto et al., 2011).

En la Patagonia Argentina también se encuentran evidencias de magmatismo trasarco, donde se forman extensos campos volcánicos, con conos de escoria y escudos de composición máfica (D'Orazio et al., 2004). En esta localidad se establece una fuente profunda (>70 km; en condiciones de estabilidad para el granate), donde ocurrieron bajos grados de fusión que originan magmas alcalinos en un ambiente geotectónico de intraplaca. Sin embargo, el origen del magmatismo alcalino se asocia a pequeñas ventanas astenosféricas relacionadas con el choque entre dorsales oceánicas en expansión y la fosa de subducción de Chile.

3. CONTEXTO GEOTECTÓNICO

Costa Rica se ubica en la zona de convergencia entre las placas del Coco y Caribe. Esta convergencia ha originado un vulcanismo, el cual se ha propuesto que data del Oligoceno, hasta el arco volcánico actual que ha mostrado actividad a lo largo del Cuaternario (Alvarado & Gans, 2012). Esta convergencia tiene la particularidad de que la placa del Coco posee una dorsal asísmica y *seamounts* producidos en el punto caliente de Galápagos. Aunque esta dorsal asísmica se subduce al sur del país, frente a la cordillera de Talamanca, la influencia OIB de los terrenos subducidos se ha reflejado en todo el vulcanismo del país durante los últimos 6,5 Ma (Gazel et al., 2011).

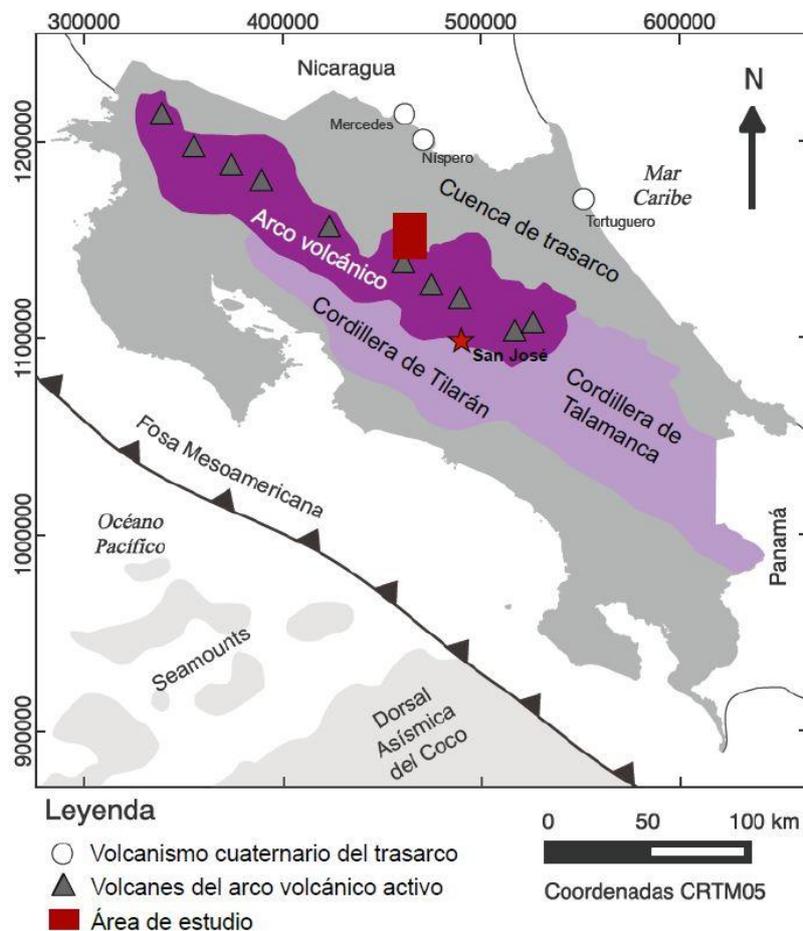


Figura 3.1: Contexto geotectónico de Costa Rica y de la zona de estudio.

Además, la subducción de la placa del Coco no es uniforme a lo largo de toda la fosa frente a Costa Rica, ya que en el segmento que se subduce frente a la Cordillera Volcánica Central (donde se encuentran los *seamounts*), la convergencia de las placas es ligeramente oblicua y el ángulo del *slab* subducido bajo la placa Caribe es

menor en este segmento, comparado con la subducción bajo la Cordillera Volcánica de Guanacaste, donde el *slab* muestra un ángulo más pronunciado (Lücke & Arroyo, 2015). En otras palabras, hay un cambio en el ángulo de subducción al extremo NW de la Cordillera Volcánica Central.

En Costa Rica, se han encontrado manifestaciones de magmatismo alcalino del trasarco en las regiones del Caribe y Zona Norte del país. La primera mención de la existencia de rocas alcalinas en Costa Rica fue por Wolf (1896), quien recolectó un gabro nefelínico, durante la construcción del ferrocarril del Caribe y lo describió en sección delgada.

Particularmente en las zonas Caribe y Norte del país (lo que actualmente corresponde a la cuenca trasarco del país) la actividad magmática data desde el Mioceno Inferior, con el magmatismo sub-alcalino del Arco de Sarapiquí (22,2-11,4 Ma) (Obando, 1995; Gazel et al., 2005). Este arco fue interpretado como producto de una prolongación del graben de Nicaragua (Dengo, 1962), posteriormente se define como una unidad morfotectónica, con el nombre de Arco de Sarapiquí, por Astorga (1991).

Obando (1995), presenta un mapeo geológico de la zona, además de análisis químicos, isotópicos y dataciones K/Ar de las diferentes unidades que componen el Arco de Sarapiquí, así como una interpretación de los procesos volcánicos que dieron origen a este arco, como una contribución a la exploración minera en la zona. Estos análisis son interpretados por Gazel et al. (2005), quienes proponen una evolución magmática para el Arco de Sarapiquí, en la que se da una primera etapa con bajo grado de fusión parcial, debido a una descompresión del manto por una tectónica extensiva (Basaltos el Jardín), y otra con un mayor grado de fusión parcial, en respuesta al aumento de los aportes de fluidos de la placa subducida, que se mantuvo durante el proceso evolutivo del Arco de Sarapiquí, además se sugiere una fuente mantélica principalmente de MORB, con cierta tendencia OIB.

El magmatismo en las zonas Caribe y Norte de Costa Rica se reanuda en el Mioceno tardío e inicios del Plioceno, con una tendencia alcalina típica de ambientes tectónicos de trasarco, con la intrusión de los diques Victoria en el sector de Baja Talamanca (Limón Sur), con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 6,49 Ma (Gazel et al., 2011). Estos diques son originalmente mencionados y mapeados por Dengo (1962). Asimismo, se menciona la existencia de un dique en el margen izquierdo del río Sixaola (Sapper, 1905), el

cual corresponde con una traquiandesita basáltica con feldespatoides, de edad 5,82 Ma (Abratis & Wörner, 2001).

En las llanuras del Caribe, se encuentran algunas lomas que constituyen volcanes en escudo erosionados (Alvarado & Gans, 2012). Stack (1991) describe una secuencia de al menos 27 coladas basaníticas de espesor variable, que comprenden un espesor total de 256 m con un rango de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, entre 5,04 Ma en la base, hasta 4,74 Ma en la parte superior de la secuencia (Alvarado & Gans, 2012). Este rango de edades es consistente con las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K/Ar de los diques y sills que afloran en los ríos Chirripó, Guayabito y Rubio, así como en las quebradas Terciopelo y Guayacán, los cuales se clasifican como nefelinitas, tefritas, gabros, basaltos alcalinos y monzosienitas con nefelina (Tournon, 1984; Bellon & Tournon, 1978; Cassel, 1986; Abratis, 1998; Gazel et al., 2011).

Además, se han encontrado otros escudos erosionados, compuestos por basaltos alcalinos, tefritas y basanitas, que constituyen las lomas Azules, de Colorado y el cerro Coronel, con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, entre 3,60 y 3,06 Ma, y temperaturas potenciales del manto que varían entre 1304 °C en el cerro Coronel, hasta 1440 °C en Lomas Azules (Gazel et al., 2011).

Sin embargo, el magmatismo alcalino neógeno en Costa Rica, no se limita solamente a la zona de trasarco en el Norte y Caribe, sino que también se han reportado en el sector de La Garita, en un tajo donde afloran varios sills o flujos de lava con analcima, clasificadas geoquímicamente como basanitas, traquibasaltos y basaltos alcalinos (Gazel et al., 2003), así como un dique de basalto olivínico en los cerros de Macho Chingo (La Garita), datada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 6,05 Ma (Alvarado & Gans, 2012). El origen de este volcanismo alcalino en La Garita, así como su contexto geotectónico, aún no está claro.

Las primeras manifestaciones de magmatismo alcalino cuaternario, corresponden con coladas de basaltos alcalinos en el delta del río San Juan, datadas en 2,01 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (Gazel et al., 2011). Posteriormente, extruyen otros cuerpos lávicos pequeños que constituyen los cerros Nispero y Mercedes, en las cercanías de la frontera con Nicaragua, los cuales fueron originados cuando ya se encontraba formado el arco volcánico actual, con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1,58 – 1,47 Ma y 1,21 Ma respectivamente (Alvarado & Gans, 2012).

El cerro Níspero está compuesto por coladas de basaltos olivínicos (Alvarado & Gans, 2012), mientras que el cerro Mercedes está compuesto por basanitas leucíticas (Tournon & Alvarado 1997), con abundantes xenolitos de al menos 3 cm de diámetro, de lherzolitas, harzburgitas, clinopiroxenitas con olivino y websteritas, que representan muestras del manto litosférico actual bajo Costa Rica, el cual posee una temperatura potencial de 1580 °C y recibe la influencia de los fluidos de la placa subducida (Lindsay, 2009). El volcanismo alcalino más reciente en Costa Rica, lo constituyen los conos piroclásticos de Aguas Zarcas y Tortuguero (Alvarado & Gans, 2012).

4. MATERIALES Y MÉTODOS

Para la realización del estudio se llevó a cabo una metodología que integró trabajo de campo, métodos analíticos y modelado de datos geoquímicos.

4.1. Revisión bibliográfica y trabajo de campo.

Se realizó una revisión bibliográfica exhaustiva de investigaciones previas en los conos de Aguas Zarcas, y se recopiló información de análisis químicos elaborados en dichas investigaciones, en una base de datos. Asimismo, se generó una base de datos con información geoquímica compilada de Poncia (1993), Alvarado & Carr (1993), Lindsay (2009) Gazel et al. (2011), Ruiz et al. (2019). Dicha base de datos cuenta con 24 análisis químicos de los conos de Aguas Zarcas, y como parámetro comparativo se incluyeron 19 análisis químicos del trasarco y 20 del arco activo de Costa Rica.

Se realizaron varias de giras de campo entre los años 2017 y 2018 a los conos piroclásticos de Aguas Zarcas, para ubicar afloramientos de las rocas ígneas existentes, levantar columnas tefroestratigráficas, realizar cartografía geológica, así como muestrear piroclastos y lavas asociadas a dichos cerros. Estas muestras se recolectaron con el fin de realizar análisis químicos y petrográficos.

4.2 Análisis de laboratorio

Las muestras de lava recolectadas que se identificó que se encontraran sanas en macroscopía, o que tuvieran el tamaño suficiente para extraer un núcleo sano, se cortaron en secciones delgadas de 30 μm de espesor. En total, se describieron treinta secciones delgadas mediante un microscopio polarizante de la Escuela Centroamericana de Geología, reconociendo las texturas y los minerales presentes para así identificar los procesos volcánicos que dieron origen a esa roca, además se realizó un conteo semi-cuantitativo del contenido de minerales para clasificar la roca según la metodología de Streckeisen (1967). Asimismo, se puede conocer el grado y los tipos de alteración presentes, para seleccionar las muestras para análisis químicos de roca total.

Se seleccionaron las muestras de lavas con menos alteración (analizadas en sección delgada) para realizarles análisis químicos en Ítaca, Nueva York. Dichas muestras se

cortaron en cubos de 1 pulgada de lado, los cuales se introducen en un quebrador de quijadas de acero inoxidable para reducir el tamaño de la muestra. Con un estereoscopio se eliminan los fragmentos que presenten indicios de alteración, y una vez obtenidos 10 g de material, se introduce la muestra en un frasco de alúmina pura y se utiliza un molino de bolas para reducir la muestra a polvo.

Este polvo se funde en un crisol de platino a 1060 °C y se deja enfriar rápidamente, para obtener un vidrio de composición homogénea. Los vidrios obtenidos, se utilizan para análisis de elementos mayores y algunos elementos traza por fluorescencia de rayos X (XRF).

En total se realizaron diez nuevos análisis químicos de los conos de Aguas Zarcas, que se suman a los 24 análisis compilados de la literatura para generar una base de datos de 34 muestras únicamente de los conos de Aguas Zarcas.

4.3 Diagramas y modelos geoquímicos

A partir de la información de los elementos mayores y traza obtenida en los análisis químicos y en la literatura, se generaron diagramas multielementos en *IgPet* (Carr & Gazel, 2017) para comparar el comportamiento geoquímico de cada cono. Posteriormente se calcularon magmas primarios con *PRIMELT3* (Herzberg & Asimow, 2015) y luego se generaron modelos, utilizando software de modelamiento petrológico y termodinámico como *Rhyolite-MELTS* (Gualda et al., 2012; Ghiorso & Gualda, 2015), y *Petrolog 3.1.1.3* (Danyushevsky & Plechov, 2011) los cuales permiten introducir datos de concentración de elementos mayores y traza o composición de magmas primarios para obtener información sobre la composición de la fuente, abundancia de volátiles y parámetros termodinámicos del magma modelado.

A partir de los diagramas realizados en *Igpet*, se identificaron tres tendencias geoquímicas diferentes. Para cada una de estas tendencias se seleccionó la muestra con mayor contenido de MgO para calcular los magmas primarios, ya que se interpreta que estas muestras son las que han presentado menor diferenciación magmática. Se utilizaron las muestras AZ-JM2-2, AZ-CH-10, AZ-BA-1 y AZ-LB-1 para las lomas Juan Murillo, Los Chiles, Buenos Aires y Loma Barrantes respectivamente.

Inicialmente se utilizó *PRIMELT3* (Herzberg & Asimow, 2015) para el cálculo de los magmas primarios. En esta hoja de cálculo se introducen las concentraciones de

elementos mayores, y mediante una solución inversa se obtiene la composición aproximada del fundido acumulado en la fuente. Además, se obtiene información de fusión parcial del magma y de temperatura potencial de la fuente. Se considera que el resultado es confiable cuando no se generan errores en el cálculo y cuando la concentración de MgO de la fuente es mayor al de la muestra.

Una vez obtenido el magma primario, se utilizaron los software *Petrolog 3.1.1.3* para modelar la cristalización de los magmas a bajas presiones (menores a 1 GPa). En este software se modela la cristalización cotéctica de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno (Danyushevsky, 2001). Se seleccionaron presiones de 1 atm, 0,2 GPa, 0,4 GPa, 0,6 GPa, 0,8 GPa y 1 GPa, para cubrir todo el espectro de bajas presiones. Los cálculos se detuvieron cuando el contenido de MgO en el fundido llegó a 5%, debido a que la magnetita es la última fase mineral con MgO en cristalizar, y no está contemplada en el modelo de cristalización de Danyushevsky (2001).

El software *Rhyolite-MELTS 1.2.0* se utilizó para presiones superiores a 1 GPa, donde se modeló la cristalización de los magmas primarios, iniciando los cálculos a partir de la temperatura de *liquidus* calculada por el software y deteniéndolos a 1000 °C, ya que bajo esta temperatura es poco probable que los magmas basálticos continúen en estado líquido y además el contenido de MgO siempre era menor a 5% al llegar a esta temperatura. Para los análisis se seleccionaron presiones de 1,5 GPa, 2,0 GPa, 2,5 GPa y 3,0 GPa para cubrir el espectro de altas presiones.

Asimismo, en ambos softwares se realizaron análisis con diferentes contenidos de agua, desde un sistema anhidro, hasta un 4 wt% de agua, que es el contenido típico en los magmas en arcos volcánicos (Planck et al., 2013). Además, se utilizaron valores de 0,5%, que es el contenido máximo de agua que establecen Kelley et al. (2006) para trasarcos típicos, y 2% que es un valor intermedio entre el contenido de agua en arcos y trasarcos.

A partir de los resultados de estos análisis se construyeron diagramas de Harker, donde se grafica la abundancia de los diferentes elementos mayores en función de la abundancia de MgO, representando cómo varía la concentración de cada elemento a lo largo de la cristalización de las diferentes fases minerales. Se generaron estos gráficos para cada combinación de abundancia de agua y presión, que son las variables que se desean conocer. Al graficar los resultados de los análisis químicos

de las muestras recolectadas en estos gráficos, se puede identificar cuál valor de presión y contenido de agua se ajusta mejor a los valores reales.

5. GEOLOGÍA LOCAL

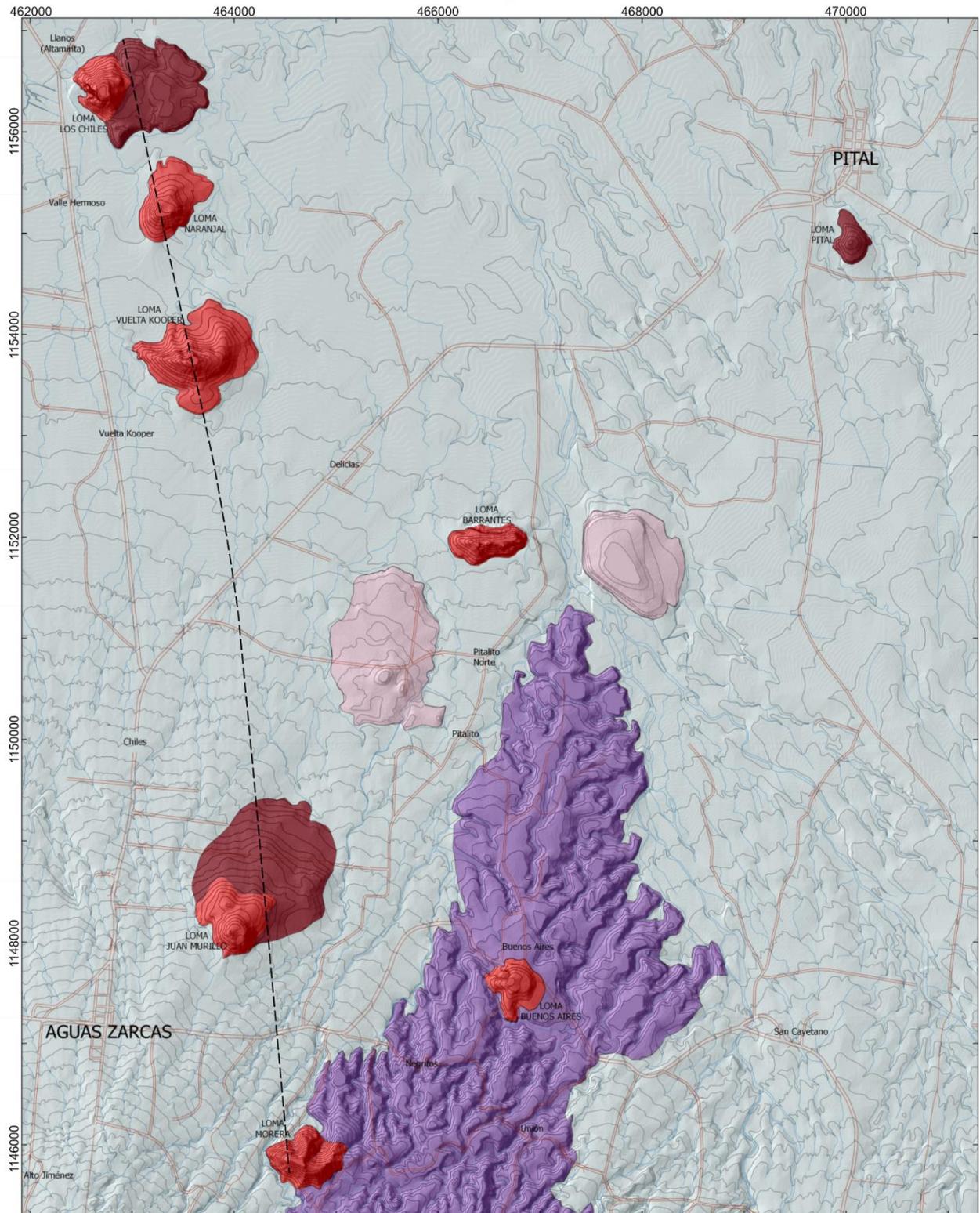
La zona de estudio está cubierta por diferentes unidades de origen volcánico (figura 5.1). Destaca la presencia de dos abanicos de origen aluvio-laháricos conformados por sedimentos y productos volcánicos provenientes del complejo Platanar-Porvenir acarreados por los ríos Aguas Zarcas, Tres Amigos y sus afluentes. Además, aflora un flujo de lava andesítico, posiblemente del macizo Paleo-Platanar, cuya dirección de flujo se identifica de norte a sur.

Sobre estas unidades se encuentran ocho cerros de origen volcánico (figura 5.1), con morfología cónica, y algunos de ellos con un cráter en la cumbre a los cuales se les atribuye una edad de 295 ka a 300 ka (Alvarado & Gans, 2012; Poncia, 1993). Estos conos están compuestos principalmente por tefras con tamaños desde ceniza media hasta bombas, y algunos poseen flujos de lava basálticos vesiculares en su base.

5.1 Flujo de lava del Platanar-Porvenir

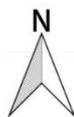
Se encuentra al sur de la zona de estudio, y se puede identificar fácilmente por sus rasgos morfológicos. Este flujo de lava se interpreta que pertenece al macizo Paleo-Platanar, por su ubicación al sur de dicho volcán, y por su posición estratigráfica con respecto a otras unidades volcánicas asociadas al complejo Platanar-Porvenir. Se identifica una dirección de flujo hacia el norte, aunque está muy disectada por drenajes fluviales y cubierta por zonas boscosas y potreros. En las quebradas se encuentran bloques subredondeados con tamaños métricos que corresponden a andesitas con piroxenos (figura 5.1.1). Los conos Buenos Aires y Morera se ubican sobre este flujo de lava.

Petrográficamente corresponde con andesitas augíticas con textura hipocristalina hipidiomórfica porfirítica con fenocristales de plagioclasa (34% a 45%), augita (11% a 16%), hipersteno (2% a 4%) y opacos (posiblemente magnetita) en una matriz intersertal (figura 5.1.2). Las augitas se encuentran a menudo macladas y las plagioclasas tanto con zonación como macladas. Algunos bloques redondeados que se encuentran aguas abajo de las quebradas que erosionan el flujo de lava presentan la misma mineralogía.



Legenda

- Abanicos aluvio-laháricos
- Flujo de lava del Platanar-Porvenir
- Conos Piroclásticos
- Lavas alcalinas
- Relictos de conos volcánicos
- Ríos
- Calles
- Fractura profunda cubierta (Fractura Oeste)



Proyección: CRTM05



Figura 5.1: Mapa geológico de la zona de estudio realizado en el presente trabajo.



Figura 5.1.1: Bloques andesíticos del flujo de lava del Platanar-Porvenir en una quebrada sin nombre de la zona de estudio. Coordenadas: 1148554 N, 467698 E.

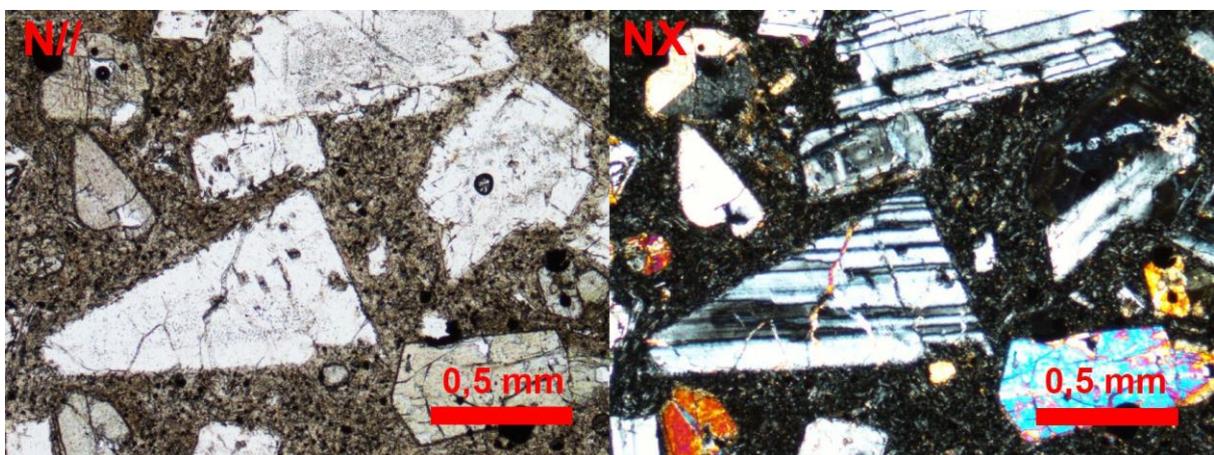


Figura 5.1.2: Microfotografías de las secciones delgadas del flujo de lava aflorante al sur de la zona de estudio, muestra AZ-PP-2b.

5.2 Abanicos aluvio-laháricos

En la zona de estudio, se diferencian morfológicamente dos abanicos que le dan a la zona de estudio una topografía casi horizontal, con una baja pendiente (menor a 5°) hacia el norte. El abanico ubicado hacia el este es alimentado por el río Tres Amigos y sus afluentes, mientras que el abanico occidental, por el río Aguas Zarcas.

Estos abanicos resultan de la acumulación del material erosionado por acción fluvial del complejo Platanar-Porvenir, además de depósitos volcánicos secundarios como lahares, intercalados con algunos depósitos de caída.

En las zonas proximales de estos abanicos, se identifican bloques andesíticos de tamaños decimétricos hasta métricos, principalmente en las zonas adyacentes a los cauces, aunque se pueden encontrar también bloques dispersos en los potreros, al sur de Loma Barrantes (figura 5.2.1).



Figura 5.2.1: Bloques de lava andesíticos asociados a los abanicos dispersos al sur de Loma Barrantes, coordenadas 1151847 N, 466865 E.

En las partes distales de los abanicos (en las cercanías de Loma Los Chiles) se observan capas arenosas de color marrón, con algunos lentes de limos y arcillas color amarillo. Estas capas muestran estructuras sedimentarias como laminación paralela y cruzada. También se observa materia orgánica y troncos con tamaños decimétricos. Además, se identifican capas de ceniza color gris con un espesor máximo de 10 cm

(figura 5.2.2). Estos depósitos se interpretan como depósitos fluviales o flujos hiperconcentrados, con algunas capas de caída piroclástica intercaladas.



Figura 5.2.2: Capas arenosas del abanico aluvio-lahárico, donde se identifica además una capa de ceniza y materia orgánica depositada en el abanico aluvio-lahárico, coordenadas 1155808 N, 463128 E.

5.3 Relictos de conos volcánicos

En la zona de estudio se identificaron dos morfologías que sobresalen de los abanicos aluvio-laháricos y que se interpretan como conos volcánicos erosionados, debido a su morfología aplanada. Soto (2016) identifica el relieve positivo ubicado al NNE de Juan Murillo como un flujo de lava meteorizado, basado en su geomorfología y en la litología de lavas vesiculares, similares a las del flujo de lava de Loma Juan Murillo, relacionándose genéticamente con el volcanismo de esta loma.

El cerro localizado al este de Loma Barrantes presenta una morfología aplanada en la cima y bordes escarpados. Está compuesto por bloques y bombas muy meteorizados de composición desconocida (Alfaro et al., 2013). Es posible que esté

genéticamente relacionada con Loma Barrantes por la cercanía geográfica entre ambas lomas, separadas únicamente por el río Tres Amigos.

La existencia de estos relictos (o conos erosionados), así como los diferentes grados de erosión en los conos piroclásticos, sugiere que la actividad volcánica en esta zona pudo haber ocurrido en varios pulsos distintos y que no todos los conos de este campo volcánico tienen la misma edad, sin embargo, es necesario un estudio geocronológico para confirmar esta hipótesis.

5.4 Conos piroclásticos

Los conos Chiles, Valle Hermoso, Vuelta Kooper, Juan Murillo y Morera se encuentran alineados de norte a sur, desde la comunidad de Altamira al norte, hasta el sureste de Aguas Zarcas. Paralelamente hacia el este, se encuentran las lomas Buenos Aires y Barrantes. Por último, la Loma Pital, se encuentra aislada del resto de los conos, al sur del poblado con el mismo nombre.

En general, estos conos están compuestos por tefras escoriáceas con granulometría desde ceniza fina hasta lapilli grueso, con algunas bombas de tamaños decimétricos con textura en corteza de pan y coladas de aglutinados. Los conos Juan Murillo, Los Chiles y Pital, presentan además flujos de lava basálticos lobulares en su base.

5.4.1 Loma Morera

Identificada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) con el nombre de *Loma Morera*, corresponde con el cono más austral del grupo, con 621 m.s.n.m. y un desnivel de 120 m desde su base. Se levanta sobre el flujo de lava del Platanar-Porvenir, al extremo occidental.

Posee varios afloramientos en cortes de camino público, en los que se observan capas piroclásticas con tamaños de ceniza hasta lapilli grueso muy meteorizados (figura 5.4.1.1). Además, se encuentran afloramientos en un camino privado que asciende hasta la cumbre del cerro, en que predominan suelos lateríticos color rojo, aunque se pueden recuperar algunas bombas sanas.

Las columnas levantadas se ubican en las partes más distales del cono (figura 5.4.1.2). La estratificación es poco evidente debido al alto grado de meteorización de los afloramientos y a la fábrica de los estratos, que tienen un límite poco definido entre

sí, aunque es posible establecer una tefroestratigrafía, basándose en cambios de color y de granulometría. Predominan los estratos compuestos por lapilli en una matriz de ceniza, con presencia de bombas de tamaño centimétrico. No se observan desarrollos de paleosuelos entre las capas.

Es posible establecer una correspondencia entre algunos estratos de las columnas levantadas, logrando establecer una continuidad vertical en la tefroestratigrafía de la parte distal del cono. En general, la selección de los granos es pobre, predominan las granulometrías finas y no se observa ciclicidad en los estratos. Este cono no presenta afloramientos, ni geomorfologías que indique presencia de flujos de lava.



Figura 5.4.1.1: Afloramiento en corte de camino de Loma Morera, de un depósito de caída con estratificación poco evidente, donde se distinguen algunos cambios de granulometría. Coordenadas 1145793 N, 464380 E.

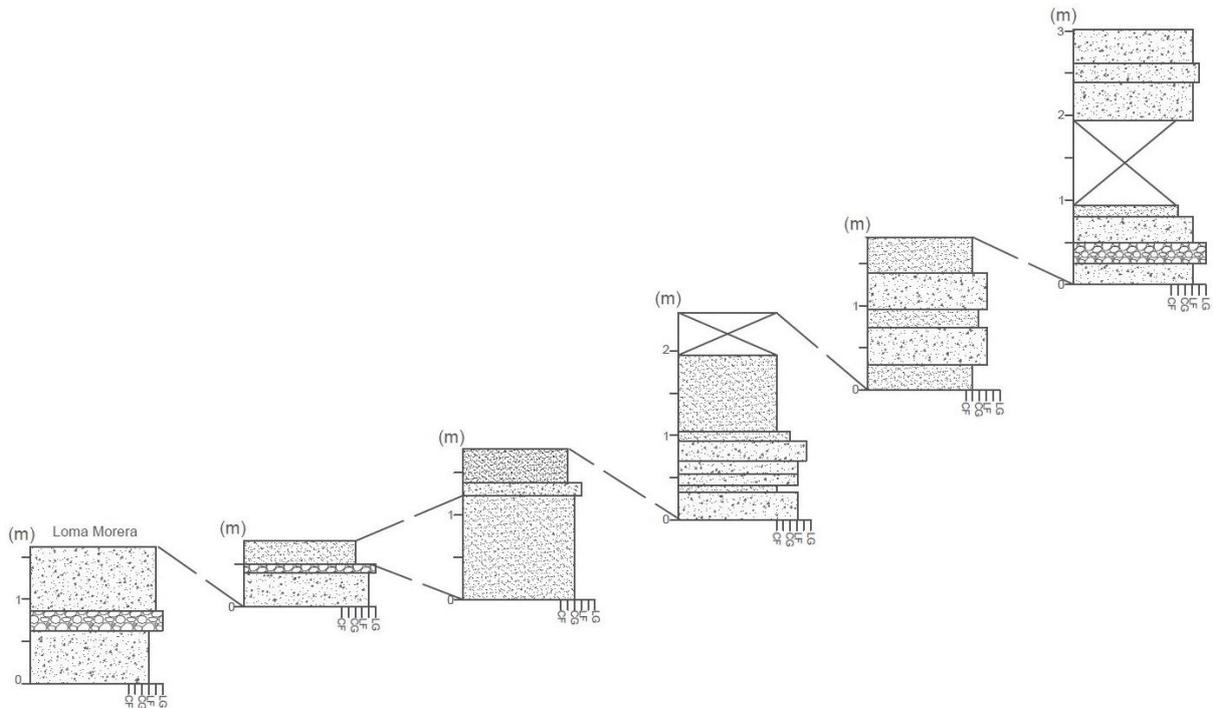


Figura 5.4.1.2: Columnas tefroestratigráficas Morera 1 a Morera 6 levantadas en cortes de camino en Loma Morera, entre las coordenadas 1145854 N, 464502 E y 1145793 N, 464380 E.

5.4.2 Loma Juan Murillo

Se ubica al noreste del poblado de Aguas Zarcas, siendo el cono más cercano a dicho pueblo, con una altitud de 518 m.s.n.m. y un desnivel de 60 m desde su base. Está registrado oficialmente por el IGN como *Loma Juan Murillo*. Presenta un cráter en la cumbre, el cual se encuentra parcialmente cubierto por un bosque secundario.

Este cono presenta un flujo de lava en su base (figura 5.4.2.1) que corre en sentido de la pendiente del abanico aluvial hacia el norte, y sobre este flujo de lava se levanta el cono de escorias, donde únicamente se observan bombas soportadas por una matriz altamente meteorizada. En este cono no se observan capas de piroclastos ni granulometrías finas, debido a la ausencia de afloramientos y al alto grado de meteorización.

El flujo de lava de esta loma posee una textura altamente vesicular (figura 5.4.2.2) y aflora en los alrededores de perforaciones realizadas por el Instituto Nacional de Acueductos y Alcantarillados, con fines hidrogeológicos.

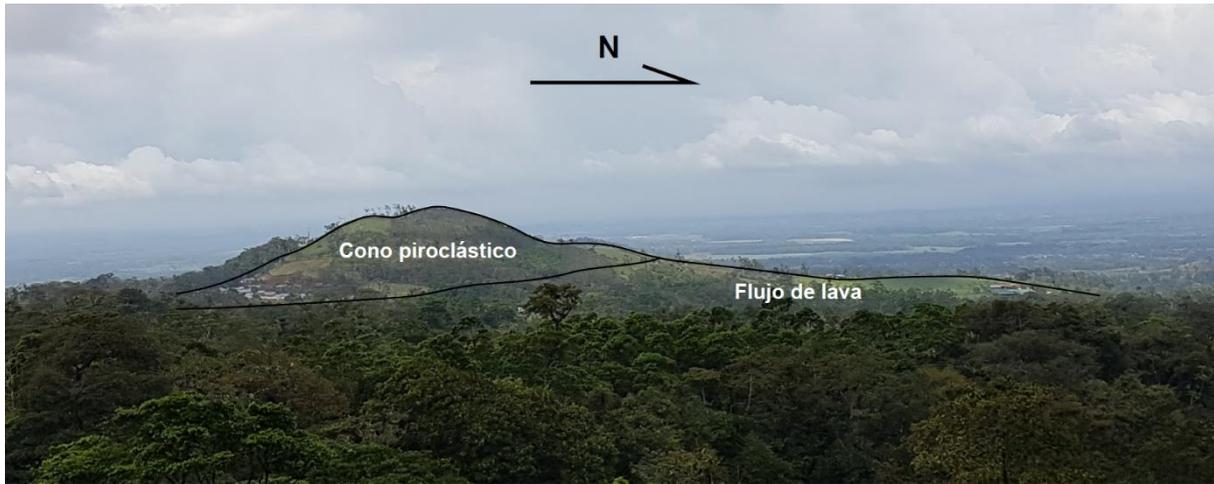


Figura 5.4.2.1: Vista del cono Juan Murillo donde se aprecia la geomorfología de flujo de lava en la base y el cono piroclástico a la izquierda con un cráter en la parte más alta.

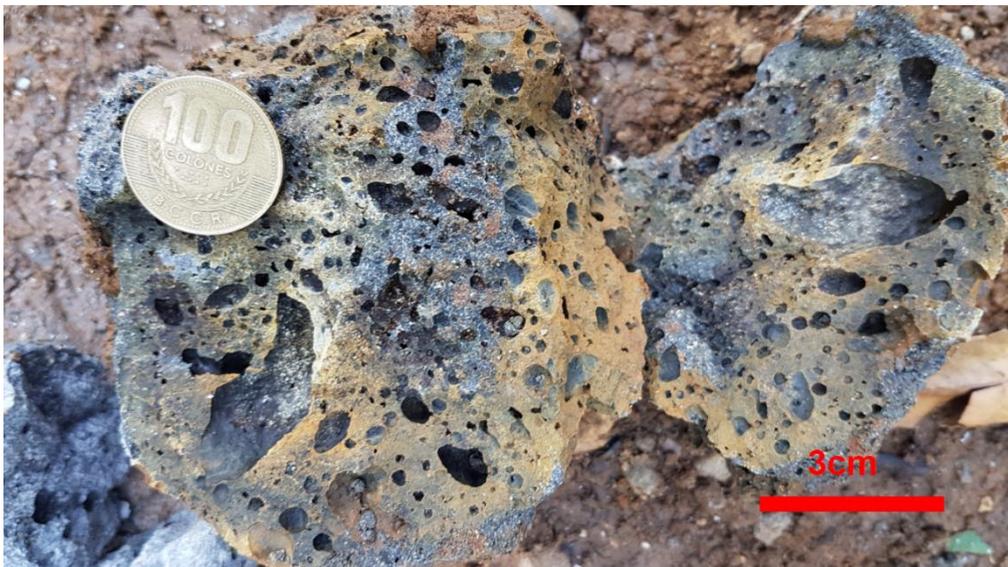


Figura 5.4.2.2: Textura vesicular del flujo de lava de la loma Juan Murillo. Coordenadas 1149337 N, 464594 E.

5.4.3 Loma Vuelta Kooper

Loma Vuelta Kooper se ubica al norte del poblado de Aguas Zarcas, cerca del poblado del mismo nombre. Posee una altitud de 290 m.s.n.m. y un desnivel de 90 m, sobre los abanicos aluvio-laháricos (figura 5.3.4.1). Se encuentra cubierto por potreros y bosques primarios y presenta algunos surcos al norte del cono, que permiten la observación algunos afloramientos.

En la cumbre del cono se encuentra un afloramiento altamente meteorizado (figura 5.4.3.2), donde es posible observar algunas tefras de tamaño lapilli, flotando en un suelo rojizo, rico en limos y arcillas. No se observa la formación de capas ni desarrollo de paleosuelos.

En la base norte del cerro, se encuentra un afloramiento, formado por erosión fluvial. Aquí se observan varias capas de piroclastos, con predominancia de granulometrías gruesas (lapilli) en la base de la secuencia, formando una gradación normal. Las capas gruesas presentan poca matriz, y son soportadas por los mismos clastos (figura 5.4.3.3).

El grado de meteorización en todo el cerro, impidió la obtención de muestras aptas para análisis petrográfico y geoquímico.

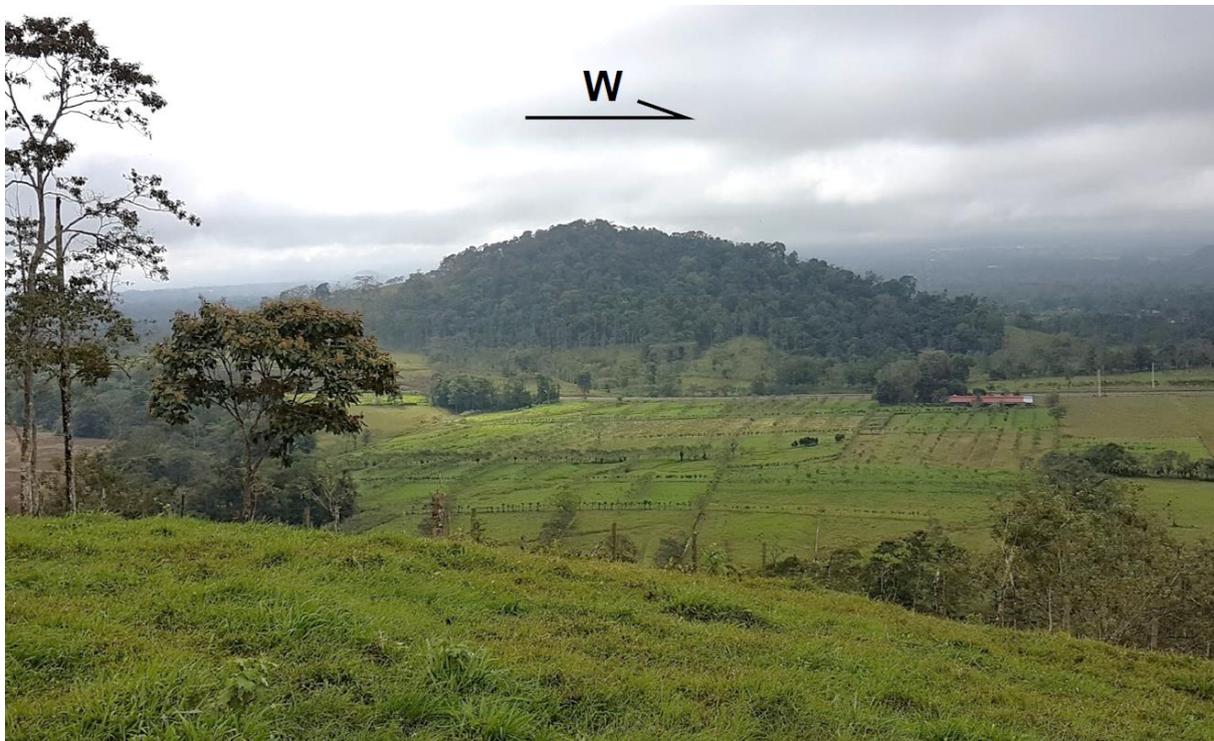


Figura 5.4.3.1: Loma Vuelta Kooper vista desde Valle Hermoso.



Figura 5.4.3.2: Afloramiento altamente meteorizado cerca de la cima de la Loma Vuelta Kooper. Coordenadas 1153730 N, 4633685 E.

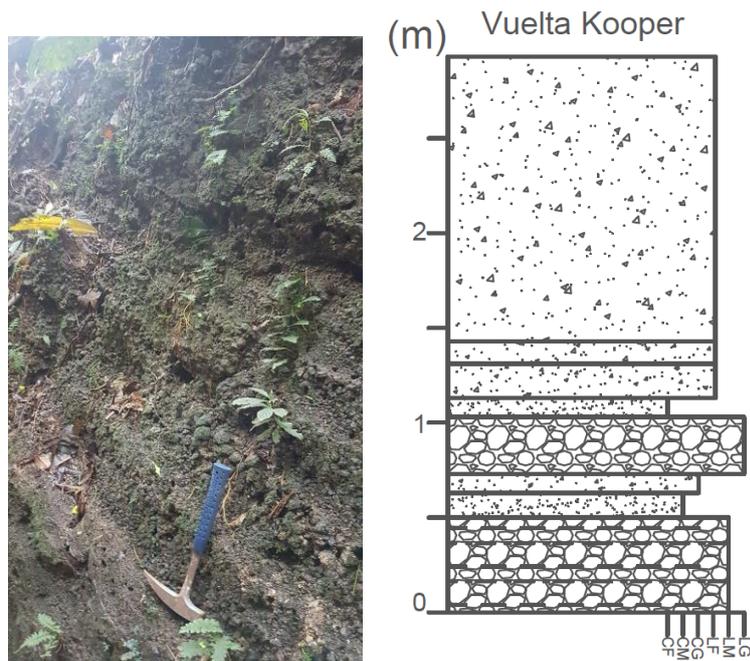


Figura 5.4.3.3: Afloramiento en un surco en la base de la loma Vuelta Kooper, donde se levantó la columna tefroestratigráfica Kooper 1. Coordenadas 1153843 N, 463415 E.

5.4.4 Loma Valle Hermoso

Se ubica entre las lomas Vuelta Kooper y Los Chiles, sobre los abanicos aluvio-laháricos (5.4.4.1). Presenta una altitud de 210 m.s.n.m. y un desnivel de 50 m desde su base. Esta loma se ubica en su totalidad dentro de la finca de la piñera Las Delicias y carece de nombre oficial, aunque en otros trabajos es conocida como loma Valle Hermoso, por ubicarse cerca de esta localidad, y también es conocida localmente como loma Naranjal, por los dueños de la finca donde se ubica.

Aunque tiene una forma muy achatada, posee la morfología típica de los conos de escorias, con un cráter fácilmente identificable en su cima (figura 5.4.4.2). Este cono carece por completo de afloramientos, y sobre él se desarrolla plantación de piña en su ladera este, y está cubierto por potrero en el resto de su superficie.

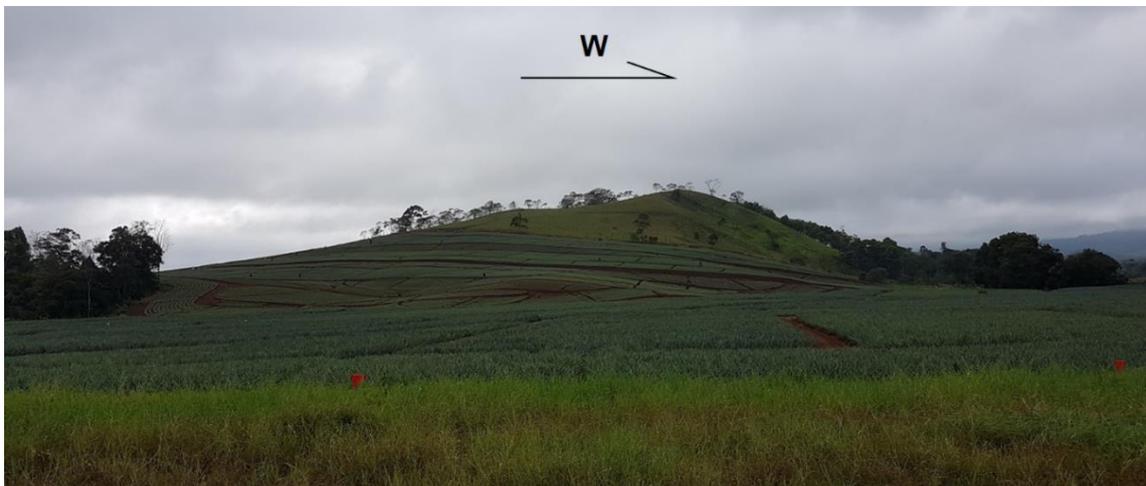


Figura 5.4.4.1: Loma Valle Hermoso o Naranjal, vista desde la piñera Las Delicias.

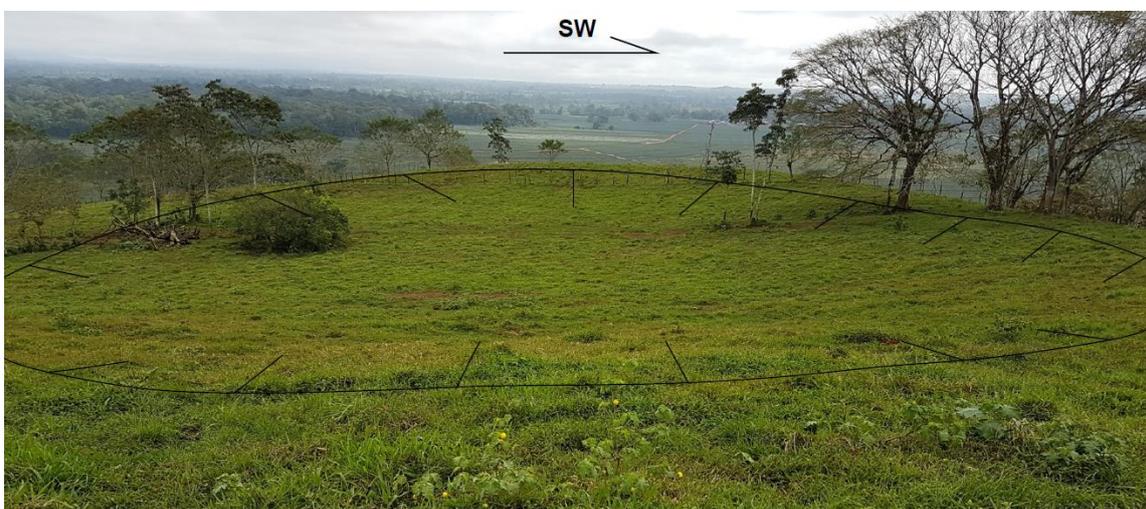


Figura 5.4.4.2: Morfología cóncava en la cumbre de la Loma Valle Hermoso, que representa el cráter de esta loma. Coordenadas 1155240 N, 463239 E.

5.4.5 Loma Los Chiles

Es el cono que se encuentra más al norte del grupo, cerca de la localidad de Altamira. Está identificada formalmente en el IGN como *Loma Los Chiles*. Posee una altitud de 253 m.s.n.m., y se eleva 133 m sobre los abanicos aluvio-laháricos, siendo el cono más prominente del grupo, con una clara morfología de flujo de lava en su base (figura 5.4.5.1).

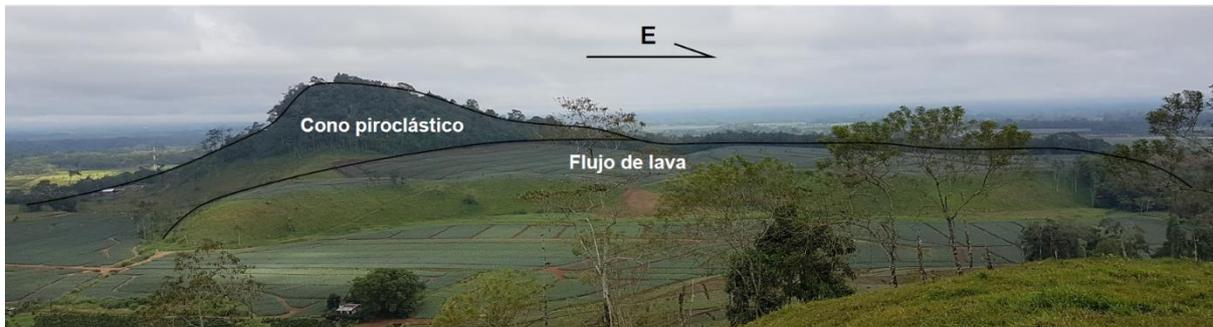


Figura 5.4.5.1: Vista de Loma Los Chiles desde Valle Hermoso, donde se aprecia la geomorfología del flujo de lava en la base y el cono piroclástico a la izquierda.

Esta loma es explotada en su ladera oeste por un tajo para extracción de agregados para construcción conocido como "Tajo Rojo" (figura 5.4.5.2) y posee una cobertura boscosa en la cima y en la ladera este. La base este del cerro se ubica dentro de la Piñera las Delicias, por lo que en este sector se encuentra cubierta por potreros y por cultivos de piña. La existencia de un tajo y de canales de riego en la piñera (figura 5.4.5.3), permite encontrar excelentes afloramientos para tefroestratigrafía y extracción de muestras sanas de este cono.



Figura 5.4.5.2: Tajo Rojo en loma Los Chiles, donde afloran las capas de piroclastos oxidados. Coordenadas 1156382 N, 462606 E.



Figura 5.4.5.3: Canales de riego en la piñera Las Delicias, donde afloran bloques del flujo de lava de Juan Murillo. Coordenadas 1156516 N, 463722 E.

En la base de este cerro se encuentra un flujo de lava basáltica con dirección de flujo oeste-este, diferenciable geomorfológicamente por los escarpes hasta de 10 m en los extremos. Sobre el flujo de lava se levanta el cono de escorias en el sector oeste. Las tefras de este cono, aunque se encuentren oxidadas (lo que les da el color rojo), presentan poca alteración a arcillas (figura 5.4.5.4).

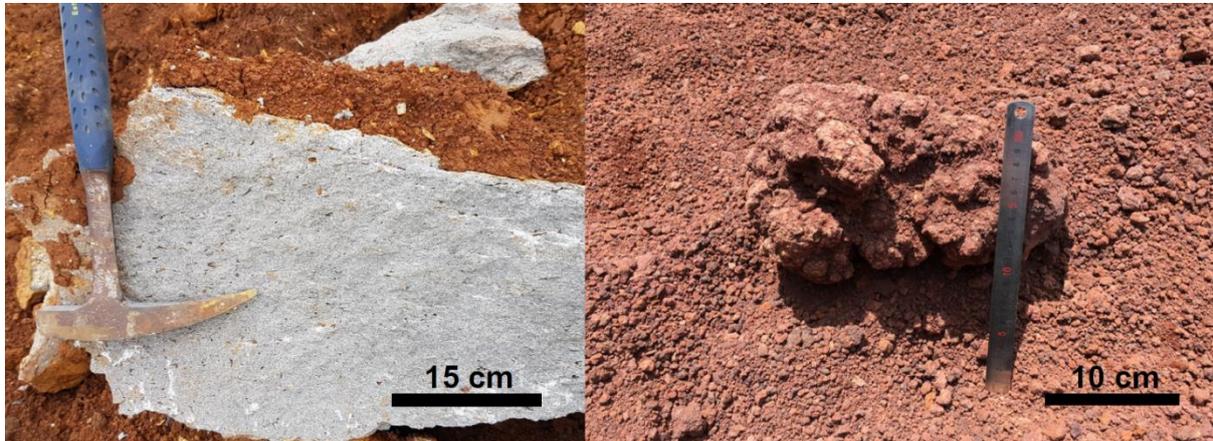


Figura 5.4.5.4: Muestra del flujo de lava en la base del cerro en la Piñera Las Delicias (1156516 N, 463722 E) y bomba con corteza de pan del cono piroclástico en el Tajo Rojo (1156382 N, 462606 E).

Se levantaron varias columnas en el sector del Tajo Rojo, que dado el grado de avance en la explotación del tajo, se interpreta que estas columnas se ubican en las partes más central del cono, cerca del conducto de erupción. El buzamiento de las capas es concéntrico con respecto al conducto, el cual se interpreta que coincide con la parte más alta del cerro.

El contacto entre las capas en general es poco evidente, se reconoce únicamente por cambios en la granulometría y no se observa desarrollo de paleosuelos entre las capas. La granulometría cambia de forma aleatoria, no se observan gradaciones a gran escala o ciclicidad, únicamente se observa gradaciones normales e inversas de forma local dentro de las algunas capas. Predominan granulometrías gruesas (lapilli) y es importante resaltar la ausencia de fracción fina (ceniza media o granulometrías menores) en estas capas. Además, se encuentran bombas de hasta 30 cm con textura en corteza de pan.

Algunas de las capas se encuentran desplazadas por fallas de tipo normal con dirección de buzamiento hacia el centro del cono, que sugieren procesos gravitacionales de auto colapso de la loma.

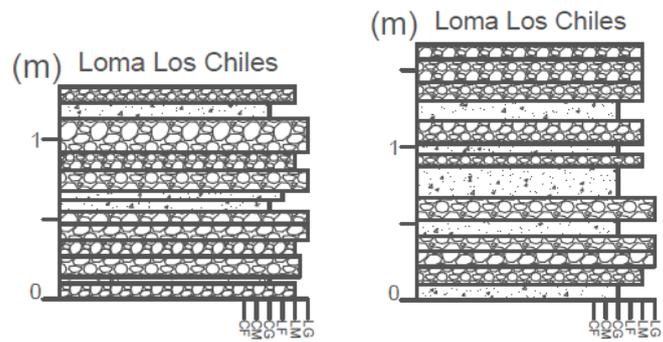


Figura 5.4.5.5: Columnas tefroestratigráficas Chiles 2 (1156464 N, 462539 E) y Chiles 3 (1156319 N, 4625628 E) de Loma Los Chiles, levantadas en el Tajo Rojo.

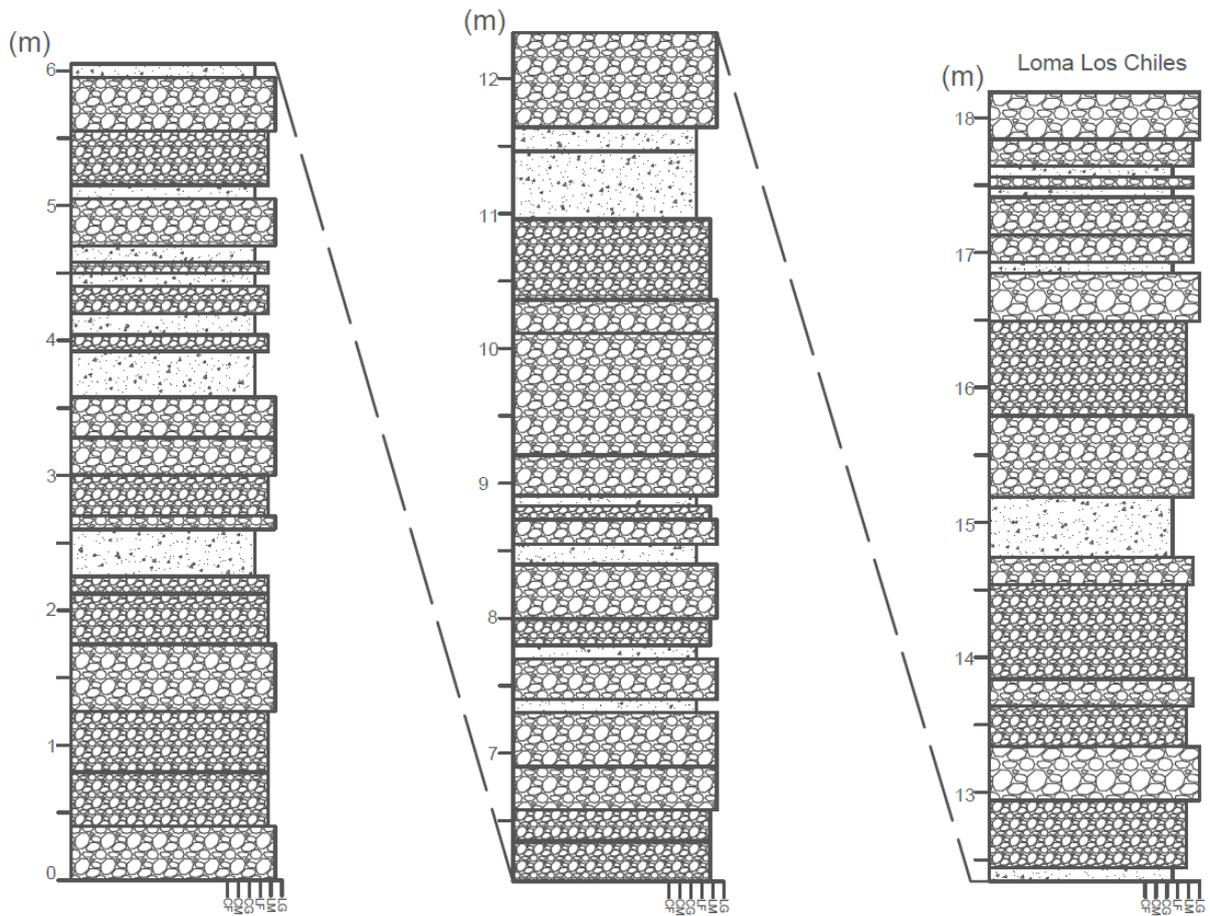


Figura 5.4.5.5: Columnas tefroestratigráfica Chiles 1 (1156382 N, 462606 E) de Loma Los Chiles, levantadas en el Tajo Rojo.

5.4.6 Loma Buenos Aires

La loma Buenos Aires se ubica cerca del pueblo del mismo nombre, sobre la carretera entre Venecia y Aguas Zarcas. Posee una altitud de 461 m.s.n.m., y se levanta 66 m sobre el flujo de lava del Platanar-Porvenir (figura 5.4.6.1).



Figura 5.4.6.1: Loma Buenos Aires vista desde la cima de Juan Murillo.

Se encuentra cubierta por vegetación casi en su totalidad, y únicamente posee un antiguo tajo en su ladera oeste (figura 5.4.6.2), que se encuentra altamente meteorizado, aunque es posible encontrar algunas tefras relativamente sanas.

Las tefras de este cono presentan granulometrías entre ceniza y lapilli medios, encontrándose las fracciones más gruesas en la base del cono, y las más finas en la parte superior, con algunas bombas de tamaños menores a 10 cm. Poseen tonalidades que varían entre negro, verde y morado oscuro, hasta tonos marrones cuando se encuentran altamente meteorizadas.



Figura 5.4.6.2: Tajo abandonado al pie de loma Buenos Aires. Coordenadas 1147652 N, 466573 E.

Se levantó una columna tefroestratigráfica (figura 5.4.6.3) en la parte superior del cono, basándose en cambios de granulometría y color, no se observan ciclicidades ni gradaciones generales en esta sección. En la parte inferior no se diferenciaron capas, sino que se encontraron únicamente depósitos de tefras de aspecto masivo y granulometría lapilli, con algunas bombas, a las que fue posible realizar sección delgada.

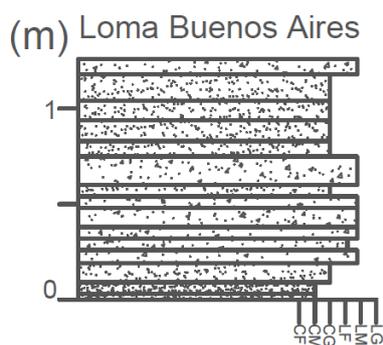


Figura 5.4.6.3: Columna tefroestratigráfica de Loma Buenos Aires levantada en la parte superior del tajo (1147652 N, 466573 E).

5.4.7 Loma Barrantes

Esta loma, identificada por el IGN como *Loma Barrantes*, se ubica hacia el norte de Pitalito, dentro de la finca La Lydia. Posee una altitud de 290 m.s.n.m., y se eleva 90 m desde su base sobre los abanicos aluvio-laháricos. Tiene una forma alargada en sentido E-W que la distingue del resto de conos piroclásticos (figura 5.4.7.1). Esta

loma se encuentra cubierta por vegetación y tiene un tajo en la cumbre, que permite la obtención de muestras sanas (figura 5.4.7.2).

En este tajo se observa la predominancia de granulometrías gruesas, desde lapilli hasta bombas, que alcanzan hasta tamaños métricos, casi sin presencia de matriz. No se observan desarrollo de paleosuelos ni ciclicidades o gradaciones (figura 5.4.7.3). Es importante destacar que en este cono, a diferencia del resto, las tefras se encuentran parcialmente cementadas por sílice, el cual se puede encontrar formando drusas en algunas superficies y oquedades.



Figura 5.4.7.1: Loma Barrantes vista desde Vuelta Kooper, donde se aprecia su morfología alargada.



Figura 5.4.7.2: Tajo en la cima de Loma Barrantes, administrado por la finca La Lydia. Coordenadas 1151812 N, 466424 E.

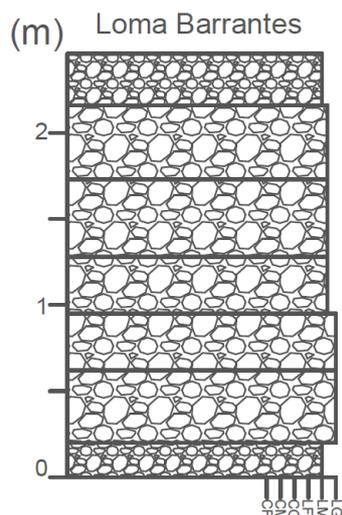


Figura 5.4.7.3: Columna tefroestratigráfica cerca de la cima de Loma Barrantes, levantada en el tajo de finca la Lydia. Coordenadas 1151812 N, 466424 E.

5.4.8 Loma Pital

Esta loma se ubica al suroeste del pueblo de Pital. Posee una altitud de 190 m.s.n.m., se levanta 50 m sobre los abanicos aluvio-laháricos y se encuentra aislado del resto de conos. El cono se encuentra cubierto por potreros utilizados para ganadería y actividades recreativas.

No se observaron capas o fragmentos que indiquen la existencia de tefras. Únicamente se encontraron algunos bloques de lava, con meteorización esferoidal. Estos bloques se encuentran en una matriz de suelo producto de la alteración de la loma (figura 5.4.8.1).



Figura 5.4.8.1: Afloramiento de bloques en loma Pital. Coordenadas 1155035 N, 469925 E.

6. PETROGRAFÍA DE LOS CONOS

6.1 Loma Morera

Esta loma está constituida completamente por depósitos de caída. Se ha recuperado algunas bombas a las cuales se les ha realizado sección delgada (en el apéndice 3 se encuentra la descripción de cada sección delgada para este y el resto de los conos). Petrográficamente este cono se distingue del resto en que posee un mayor contenido de augita, por lo que las rocas de este cono se clasifican como basaltos augíticos con olivino. Además, se caracterizan por poseer una textura fluidal que se evidencia por las plagioclasas orientadas en la matriz.

Las bombas de lava de este cono (figura 6.1.1), son color gris claro y microscópicamente presentan textura hipocristalina hipidiomórfica porfirítica fluidal vesicular, con fenocristales (hasta 1,20 mm de tamaño) de olivino (4% a 11%), augita (4% a 9%), y en algunos casos plagioclasa (3% a 9%), en una matriz intersertal, con microlitos de plagioclasa (20% a 33%), augita (2% a 4%), olivino (3% a 5%), magnetita (1%) y vidrio (19% a 26%). Es importante también la presencia de vesículas (16% a 31%).

Los olivinos se caracterizan por presentar una alteración a iddingsita que se encuentra reemplazando por completo a los olivinos o de forma parcial en los bordes de estos. Algunos cristales de plagioclasa y augita se encuentran fragmentados.

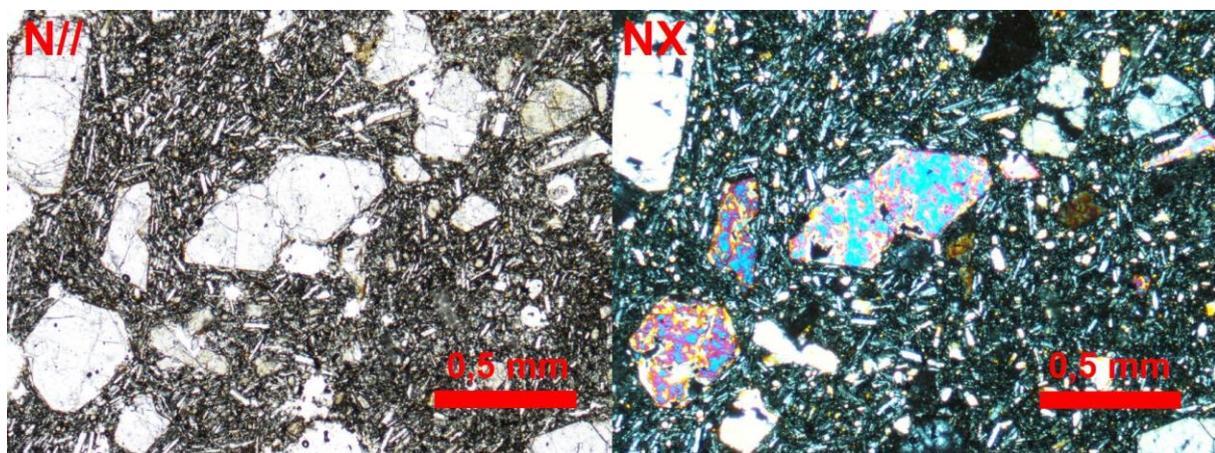


Figura 6.1.1: Microfotografías de la bomba AZ-MO-2b recuperada en Loma Morera.

6.2 Loma Juan Murillo

Este cono presenta un flujo de lava en su base con dirección de flujo hacia el norte. Sobre este flujo de lava se levanta el cono piroclástico del cual se recuperaron algunas bombas.

Tanto el flujo de lava como las bombas de este cono presentan mineralogía similar, ambos se clasifican como basaltos vesiculares con olivino, pero se diferencian en la textura y en la presencia de vidrio en las bombas, que refleja un enfriamiento más rápido de estas. Este cono presenta mineralogía muy similar al resto, pero el flujo de lava presenta cristales de tamaño más grueso tanto como fenocristales como en la matriz (hasta más de 2 mm de tamaño), mientras que el resto de los conos, en general muestran cristales de grano más fino.

Flujo de lava

Las muestras del flujo de lava se recuperaron de un pozo realizado por Acueductos y Alcantarillados. Macroscópicamente este flujo de lava se caracteriza por presentar coloración gris oscura y por tener vesículas esféricas con tamaños de hasta 2 cm.

Petrográficamente, las muestras recuperadas del flujo de lava se clasifican como basaltos con olivino y como basaltos olivínicos con augita (figura 6.2.1). En general, dichas muestras presentan textura holocristalina hipidiomórfica porfirítica vesicular fluidal, con fenocristales (hasta 2,08 mm de tamaño) de olivino (alrededor de 15%) y plagioclasa (18% a 23%), en una matriz intergranular con cristales con tamaños de entre 0,05 mm y 0,10 mm, de olivino (alrededor de 18%), plagioclasa (15% a 25%), augita (2% a 8%) y magnetita (4% a 6%). Posee vesículas (16%) con tamaños desde 0,6 mm hasta más de 1 cm.

Entre el mismo flujo de lava se recuperaron muestras con diferente tamaño de cristales, que está estrictamente relacionado con diferentes velocidades de enfriamiento en el flujo de lava, lo cual se produce ya que las partes que están más expuestas a la atmósfera se enfrían más rápido, produciendo una textura porfirítica con cristales más pequeños en la matriz, mientras que las partes más internas del flujo se enfrían más lento y muestran cristales de grano más grueso en la matriz. Además, las muestras de grano más fino son las que muestran mayor textura fluidal que las de grano más grueso (que se enfriaron más lento).

En general, los olivinos presentan alteración a iddingsita en los bordes y en la matriz se observa reemplazamiento por opacos.

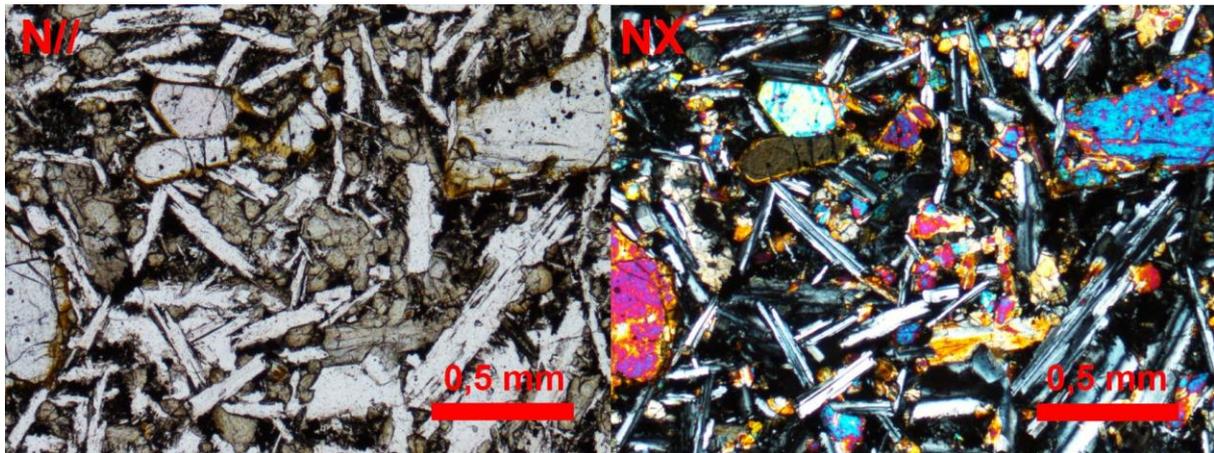


Figura 6.2.1: Microfotografías de la muestra AZ-JM-1a, recuperada del flujo de lava de Loma Juan Murillo.

Bombas

Las bombas de este cono se distinguen del flujo de lava porque presentan vidrio y microlitos en la matriz. Se clasifican como basaltos con olivino (figura 6.2.2) y poseen una textura hipocristalina hipidiomórfica porfirítica vesicular con fenocristales de olivino (alrededor de 13%), plagioclasa (8% a 12%) y augita (menos de 4%), en una matriz intersertal (alrededor de 40%), con microlitos de plagioclasa, olivino, augita, magnetita y vidrio. Posee además vesículas con tamaños desde 1 mm, hasta 10 mm (30% a 40%).

Las bombas muestran un mayor grado de alteración que el flujo de lava, principalmente en los olivinos, algunos de los cuales están reemplazados completamente por iddingsita o están alterados únicamente en los bordes y fracturas. La matriz muestra un significativo reemplazamiento a opacos producto de la alteración del vidrio y los minerales máficos. Estas bombas carecen de alineamientos minerales que indiquen una dirección de flujo.

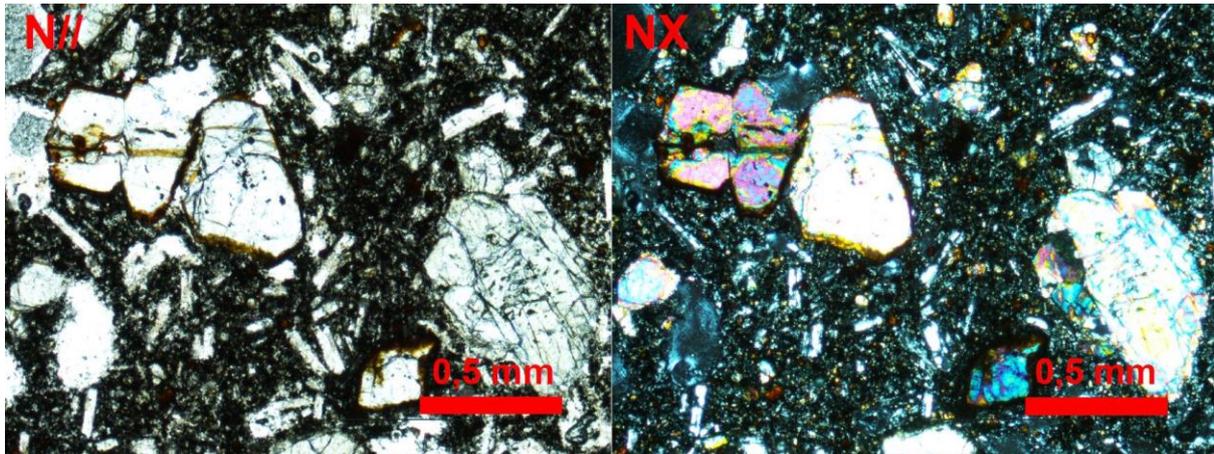


Figura 6.2.2: Microfotografías de la bomba AZ-JM2-2a recuperada en Loma Juan Murillo.

6.3 Loma Los Chiles

Este cono posee un flujo de lava lobular con dirección de flujo hacia el este. Sobre este flujo de lava se levanta un cono de escorias al oeste, del cual se han recuperado bombas con textura en corteza de pan.

En general, loma los Chiles se distingue por mostrar alineamientos de minerales que sugieren una dirección preferencial de flujo (texturas fluidales y pilotaxítica en la matriz del flujo de lava), además de presentar texturas acentuadamente porfiríticas. Asimismo, el cono piroclástico muestra un fuerte grado de oxidación que no se observa en el flujo de lava y no es tan evidente en los demás conos.

Flujo de lava

El flujo de lava corresponde con basaltos color gris claro con olivino de unos 10 m de espesor. Las facies más distales de este flujo de lava presentan bandeamiento y alta vesicularidad (vesículas alargadas), mientras que las facies más internas presentan una fábrica más masiva. Se encontró además un xenolito gabroide en un bloque de lava masivo (figura 6.3.1).

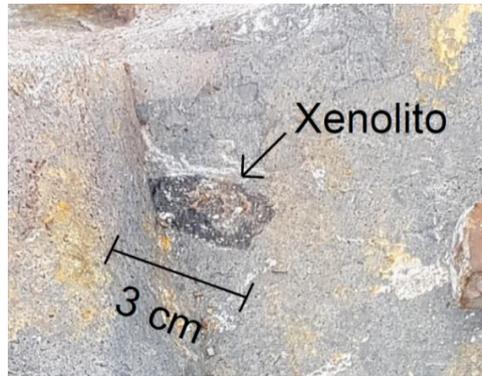


Figura 6.3.1: Xenolito gabroide en el flujo de lava del cono Juan Murillo.
Coordenadas 1156424 N, 463722 E.

Las muestras de este flujo de lava se clasifican como basaltos con olivino y como basaltos olivínicos con augita (figura 6.3.2) y poseen textura holocristalina hipidiomórfica porfirítica vesicular fluidal, con fenocristales (hasta 1,09 mm de tamaño) de olivino iddingsitizado en los bordes (9% a 19%) y en algunos casos augita (hasta 9%), en una matriz pilotaxítica con microlitos (entre 0,04 mm y 0,10 mm de tamaño) de plagioclasa (49% a 73%), olivino (1% a 7%), augita (hasta 9%) y magnetita (hasta 6%). Posee vesículas alargadas con tamaños alrededor de 1,50 mm (hasta 20%). Este flujo de lava en general muestra una textura marcadamente porfirítica que muestra dos velocidades muy distintas de cristalización.

Además, en una de las muestras se identificó augita titanífera y en otra ortopiroxeno. Aunque la mayoría de las muestras son holocristalinas, se identificó vidrio en una de las muestras. Los olivinos presentan alteración a iddingsita parcial (en los bordes y fracturas) o total, mientras que la matriz presenta reemplazamiento a opacos de los minerales máficos.

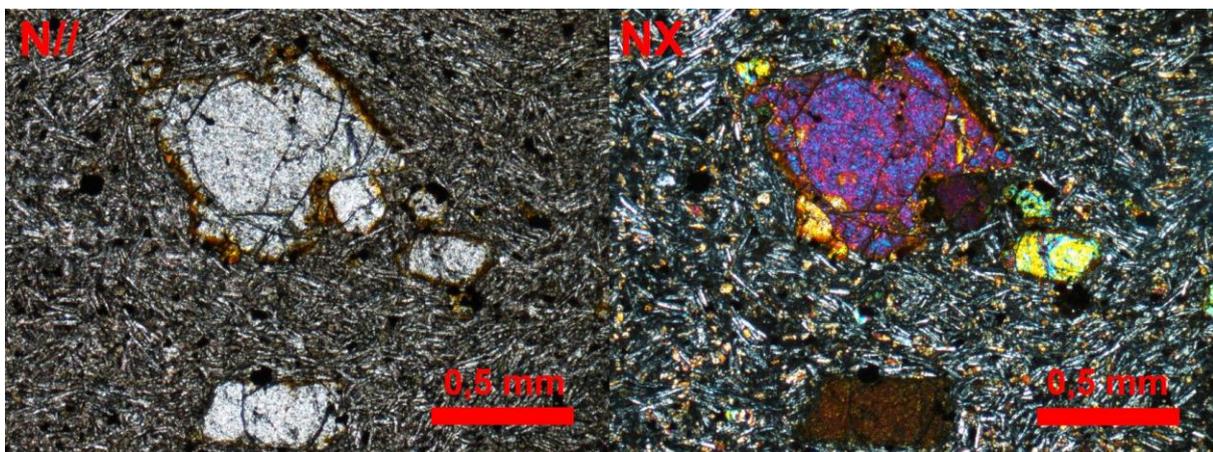


Figura 6.3.2: Microfotografías de la muestra AZ-CH2-3, recuperada del flujo de lava de Loma Los Chiles.

Bombas

Sobre el flujo de lava se levanta el cono de escorias en el sector oeste. Las tefras de este cono, aunque se encuentren oxidadas (lo que les da el color rojo), presentan poca alteración a suelos por la constante extracción de material de la cantera.

Mineralógicamente estas bombas presentan una composición similar al flujo de lava subyacente y una alineación de plagioclasas en la matriz que indica una dirección de flujo, sin embargo se diferencian texturalmente por la presencia de vidrio y un mayor grado de vesicularidad en las bombas, además estas presentan un reemplazamiento casi total a opacos (probablemente hematita) en la matriz por alteración del vidrio y los minerales máficos, así como una alteración a iddingsita y una fragmentación más marcada en los olivinos.

Petrográficamente estas bombas corresponden con basaltos escoriáceos con olivino y augita (figura 6.3.3). Poseen textura hipocristalina hipidiomórfica porfirítica fluidal escoriácea, con fenocritales (hasta 1,75 mm de tamaño) de olivino iddingsitizado en los bordes (5% a 12%), en una matriz intersertal con microlitos (alrededor de 0,05 mm de tamaño) de plagioclasa (20%), olivino (3%), augita (5%) opacos (3%), y vidrio alterado a óxidos de hierro (24% a 30%). Poseen vesículas con tamaños de hasta 1 mm (32% a 40%).

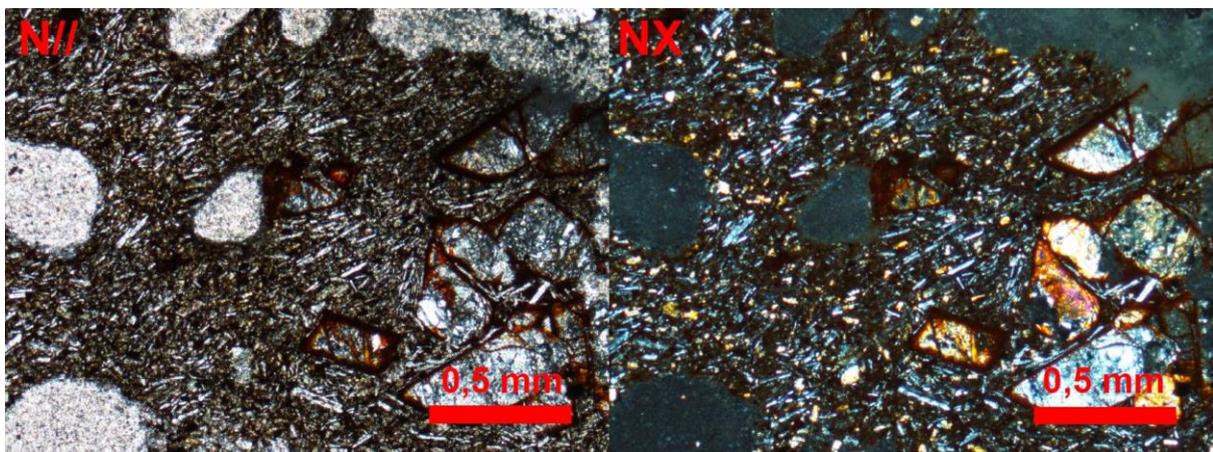


Figura 6.3.3: Microfotografías de la bomba AZ-CH-2a, recuperada del Tajo Rojo en Loma Los Chiles.

6.4 Loma Buenos Aires

Loma Buenos Aires está compuesta completamente por depósitos de caída, los cuales se encuentran altamente meteorizados. Se recuperaron algunas bombas con tamaño óptimo para realizar secciones delgadas, aunque igualmente presentan alto grado de meteorización.

Las bombas corresponden con basaltos vesiculares con augita y olivino (figura 6.4.1). Poseen textura hipocristalina hipidiomórfica porfirítica vesicular con fenocristales con tamaños de hasta 0,67 mm de olivino (6% a 8%), augita (13% a 19%) y plagioclasa (hasta 5%), en una matriz intersertal, con microlitos (menos de 0,06 mm) de plagioclasa (1%), olivino (2%), augita (3% a 4%), magnetita (1% a 2%) y vidrio alterado y reemplazado a opacos (22% a 32%). Además, los fenocristales se encuentran arcillitizados, y la matriz presenta alteración a arcillas color pardo y a hematita, por lo que es posible que la abundancia de minerales pueda ser mayor a la estimada. Además, posee vesículas con tamaños de hasta 0,8 mm (38% a 42%).

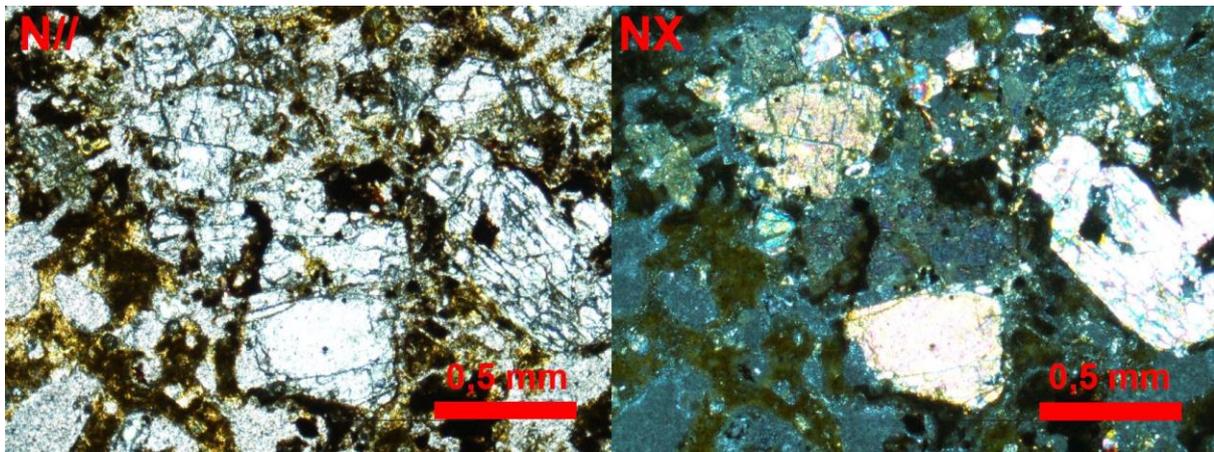


Figura 6.4.1: Microfotografías de la bomba AZ-BA-2a recuperada en Loma Buenos Aires.

6.5 Loma Barrantes

Loma Barrantes está constituida por depósitos de caída parcialmente cementados. Hay variaciones texturales entre las bombas, principalmente en el grado de vesicularidad, ya que algunas tefras poseen textura escoriácea. Asimismo, esta loma se caracteriza por la presencia de vidrio en la matriz y por no mostrar cristales alineados que indiquen dirección de flujo.

Las bombas se clasifican petrográficamente como basaltos olivínicos (figura 6.5.1). Poseen textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica con fenocristales (hasta 1,34 mm de tamaño) de plagioclasa (2% a 11%), olivino (4% a 16%) y augita (hasta 4%), en una matriz intersertal con microlitos (hasta 0,13 mm de tamaño) de plagioclasa (8% a 34%), olivino (3% a 15%), augita (hasta 3%), magnetita (hasta 4%), vidrio color pardo oscuro (30% a 58%) y algunas vesículas con tamaños de hasta 0,85 mm (entre 2% y 12%).

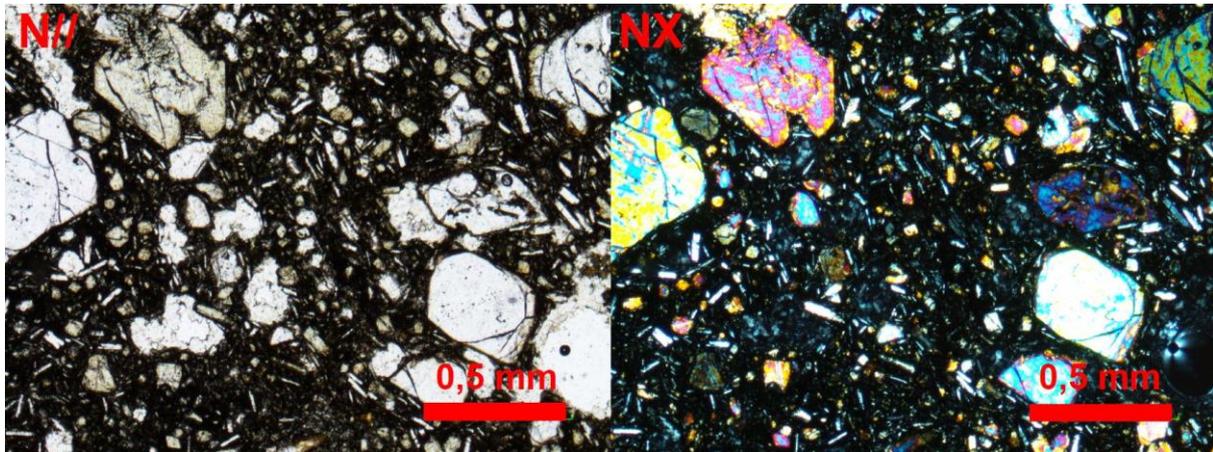


Figura 6.5.1: Microfotografías de la bomba AZ-LB-2c recuperada en Loma Barrantes.

Las escorias se clasifican como basaltos con augita y olivino (figura 6.5.2), presentan textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica escoriácea, con fenocristales de olivino con iddingsita en los bordes (6%) con tamaños de 0,35 mm x 0,25 mm y plagioclasa con alteración a sericita (1%) con tamaños de hasta 0,50 mm x 0,35 mm en una matriz intersertal, con microlitos de plagioclasa (8%), olivino (3%) y opacos (2%) con vidrio color negro (9%) y muchas vesículas (71%) con tamaños entre 0,25 mm y 15 mm.

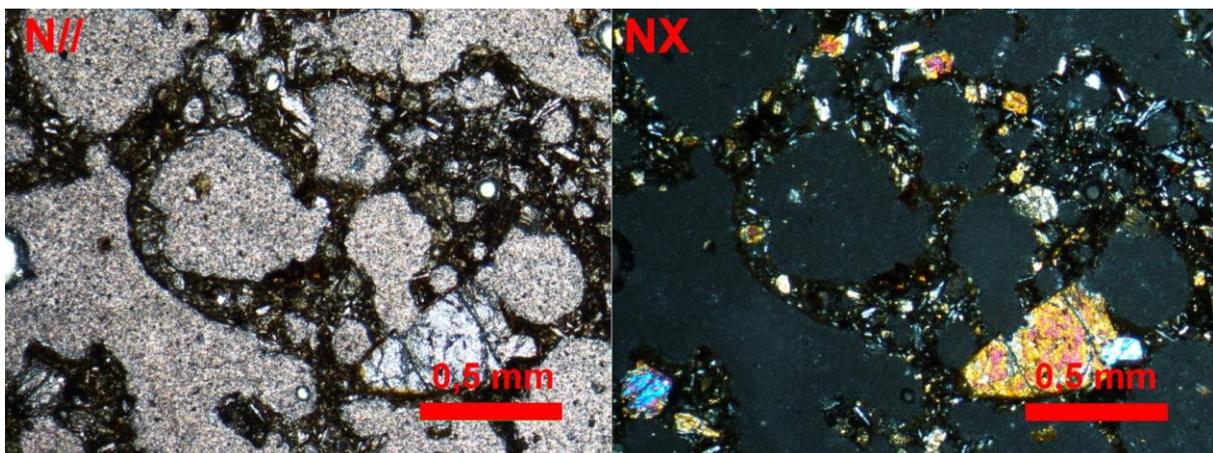


Figura 6.5.2: Microfotografías de la bomba AZ-LB-1 recuperada en Loma Barrantes.

6.6 Loma Pital

De esta loma se recuperaron algunos bloques de lava relictos de meteorización. No se encontraron evidencias que indiquen existencia de depósitos de caída. Estos bloques de lava se clasifican como basaltos olivínicos.

Las muestras de Loma Pital se clasifican como basaltos olivínicos (figura 6.6.1) y microscópicamente, poseen textura holocristalina hipidiomórfica porfirítica fluidal vesicular, con fenocristales de olivino con bordes de iddingsita (10% a 20%) con tamaños de hasta 1,67 mm, en una matriz intergranular con cristales de plagioclasa (59% a 62%), olivino (8% a 19%), augita (hasta 3%) y opacos (2% a 3%). Posee vesículas con tamaños de 0,95 mm (7% a 10%).

En Loma Pital destaca la ausencia de fenocristales de plagioclasa y que las vesículas tienden a estar agrupadas hacia los bordes de los bloques.

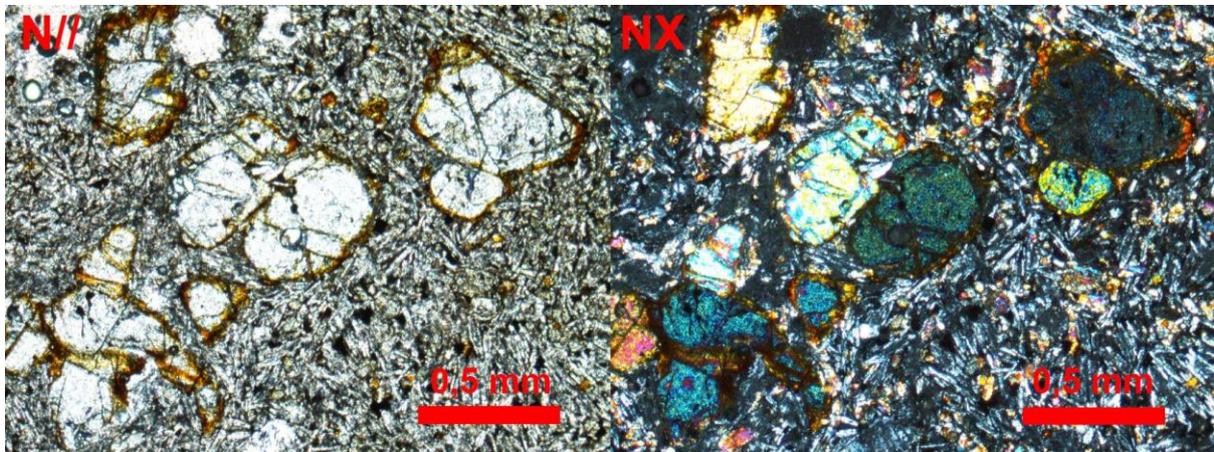


Figura 6.6.1: Microfotografías de la muestra AZ-LP-1a, recuperada de Loma Pital.

7. GEOQUÍMICA

7.1 Elementos mayores

Para el estudio de los elementos mayores, se recopiló información de Gazel et al. (2011), Poncia (1993) y Alvarado & Carr (1993), además se realizaron diez nuevos análisis químicos en roca total, logrando un total de 34 análisis de elementos mayores: 7 de Buenos Aires, 7 de Loma Barrantes, 6 de Loma Morera, 4 de Loma Juan Murillo, 8 de Los Chiles y 2 de Loma Pital. En el cuadro 7.1.1 se enlistan los diez nuevos resultados de análisis químicos de elementos mayores realizados para el presente trabajo, mientras en los apéndices 4 y 5, se encuentra la tabla completa de los 34 análisis de elementos mayores y traza realizados y recopilados, reportando las concentraciones como porcentaje en masa de los óxidos.

Cuadro 7.1.1: Resultados de análisis químicos elementos mayores por XRF realizados para el presente trabajo.

Muestra	AZ-JM-1f	AZ-JM2-2	AZ-CH-10	AZ-CH2-3	AZ-CH2-4b	AZ-LP-1a	AZ-LB-1	AZ-LB-2a	AZ-BA-1	AZ-MO-2a
SiO ₂	50.10	46.43	47.13	50.78	50.36	50.46	46.69	46.48	43.81	46.83
TiO ₂	1.27	1.59	1.50	1.21	1.21	1.45	0.78	0.79	0.77	1.42
Al ₂ O ₃	16.77	15.12	15.28	16.85	17.08	16.25	14.25	14.26	12.85	15.92
FeO*	8.63	10.31	9.36	8.52	8.41	8.37	8.96	8.72	9.39	9.49
MnO	0.143	0.173	0.166	0.157	0.141	0.143	0.173	0.162	0.174	0.168
MgO	8.24	10.61	10.06	7.69	8.26	8.48	12.29	10.93	17.17	10.53
CaO	9.38	9.31	11.83	9.68	9.35	9.14	11.13	11.49	11.07	9.49
Na ₂ O	3.05	1.71	2.19	3.06	3.09	2.96	1.45	1.38	0.80	2.18
K ₂ O	1.01	1.17	1.20	1.00	0.97	1.28	1.64	1.51	0.52	1.16
P ₂ O ₅	0.39	0.42	0.46	0.39	0.39	0.43	0.72	0.70	0.24	0.49
Total	99.66	99.59	99.77	100.35	99.65	99.86	100.11	99.90	99.93	99.93
LOI (%)	0.39	2.31	0.09	0.59	0.04	0.45	1.35	2.89	2.31	1.90

Las rocas de todos los conos corresponden en su mayoría con basaltos y algunas picritas en Loma Buenos Aires según la clasificación de TAS (Le Maitre, 1989) (figura 7.1.1), coincidiendo con la clasificación petrográfica. Según la clasificación de

Peccerillo & Taylor (1976), las muestras se encuentran entre las series calco-alcalina, calco-alcalina rica en potasio y shoshonítica, lo cual indica la tendencia alcalina que tienen estos conos, principalmente Loma Barrantes, donde todas las muestras pertenecen a la serie shoshonítica (figura 7.1.2).

El número de magnesio (Mg#) es un indicador de qué tan primitivo es un magma y se calcula $Mg\# = MgO / (MgO + FeO)$. Debido a que todas las muestras son basálticas y que los conos muestran una diferencia en el Mg# entre sí, se toma el MgO como referencia en los diagramas de Harker. Las muestras poseen un contenido de magnesio variable (6,81 wt% a 17,17 wt%), y Mg# entre 43 y 66. Las muestras de Loma Buenos Aires son las que presentan el mayor número de magnesio (62 a 66), seguida de Loma Barrantes (entre 54 y 58), luego Loma Morera con valores entre 51 y 56, y el resto de conos presenta Mg# similares, entre 47 y 51, con excepción de una muestra en loma Los Chiles con un Mg# de 43.

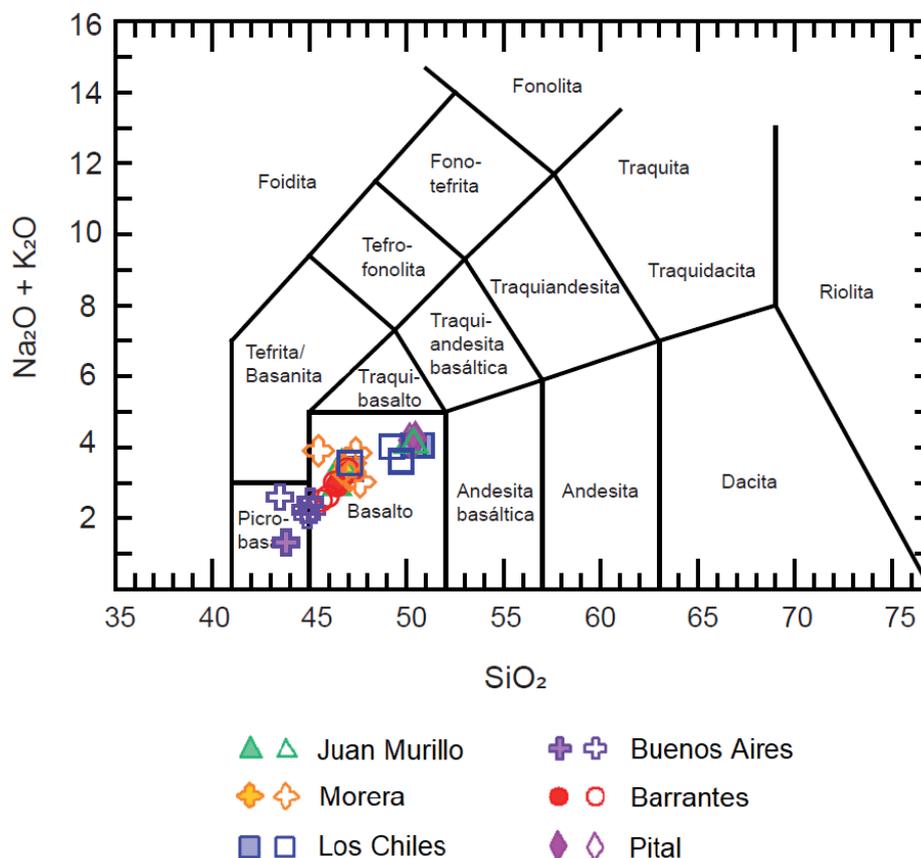
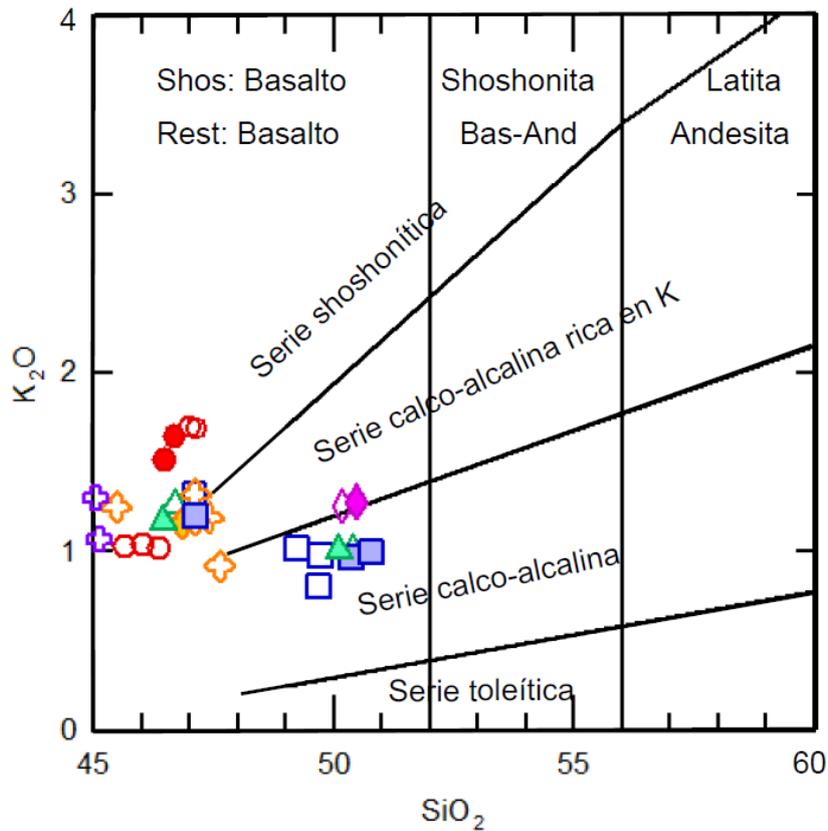


Figura 7.1.1: Diagrama de Álcalis totales/Sílice (TAS) para clasificación de las rocas de los conos de Aguas Zarcas. Los símbolos llenos corresponden a las muestras analizadas para el presente trabajo, los símbolos sin relleno son las muestras analizadas en los trabajos de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993) y Gazel et al. (2011).



Simbología:

- | | |
|------------------|------------------|
| ▲ ▲ Juan Murillo | ⊕ ⊕ Buenos Aires |
| ⊕ ⊕ Morera | ● ● Barrantes |
| ■ ■ Los Chiles | ◆ ◆ Pital |

Figura 7.1.2: Diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) para clasificación de series magmáticas de rocas de arco. Los símbolos llenos corresponden a las muestras analizadas para el presente trabajo, los símbolos sin relleno son las muestras analizadas en los trabajos de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993) y Gazel et al. (2011).

Todos los conos piroclásticos presentan rocas de composición máfica, típica de los basaltos (SiO_2 entre 43,48 wt% y 50,78 wt%), aunque Loma Buenos Aires se diferencia del resto, por poseer los contenidos más bajos de SiO_2 , (43,48 wt% a 45,12 wt%), mientras que el resto de los conos oscila entre 45,47 wt% y 50,78 wt%). Los conos Pital, Los Chiles, y el flujo de lava del cono Juan Murillo presentan el mayor contenido de sílice (figura 7.1.3). El SiO_2 muestra una muy buena correlación lineal con respecto al magnesio.

Los conos Morera, Juan Murillo, Los Chiles, Barrantes y Pital muestran una tendencia alcalina ($K_2O + Na_2O$ entre 2,47 wt% y 4,24 wt%). El cono Buenos Aires posee un menor contenido de álcalis ($K_2O + Na_2O$) entre 1,32 wt% y 2,46 wt% (figura 7.1.3).

El cono Buenos Aires, muestra un contenido levemente mayor de CaO (entre 11,07 wt% y 12,43 wt%), que el resto de los conos los cuales presentan valores entre 9,07 wt% y 11,83 wt%, donde Loma Barrantes presenta el promedio más alto de este grupo, y Loma Pital el contenido más bajo de CaO (figura 7.1.3).

La concentración de Al_2O_3 es similar casi en todos los conos (entre 14,26 wt% y 17,29 wt%), excepto para Loma Buenos Aires que posee valores entre 12,85 wt% y 14,22 wt%. El contenido de hierro total en todos los conos es similar, variando entre 8,37 wt% y 10,31 wt% (figura 7.1.3).

El contenido de TiO_2 , es mayor en los conos Morera, Juan Murillo y Los Chiles (alineados en una línea N-S, al oeste de Aguas Zarcas), y también en Loma Pital (entre 1,21 wt% y 1,59 wt%), mientras que es menor en Loma Barrantes (entre 0,78 wt% y 1,09 wt%) y aún más bajo en Loma Buenos Aires (entre 0,77 wt% y 0,87 wt%) (figura 7.1.3).

En el caso del contenido de P_2O_5 , Loma Barrantes presenta valores notablemente más altos (entre 0,65 wt% y 0,98 wt%) que el resto de los conos que varían entre 0,24 wt% y 0,55 wt%.

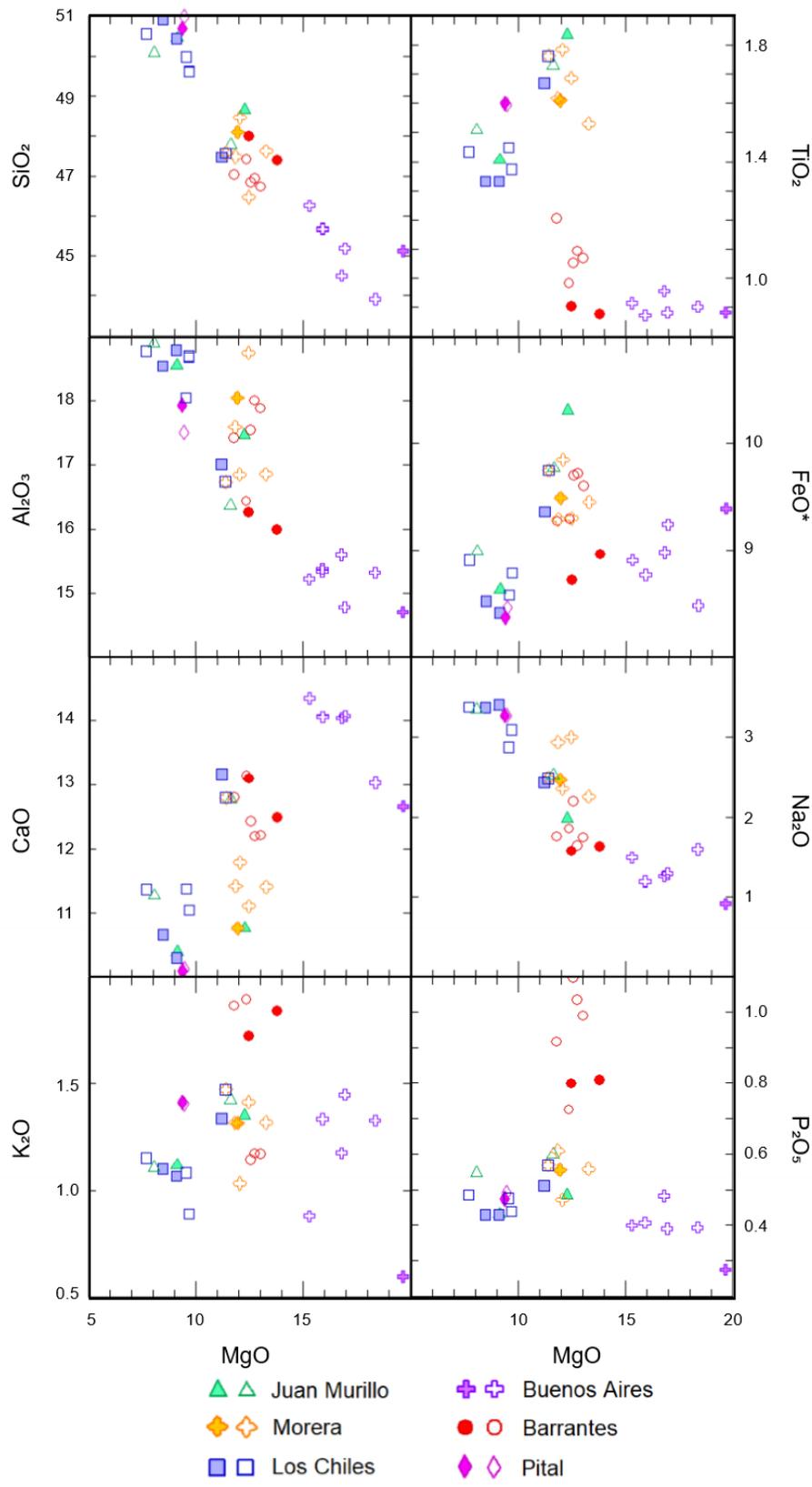


Figura 7.1.3: Diagramas de variación de elementos mayores, utilizando MgO como índice de diferenciación. Los símbolos llenos corresponden a las muestras analizadas para el presente trabajo, los símbolos sin relleno son las muestras analizadas en los trabajos de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993) y Gazel et al. (2011).

7.2 Elementos traza

Al igual que con los elementos mayores, para la concentración de elementos traza se recopiló información de las publicaciones de Gazel et al. (2011), Poncia (1993) y Alvarado & Carr (1993), además de los diez nuevos análisis realizados (la lista completa de análisis de elementos traza se detalla en el apéndice 5). Sin embargo, las técnicas analíticas realizadas para cada publicación son diferentes, y cada una permite obtener diferente número de elementos traza, con diferentes números de cifras significativas y diferente nivel de confianza.

Los análisis realizados por Gazel et al. (2011) son los más confiables, ya que utilizaron la técnica LA-ICP-MS, que actualmente es de las más apropiadas para conocer abundancia de elementos traza, logrando resultados para 24 o 26 elementos con bajas incertidumbres. Las publicaciones de Poncia (1993) y Alvarado & Carr (1993), al ser publicaciones más antiguas, las técnicas disponibles no tenían tan buenos límites de detección como las actuales, y lograron resultados con 19 elementos traza en promedio (algunas muestras con más elementos, y otras con menos), pero con incertidumbres más altas.

En el presente trabajo, se obtiene resultado para 28 elementos traza con XRF, sin embargo, esta técnica permite alcanzar muy buenos resultados para elementos mayores, pero las concentraciones de elementos traza como se encuentran en mucha menor proporción, poseen altas incertidumbres y por lo tanto una cantidad no adecuada de cifras significativas para ser resultados confiables.

Se realizaron dos diagramas *spider*, un diagrama normalizado a condritos, y otro multielementos normalizado a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) (figura 7.2.1), seleccionando muestras representativas, y con resultados confiables para cada cono.

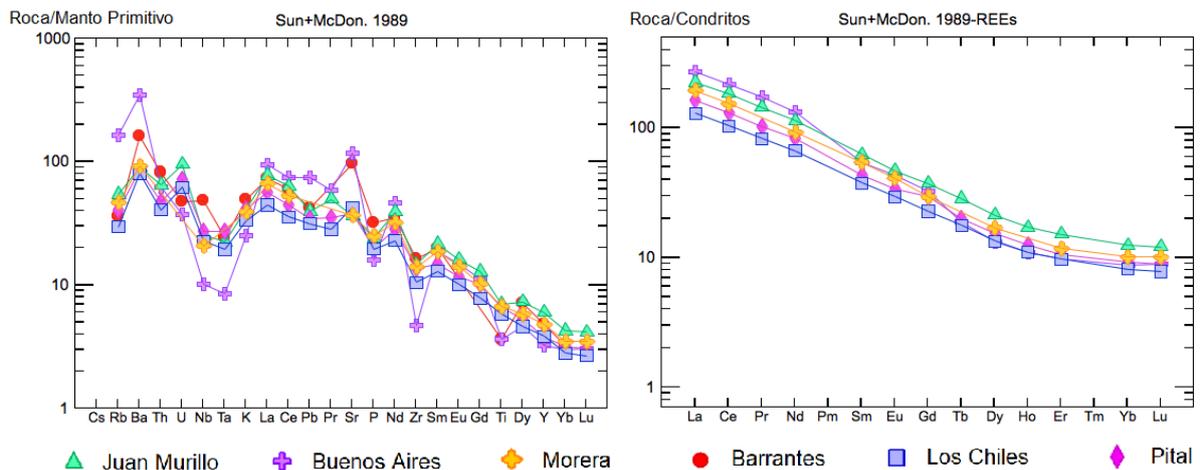


Figura 7.2.1: Diagramas spider de multielementos y de elementos traza, normalizados a manto primitivo y a condritos respectivamente según Sun & McDonough (1989), utilizando muestras de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993) y Gazel et al. (2011).

En ambos diagramas de la figura 7.2.1 se observa un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) y un marcado empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE) como Yb y Lu. Con varios órdenes de magnitud de diferencia entre los elementos más incompatibles contra los elementos más compatibles en ambos diagramas.

En el diagrama de multielementos normalizado a manto primitivo, se observan anomalías positivas en elementos de bajo potencial iónico (LILEs) como Ba y U. Sin embargo, estas anomalías son más marcadas en loma Buenos Aires, la cual presenta claras anomalías positivas en Ba, La, Sr y Nd. Además, esta loma está más enriquecida en Rb, Ce y Pb que el resto.

Elementos HFSE como Nb y Ta presentan anomalías negativas para todas las lomas, no obstante, Loma Buenos Aires es la que está más empobrecida en dichos elementos y presenta las anomalías negativas más marcadas tanto en Nb y Ta, como en Zr y Ti.

Loma Barrantes, al igual que Buenos Aires, posee anomalías positivas en Ba y Sr y una anomalía negativa en Ti, sin embargo, estas lomas se diferencian en que Loma Barrantes tiene anomalías menos marcadas en Nb, Ta y Zr, pero está más enriquecida en Th y P.

Las lomas Juan Murillo, Pital, Morera y Los Chiles, muestran características similares entre ellas en la concentración de elementos traza.

8. DISCUSIONES

8.1 Geología y estructura

Diferentes autores han atribuido el origen de los conos a un vulcanismo monogenético generado en dos fallas corticales profundas cubiertas, alineadas en sentido Norte-Sur (Poncia, 1993; Alvarado & Gans, 1993; Soto, 2016). Dicha alineación es más evidente entre los conos Morera, Juan Murillo, Vuelta Kooper, Valle Hermoso y Los Chiles. También se ha considerado que los conos Buenos Aires y Barrantes se encuentran alineados en una fractura paralela.

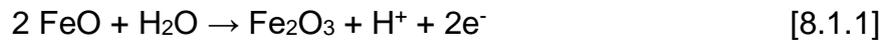
Aunque los conos alineados en una misma fractura pueden compartir un mismo origen, presentan algunas diferencias geomorfológicas entre sí. Los conos Juan Murillo y Los Chiles poseen flujos de lava en su base, que indican una actividad precursora en estos conos, que no ocurrió en los demás conos piroclásticos.

La tefroestratigrafía en todos los conos presenta características similares: predomina la granulometría tamaño lapilli con algunas bombas, la estratificación es poco evidente (identificable por cambios de granulometría y de color en algunos casos), los depósitos son clastosoportados, en general se encuentran bien seleccionados y no hay desarrollo de paleosuelos. En las partes distales de los conos la estratificación es más evidente, y se concentran las granulometrías más finas.

Estas características indican que la actividad eruptiva de cada cono ocurrió en un período corto de tiempo, generando así depósitos con estratificación pobre y sin paleosuelos. Asimismo, los conos pueden variar etariamente entre sí, ya que además de las diferencias composicionales que se discutirán más adelante, difieren geomorfológicamente entre sí: mientras algunos conservan su morfología típica de cono de escorias, otros solo se reconocen como un relieve positivo sobre la topografía horizontal de los abanicos aluvio-laháricos.

Además, la existencia de un flujo de lava subyacente con características distintas a las del cono piroclástico en Loma Los Chiles, replantea catalogar la actividad de este cono en particular como monogenética, ya que la erupción pudo ocurrir en dos pulsos distintos.

En el cono Los Chiles, las tefras presentan un alto grado de oxidación a hematita que no se encuentra en el flujo de lava subyacente. Esta oxidación de Fe^{2+} a Fe^{3+} puede ocurrir en presencia de agua según la ecuación 8.1.1, esta ecuación requiere una reacción de reducción complementaria. Asimismo, si la hematita se encuentra en un exceso de agua, se puede alterar a limonita, según la ecuación 8.1.2.



La limonita comprende varios hidróxidos de hierro, como la goethita que es uno de los productos finales de la iddingsitización de los olivinos (Smith et al., 1987), que se observó en los análisis petrográficos en todas las lomas, pero de manera más marcada en las bombas de loma Los Chiles. La oxidación en las tefras indica un mayor contenido de agua en estas, que no se encuentra en el flujo de lava. Además, este mayor contenido de volátiles explicaría la fragmentación del magma que origina los conos de escorias en la Fractura Oeste.

Esto implicaría que la erupción de los flujos de lava y la de los conos piroclásticos ocurrió en dos pulsos: el primero menos enriquecido en volátiles que provocó erupciones fisurales de lava y el segundo rico en volátiles que originó el vulcanismo explosivo de los conos piroclásticos. Cabe resaltar que este fenómeno ocurriría únicamente en la Fractura Oeste, donde se encuentran los flujos de lava. Dichos volátiles pueden provenir de la fuente, enriquecida en fluidos por el *slab* subducido, y por interacción del magma con aguas meteóricas subterráneas.

Aunque el contenido de agua juega un importante papel en la formación de los conos y en su posterior oxidación (en el caso de Loma Los Chiles), no se encuentra en suficiente abundancia en la fuente ya que no ha generado fases minerales afines como anfíboles u ortopiroxenos (Krawczynsky et al., 2012), por lo que la fuente podría estar más enriquecida en CO_2 como volátil, que en agua.

Esta actividad en dos distintos pulsos, con diferencias en el contenido de volátiles entre cada uno, podría entrar en conflicto con la definición de vulcanismo monogenético, comprendido este como las estructuras volcánicas generadas por erupciones sencillas de corta duración, produciendo cuerpos de pequeño volumen (Németh & Kereszturi, 2015), es decir, actividad volcánica que ocurre en un solo pulso

magmático con características idénticas, sin embargo, de acuerdo con Németh & Kereszturi (2015), el vulcanismo monogenético no se limita a un solo tipo de actividad eruptiva, sino que comprende una amplia gama de estilos eruptivos, litologías, características geomorfológicas y estructuras, por lo que los conos de Aguas Zarcas pueden seguirse considerando como un campo volcánico monogenético, ya que su actividad (tanto flujos de lava como conos de escoria) tuvo lugar en un intervalo limitado de tiempo, y no se ha registrado indicios de nueva actividad volcánica en la zona.

El caso de las lomas Pital, Barrantes, Buenos Aires y dos relictos volcánicos más en la zona se consideran casos aislados dentro del mismo complejo volcánico, no solo por su ubicación geográfica con respecto a los conos de la Fractura Oeste, sino porque poseen diferencias geoquímicas, petrográficas y estructurales entre sí.

En Loma Barrantes, se encuentran algunas coladas de aglutinados color gris claro, que se forman por la acumulación de bombas semifundidas, que al hacinarse tienden a fluir una corta distancia. Además, se diferencia de las demás lomas en que las tefras se encuentran parcialmente cementadas por sílice, el cual se observa formando drusas en las superficies expuestas y oquedades. Esto hace que esta loma sea más resistente a la meteorización lo que posiblemente le atribuye su geomorfología alargada.

La Loma Buenos Aires estructuralmente presenta pocas diferencias con el resto de las lomas, sus principales diferencias se encuentran en la geoquímica que se discutirán más adelante. Está compuesta por lapilli y cenizas que varían en coloración desde tonos negros, verdosos hasta morados con algunas bombas muy subordinadas de tamaños centimétricos.

Esta loma se encuentra aislada del resto sobre el flujo de lava del Platanar-Porvenir, aunque algunos autores han asociado las lomas Barrantes y Buenos Aires a un vulcanismo fisural, paralelo a la Fractura Oeste (Madrigal & Rojas, 1980; Tournon, 1980; Alvarado, 1984; Malavassi, 1991; Poncia, 1993; Duarte, 2011; Soto, 2016), sin embargo, no se encuentran indicadores de una tectónica extensiva en las unidades subyacentes que haya originado ambos conos, además de que ambos conos presentan algunas diferencias geoquímicas entre sí.

Loma Pital se encuentra completamente aislada del resto de lomas. Además, únicamente está compuesta por lavas con meteorización esferoidal y carece de capas de tefras. Comparte características geoquímicas y petrográficas con los conos de la Fractura Oeste, por lo que pudo tener un origen similar.

En la zona de estudio se identificaron además dos relieves positivos de baja pendiente que contrastan con la topografía casi horizontal y el patrón de drenaje típico de los abanicos coluvio-laháricos. Aunque carecen de afloramientos, se interpreta que son antiguos relictos volcánicos, posiblemente de un vulcanismo monogenético anterior, ya que además se encuentran alineados con Loma Pital, la cual muestra características geoquímicas afines con un vulcanismo fisural de trasarco.

8.2 Petrografía

Mineralógicamente, los conos muestran poca diferencia entre sí. Están compuestos principalmente por olivino y clinopiroxenos como principales fenocristales, plagioclasa en algunos casos como fenocristal, pero muy abundante en la matriz y magnetita subordinada. Únicamente hay presencia de ortopiroxeno en una muestra de Loma Los Chiles, y hay ausencia de anfíboles, lo cual es un indicador de bajas concentraciones de agua, ya que estos poseen grupos hidroxilo en su estructura que hacen que la cristalización de los anfíboles sea estable solo en condiciones acuosas (Krawczynsky et al., 2012).

Una notable diferencia entre los conos es la paragénesis de los minerales. Sin bien todos los conos presentan fenocristales de olivino y la mayoría de clinopiroxeno, algunos conos poseen plagioclasa como fenocristal (Figura 8.2.1), principalmente en loma Juan Murillo, Morera y Barrantes.

La plagioclasa como fenocristal, es un indicador de cristalización a menor profundidad, ya que cristaliza en etapas más tardías que el olivino y la augita (los cuales cristalizan a altas temperaturas, y, por lo tanto, a mayor profundidad), asimismo, la cristalización de plagioclasa es suprimida en presencia de grandes concentraciones de agua, por lo que la presencia de la misma es un indicador de condiciones relativamente empobrecidas en agua (Danyushevsky, 2001).

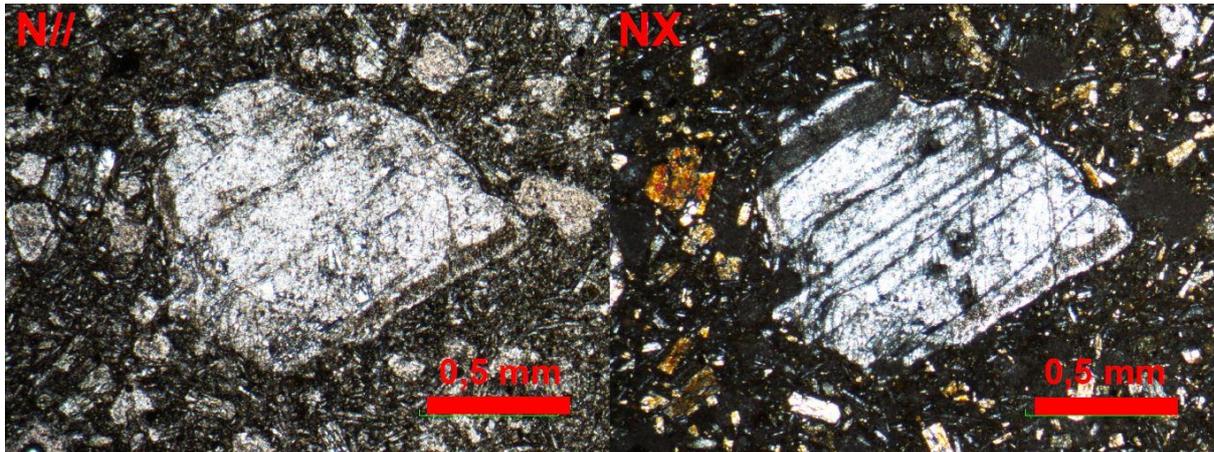


Figura 8.2.1: Cristal de plagioclasa parcialmente reabsorbido en la muestra AZ-LB-2a recuperada en Loma Barrantes.

La gran cantidad de vesículas y la formación de conos de escoria sugiere una influencia de aguas superficiales que favorecen la fragmentación del magma y la posterior formación de conos piroclásticos y lavas vesiculares.

Se recolectaron dos tipos de muestras para análisis petrográfico: lavas en los conos Juan Murillo, Los Chiles y Pital, y bombas en los conos Juan Murillo, Los Chiles, Morera, Barrantes y Buenos Aires.

Las muestras de lava se caracterizan por tener textura holocristalina hipidiomórfica porfírica vesicular en los tres conos donde se recuperaron bloques de lava. Las lomas Los Chiles y Pital poseen matrices con textura pilotaxítica o intergranular, con microlitos de plagioclasa. La textura holocristalina en rocas volcánicas es típica en basaltos por su bajo contenido de sílice, y la textura pilotaxítica indica una baja viscosidad que le da fluidez del magma. Además, las vesículas en los flujos de lava se pueden producir por un aporte de volátiles en el magma como CO_2 y agua (Kelley et al., 2006; Sun & Dasgupta; 2019).

El flujo de lava de loma Juan Murillo presenta mayor contenido de fenocristales y cristales de mayor tamaño en la matriz que loma Los Chiles lo que sugiere que en Juan Murillo la cristalización fue más lenta.

Las bombas se diferencian texturalmente de los flujos de lava en que poseen mayor contenido de vidrio, generando texturas hipocristalinas y en algunos casos escoriáceas, lo cual es típico de los conos piroclásticos, ya que su origen está asociado con una importante influencia de agua subterránea y a una cristalización

más rápida que en los flujos de lava. Particularmente las bombas de las lomas Buenos Aires y Barrantes presentan más contenido de vidrio que el resto.

Aunque las bombas poseen vidrio por un enfriamiento más veloz, los cristales de plagioclasa en la matriz se encuentran orientados en una misma dirección en algunas de las bombas (en loma Los Chiles y Morera), generando una textura fluidal por la baja viscosidad del magma al moverse por los conductos que permitieron el ascenso del magma hasta la superficie.

La alteración más común que se encuentra tanto en lavas como en bombas de todos los conos es la iddingsitización de los olivinos, lo cual ocurre desde los bordes de los cristales hacia adentro, aprovechando las fisuras de los mismos (figura 8.2.2). La iddingsitización de los olivinos ocurre en condiciones oxidantes, permitiendo al Na, Ca y Al provenientes de las plagioclasas adyacentes, alterar la composición original del olivino, formando esmectitas en las etapas tempranas de alteración y goethita en las etapas tardías (Smith et al, 1987).

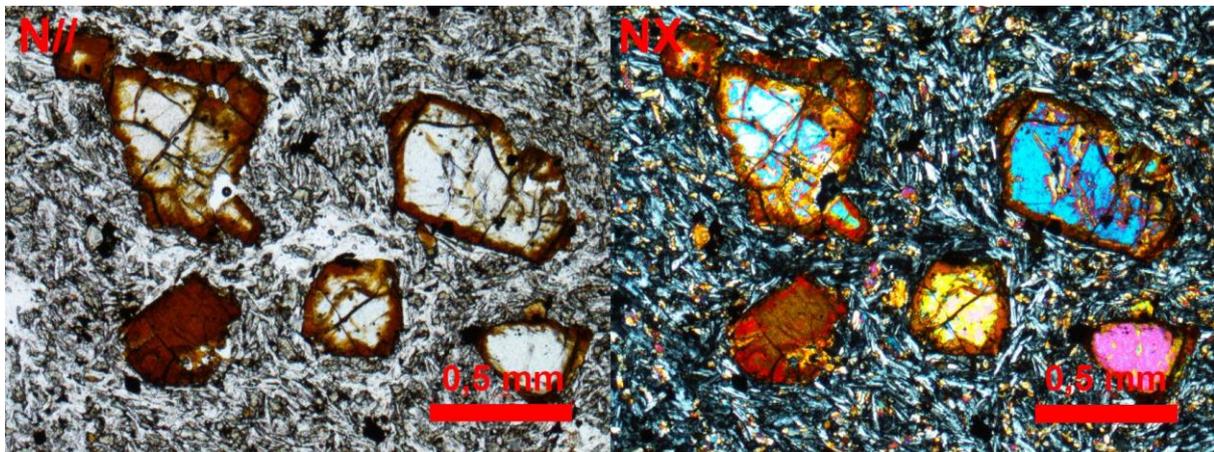


Figura 8.2.2: Olivinos iddingsitizados en la muestra de lava AZ-CH-10 de Loma Los Chiles.

Loma Buenos Aires, además de la iddingsitización de los olivinos, posee pátinas de colores morados y verdes, que no se observan en los demás conos. En el caso de Loma Barrantes se encuentra además parcialmente cementada por sílice, el cual se observa cristalizando en oquedades y formado drusas en algunas superficies producto de acción hidrotermal.

8.3 Geoquímica

8.3.1 Diferencias geoquímicas entre los conos

Los elementos mayores que muestran mejor tendencia lineal al graficarlos contra MgO son el SiO₂, el Na₂O y el Al₂O₃, en estos tres casos los datos muestran una pendiente negativa, donde los conos Juan Murillo, Pital y Los Chiles son los que presentan mayor contenido de óxidos de silicio, sodio y aluminio, lo cual refleja un proceso de diferenciación magmática más marcado que en el resto de los conos (figura 7.1.3). Loma Buenos Aires es el que presenta menor diferenciación magmática, ya que tiene los valores más altos de MgO, y los más bajos de SiO₂, Al₂O₃ y Na₂O.

Los óxidos de calcio y titanio muestran una linealidad menos evidente, para el CaO la pendiente es positiva y para el TiO₂ es negativa (figura 7.1.3). Las lomas Buenos Aires y Barrantes son las que presentan mayor contenido de CaO (relacionado con un enriquecimiento en clinopiroxeno), lo cual es un resultado esperable según las tendencias observadas en silicio, aluminio y sodio, debido al menor grado de diferenciación magmática en estas lomas.

Los altos contenidos de TiO₂ en las lomas Los Chiles, Morera, Juan Murillo y Pital, sugieren una fusión por descompresión adiabática, posiblemente por una tectónica extensiva que favorece la fusión de un magma enriquecido (Gazel & Ruiz, 2005). Esta premisa se ve soportada por un enriquecimiento en elementos traza compatibles (como Nb y Zr) en estas lomas con respecto al resto. Además, la alineación que muestran las lomas Los Chiles, Valle Hermoso, Vuelta Kooper, Juan Murillo y Morera (Fractura Oeste) sustenta un origen común por tectónica extensiva de estas lomas.

En el caso del FeO, el P₂O₅ y el K₂O, no muestran una clara relación lineal al graficarlos contra MgO (figura 7.1.3), sin embargo, Loma Barrantes muestra un mayor contenido de P₂O₅ con respecto a los demás conos que se atribuye a un aporte de sedimentos en la subducción.

Estas diferencias entre los conos alineados en la “Fractura Oeste” (Morera, Juan Murillo, Vuelta Kooper, Valle Hermoso y Los Chiles) y los conos alineados en la “Fractura Este” (Buenos Aires y Barrantes), fueron mostrados y descritos por Malavassi (1991) y Poncia (1993), sin embargo, aunque los conos de la Fractura

Oeste comparten características geoquímicas y petrográficas entre sí, los conos de la “Fractura Este” presentan diferencias geoquímicas entre ellos (en concentración de elementos mayores como MgO, SiO₂, Al₂O₃ y P₂O₅, y elementos traza como Zr, Nb, Ta y Ba), y no poseen las características típicas de un vulcanismo fisural (como alineación de varias estructuras volcánicas y enriquecimiento en TiO₂ y HFSE) que sugiera que ambos conos compartan una misma génesis. Incluso es posible que todos los conos sean de diferente edad, lo cual únicamente se puede comprobar o descartar con estudios geocronológicos.

En los elementos traza también se observa esta diferencia entre Loma Barrantes, Loma Buenos Aires y los conos de la Fractura Oeste (figura 7.2.1). En el diagrama multielementos normalizado a manto primitivo, en general todas las lomas muestran un empobrecimiento en HREE, que denota un residuo rico en granate, lo cual sugiere una fusión parcial profunda (>85 km) (Green & Ringwood, 1970; O’Hara et al., 1971; Takahashi, 1986; Hellebrand et al., 2002).

Loma Buenos Aires, posee marcadas anomalías positivas en Ba, La, Sr y Nd con respecto a los demás conos que indican una mayor influencia de fluidos acuosos del *slab* de subducción, así como marcadas anomalías negativas en Nb, Ta, Zr y Ti que sugieren una menor influencia de la cuña mantélica, ya que estos elementos son inmóviles en medio acuoso y son compatibles en fases minerales estables en el *slab*.

Por el contrario, los conos de la Fisura Oeste y Loma Pital tienen estas anomalías menos marcadas o carecen del todo de las mismas, lo que sugiere un mayor aporte de la cuña mantélica, y un efecto menos marcado del *slab* de subducción.

Loma Barrantes posee anomalías positivas en Ba y Sr, aunque menos marcadas que en Loma Buenos Aires, además posee una anomalía negativa en Ti. Esta loma muestra características intermedias entre el cono Buenos Aires y los conos de la Fractura Oeste, por lo que se interpreta que posee una génesis distinta a estos conos.

A partir de las anomalías observadas en los diagramas multielementos, se ha seleccionado algunos elementos para elaborar razones de elementos traza que se muestran en la figura 8.3.1.1.

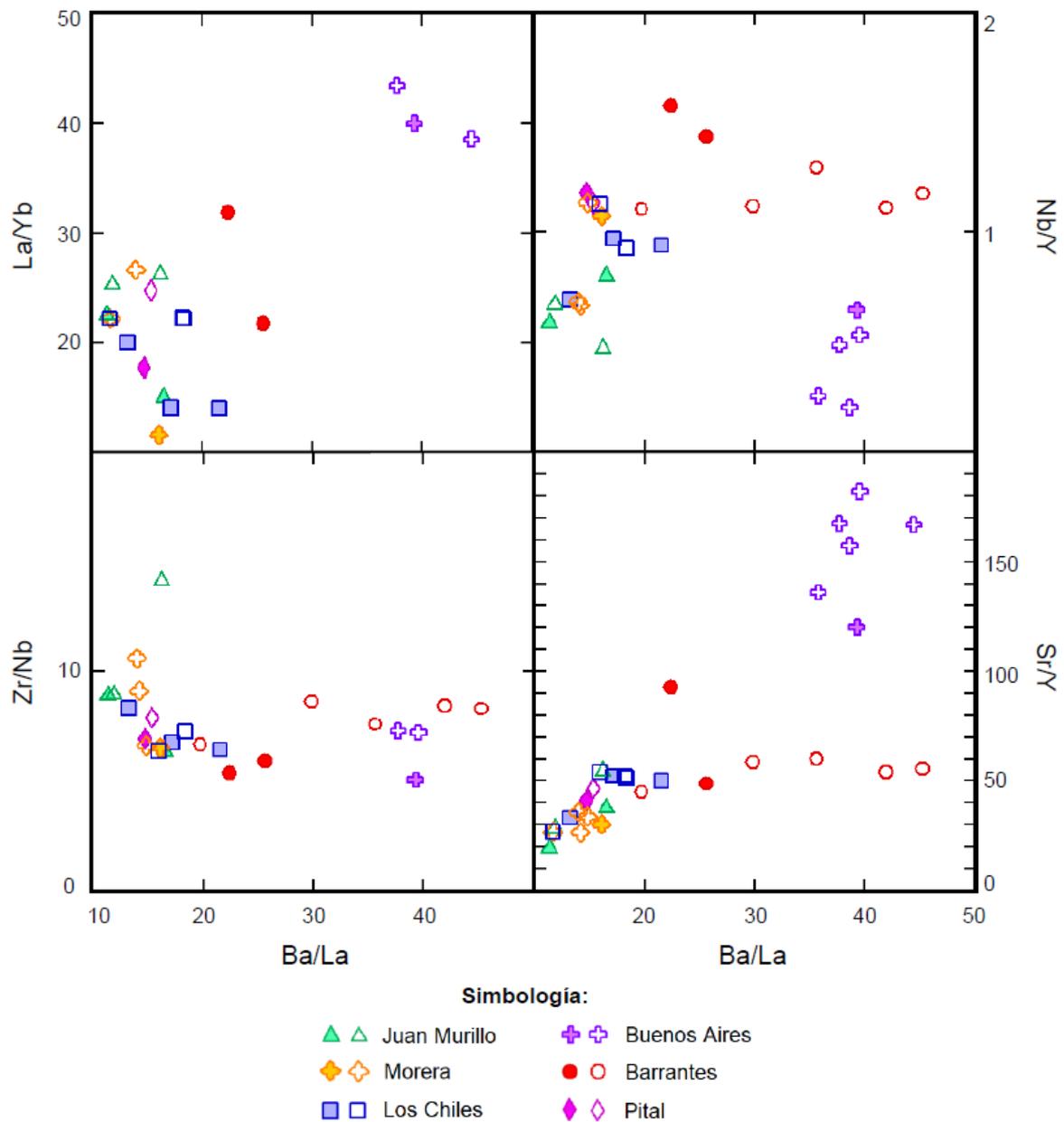


Figura 8.3.1.1: Razones de elementos traza La/Yb, Nb/Y, Zr/Nb y Sr/Y, utilizando Ba/La como agente diferenciador.

La razón Ba/La menor a 20 en los conos de la Fractura Oeste y en loma Pital, indica mayor influencia del manto en estos conos, ya que dicha razón en el manto presenta valores alrededor de 15 (Sun & McDonough, 1989). Loma Barrantes posee valores superiores a 20, y alcanza valores de hasta 40 en Loma Buenos Aires. La alta razón Ba/La es un indicador de aporte de volátiles provenientes del *slab* de subducción que produce la metasomatización del manto. Además, poseen una razón U/Th menor a 1, que indica que el aporte de fluidos se da por presencia de sedimentos hemipelágicos carbonatados en la placa de subducción (Gazel et al., 2005).

En el caso de Loma Barrantes, se observa que algunas muestras tienen altas razones Ba/La y Nb/Y, que indicaría un aporte tanto del *s/lab* de subducción como de la cuña del manto, aunque las muestras presentan una dispersión al comparar estas dos razones que puede ser provocada por alteración en algunas de las muestras.

Las altas razones La/Yb (entre 10 y 30) en todos los conos reflejan bajos grados de fusión parcial, sin embargo, el grado de fusión parcial es aún menor en Loma Buenos Aires y Loma Barrantes, ya que la razón La/Yb es mayor (alrededor de 40). Esto puede explicar por qué estos dos conos se formaron de forma aislada.

La razón Zr/Nb con valores alrededor de 10, sugiere una fuente mantélica con una tendencia OIB en todos los conos. Esta influencia se atribuye a la subducción de la cordillera del Coco, que se ha manifestado en el volcanismo costarricense, desde hace aproximadamente 6,5 Ma (Gazel et al., 2011), sin embargo, se requiere de análisis isotópicos para detallar más la fuente.

8.3.2 Magmas primarios

Un magma primario está definido como el fundido inicial que se separa de la fuente mantélica, el cual generalmente varía su composición durante los procesos de diferenciación, cristalización y erupción (O'Hara, 1968).

Para evaluar la fuente o fuentes de los magmas que originaron los conos piroclásticos, se han calculado magmas primarios utilizando *PRIMELT3* (Herzberg & Asimow, 2015), a partir de los resultados obtenidos de los análisis químicos de elementos mayores (cuadro 8.3.2.1). Se ha seleccionado la muestra con mayor concentración de magnesio para los conos de la Fractura Oeste (AZ-JM2-2) ya que todos los conos de esta alineación tienen características geoquímicas similares, además se ha seleccionado una muestra de Loma Barrantes (AZ-LB-1) y otra de Buenos Aires (AZ-BA-1), ya que estas dos lomas poseen características geoquímicas distintas al resto. En todos los casos se ha seleccionado la muestra con mayor contenido de magnesio, ya que se interpreta que estas son las que han tenido menos diferenciación magmática (apéndice 6).

Cuadro 8.3.2.1. Resultados de composición de magmas primarios a partir de los resultados de las muestras analizadas.

Muestra	AZ-JM-1f	AZ-JM2-2	AZ-CH-10	AZ-CH2-3	AZ-CH2-4b	AZ-MO-2a	AZ-LP-1a	AZ-LB-1	AZ-LB-2a	AZ-BA-1
Cono	Juan Murillo	Juan Murillo	Los Chiles	Los Chiles	Los Chiles	Morera	Pital	Barrantes	Barrantes	Buenos Aires
SiO ₂	48,96	46,50	46,71	49,25	49,21	46,94	49,51	47,28	47,59	45,65
TiO ₂	1,08	1,34	1,35	1,01	1,05	1,27	1,27	0,76	0,76	0,87
Al ₂ O ₃	14,23	12,65	13,71	14,05	14,70	14,16	14,15	13,94	13,66	14,61
Fe ₂ O ₃	0,81	0,96	0,93	0,79	0,80	0,94	0,81	0,97	0,93	1,19
FeO	8,28	9,66	8,68	8,25	8,04	8,90	7,99	8,26	8,25	8,80
MnO	0,15	0,17	0,17	0,16	0,14	0,17	0,15	0,18	0,17	0,18
MgO	14,74	18,17	14,37	14,69	14,15	15,77	14,09	13,99	14,18	14,34
CaO	7,99	7,81	10,63	8,10	8,07	8,46	7,98	10,89	11,03	12,57
Na ₂ O	2,58	1,43	1,96	2,55	2,66	1,94	2,57	1,42	1,32	0,91
K ₂ O	0,86	0,98	1,08	0,83	0,83	1,03	1,11	1,60	1,45	0,59
P ₂ O ₅	0,33	0,35	0,41	0,33	0,34	0,44	0,37	0,70	0,67	0,27
T _P (AFM) (°C)	1452	1534	1442	1451	1437	1478	1435	1432	1437	1432
T (°C)	1359	1414	1343	1357	1348	1375	1348	1335	1336	1325
F (AFM)	0,261	0,283	0,283	0,266	0,255	0,212	0,262	0,156	0,189	0,052

A partir de los resultados del cuadro 8.3.2.1, se ha catalogado las posibles litologías residuales para los magmas de los conos piroclásticos de Aguas Zarcas como una Harzburgita (Herzberg & Asimow, 2015) para los conos de la Fractura Oeste (AZ-JM2-2), lo cual es un resultado esperable para el manto bajo la cuenca trasarco de Costa Rica (Lindsay, 2009).

Para los conos Buenos Aires y Barrantes, se ha obtenido una Peridotita con Espinela (Herzberg & Asimow, 2015). No obstante, este resultado es poco confiable, ya que se obtuvo un magma primario con contenido de magnesio menor al de la muestra original, lo cual entra en conflicto con la definición de magma primario ya que el MgO siempre será mayor en este, debido a que no ha tenido un proceso de diferenciación magmática; mientras que el material expulsado durante las erupciones presenta menor MgO porque tiende a permanecer en fases minerales estables a temperaturas y presiones altas durante el proceso de diferenciación. Por esto, se ha replicado el

análisis en *PRIMELT3* con otras muestras de los mismos conos, pero realizadas por otros autores, aunque se han obtenido resultados similares.

Previamente, se discutió la mayor afinidad de los conos Buenos Aires y Barrantes con un vulcanismo de arco según las concentraciones de los elementos mayores y traza. *PRIMELT3*, no es capaz de detectar este tipo de magmas primarios, ya que utiliza modelos anhidros (Herzberg & Asimow, 2015). Un mayor aporte del *slab* de subducción en el magma primario, implica un mayor grado de metasomatismo del manto, lo que permite deducir una fuente mantélica de peridotita metasomatizada, como lo habían señalado Gazel et al. (2011) para el vulcanismo Cuaternario de Costa Rica y Panamá.

Las peridotitas en el manto superior se metasomatizan por efecto de los volátiles aportados por el *slab* de subducción. Estos volátiles son principalmente agua y dióxido de carbono, ambos componentes son muy incompatibles, por lo que favorecen la fusión parcial de los magmas de arcos volcánicos al bajar el punto de fusión (Roden & Murty, 1985), sin embargo, los remanentes de agua y CO₂ que permanecen en el *slab*, pueden formar vetas en la cuña mantélica, alterando la peridotita sobreyacente, generando una peridotita carbonatada (Dasgupta et al., 2007), debido a la presencia de dióxido de carbono como principal volátil (la mayor parte del agua se consumió en el magmatismo de arco).

Debido a que el resultado obtenido de *PRIMELT3*, es inconsistente, se ha seleccionado una composición de peridotita carbonatada de la literatura como magma primario, para posteriormente realizar los modelos de cristalización. Las peridotitas carbonatadas se caracterizan por poseer alto MgO y CaO, y bajo SiO₂ y Al₂O₃ (Hirose, 1997; Dasgupta et al., 2007).

A partir de la composición de magmas primarios obtenida, *PRIMELT3* calcula la temperatura potencial del manto y temperatura de erupción, utilizando las ecuaciones 8.3.2.1 y 8.3.2.2, donde $T_P^{O/L}$ es la temperatura del *liquidus* para el olivino en °C a una presión P en GPa y $T_1^{O/L}$ es la temperatura del *liquidus* para el olivino a 1 atm (Herzberg & Asimow, 2015).

$$T_P^{O/L} = T_1^{O/L} + 54P - 2P^2 \quad [8.3.2.1]$$

$$T_1^{O/L} = 1020 + 24.4MgO - 0.161MgO^2 \quad [8.3.2.2]$$

La temperatura potencial del manto (T_P), es la temperatura teórica que tendría un volumen de material sólido derivado del manto, si este asciende adiabáticamente a la superficie de la Tierra (McKenzie & Bickle, 1988). Se ha establecido valores estándar de temperaturas potenciales normales para el manto (1350 ± 50 °C) (McKenzie et al, 2005) y para anomalías térmicas, como plumas mantélicas (mayor a 1500 °C) (Putirka, 2005).

Los conos de la fractura oeste muestran altos valores de T_P (mayores a 1400 °C), los cuales se encuentran sobre los valores esperados del manto. Gazel et al. (2011) muestran la relación las altas T_P del volcanismo alcalino en Costa Rica y Panamá con los *seamounts* subducidos provenientes de la pluma de Galápagos, la cual posee T_P en un rango entre 1400 °C y 1500 °C, lo que también podría explicar las altas T_P en los conos de Aguas Zarcas.

Las altas temperaturas de erupción (mayores a 1300 °C) son típicas de erupciones de magmas basálticos. Particularmente estas temperaturas son más altas en los flujos de los conos Juan Murillo y Los Chiles, por tratarse de un posible vulcanismo fisural. Mediante *Petrolog 3.1.1.3* (Danyushevsky & Plechov, 2011) se ha calculado además que la densidad de este magma se encuentra entre 2,71 g/cm³ y 2,74 g/cm³, mientras que la viscosidad oscila entre 4,48 P a 1390 °C y 8,30 P a 1083 °C.

8.3.3 Fuente magmática

En general, los magmas de trasarco poseen una tendencia a MORB en su geoquímica, particularmente los trasarcos en márgenes convergentes entre dos placas oceánicas (Pearce & Stern, 2006). El caso de Costa Rica es particular debido a que los conos de Aguas Zarcas presentan características afines a una fuente OIB, y no a una fuente MORB.

La influencia OIB en los conos de Aguas Zarcas, se ve reflejada en la razón Zr/Nb con valores cercanos a 10. Se ha atribuido esta fuente OIB a la subducción de los *seamounts* y la cordillera submarina del Coco, la cual ha tenido influencia en el volcanismo de Costa Rica y Panamá en los últimos 10 Ma (Gazel et al., 2015). Esta signatura se observa por igual en todos los conos, aunque se requieren estudios isotópicos para detallar más esta influencia.

Se han propuesto diferentes fuentes mantélicas para el volcanismo alcalino de Costa Rica. Gazel et al. (2011) proponen una peridotita metasomatizada con vetas de piroxenita como fuente, además, Lindsay (2009) menciona la existencia de Harzburgitas y Lherzolitas, según la composición de los xenolitos en Cerro Mercedes. Como se discutió anteriormente, para los conos de Aguas Zarcas se ha propuesto una fuente de harzburgita en los conos de la Fisura Oeste y en Loma Pital y una peridotita metasomatizada para los conos Barrantes y Buenos Aires, aunque también se demostró una fuerte influencia del *slab* de subducción en este último cono en particular.

8.3.4 Modelos de cristalización

Los procesos de fusión y cristalización de los magmas están directamente influenciados por la temperatura, la presión y el contenido de volátiles en el sistema magmático. Previamente se ha discutido el cálculo de la temperatura potencial a partir de *PRIMELT3*, mediante el cálculo de magmas primitivos.

Los modelos de cristalización y las líneas cotécticas (LLD, *Liquid Lines of Descend*) representadas en diagramas de Harker de elementos mayores, permiten estimar las condiciones de presión y por lo tanto profundidad de cristalización, a partir de magmas primarios. Asimismo, se puede estimar la abundancia de volátiles en dichos magmas. Para esto se utilizaron los programas *Petrolog 3.1.1.3* (para presiones menores a 1 GPa) y *Rhyolite-MELTS 1.2.0* (para presiones mayores a 1 GPa). Las líneas cotécticas muestran la variación composicional del magma al cristalizar las diferentes fases minerales en equilibrio con el líquido. Cada discontinuidad en estas líneas representa el inicio de la cristalización de una fase mineral.

Geoquímicamente, los conos de Aguas Zarcas se dividieron en dos grupos: los conos de la Fractura Oeste, y el cono Buenos Aires. Debido a esto, se han seleccionado el mejor resultado de magma primario para la Fractura Oeste (AZ-JM2-2), para Loma Buenos Aires y para Loma Barrantes se ha seleccionado una composición de peridotita carbonatada estándar, propuesta por Hirose (1997), ya que los magmas primarios obtenidos con *PRIMELT3* para dichos conos mostraron errores conceptuales que se discutieron previamente.

Para cada una de estas tres composiciones de magmas primarios, se han calculado las LLDs para cada elemento mayor, a diferentes presiones: 0,2 GPa, 1 GPa, 1,5 GPa, 2 GPa, 2,5 GPa y 3 GPa. Además, se han modelado varios contenidos de agua desde condiciones anhidras hasta 4 wt% H₂O, que es el contenido promedio de agua en arcos (Planck et al., 2013). Al comparar los LLDs obtenidos con las muestras analizadas, es posible estimar los rangos de presión y la concentración de agua del magma que originó los conos.

A partir de estos modelos, se obtiene que los mejores ajustes se dan para contenidos de agua entre 0,5 wt% y 1 wt%. La presencia de agua en los magmas de cuencas de trasarco, tiene importantes efectos en el proceso de cristalización del magma, ya que disminuye la temperatura del *liquidus* y suprime la cristalización de la plagioclasa en relación con el olivino y el clinopiroxeno, además desplaza los puntos cotéticos (Danyushevsky, 2001).

Para los conos de la Fisura Oeste los mejores resultados se obtuvieron con Al₂O₃, Na₂O y CaO a 1 wt% H₂O (figuras 8.3.4.1, 8.3.4.2 y 8.3.4.3). Esta concentración de agua relativamente baja concuerda con la mineralogía observada, con ausencia de anfíboles y bajo contenido de ortopiroxenos (Krawczynsky et al., 2012), así como algunos fenocristales de plagioclasa (Danyushevsky, 2001), sin embargo, no se descarta un aporte de CO₂ como volátil en la fuente.

Estos modelos de cristalización (figuras 8.3.4.1, 8.3.4.2 y 8.3.4.3), al extremo derecho, muestran un segmento de baja pendiente que representa la cristalización de olivino en equilibrio con un líquido (L + Ol). El primer cambio de pendiente representa el inicio de la cristalización de la plagioclasa y clinopiroxeno, además del olivino, en equilibrio con el líquido (L + Ol + Cpx + Plag). Todas las líneas cotéticas muestran diferencias en este segmento según la presión modelada, y se encuentran más dispersas entre sí.

Los conos piroclásticos alineados en la Fractura Oeste se agrupan dentro de las líneas cotéticas modeladas entre 1,5 GPa y 2,5 GPa. Esta agrupación es más clara en el diagrama Al₂O₃ vs MgO, donde se ubican entre las líneas cotéticas de 1,5 GPa y 2,0 GPa. En el diagrama Na₂O vs MgO, las muestras siguen la tendencia de la línea cotética de 1,5 GPa, y algunas muestras se ubican entre las líneas de 1,5 GPa y 2,0

GPa, mientras que en el diagrama CaO vs MgO, las muestras se encuentran a presiones menores a 2,5 GPa.

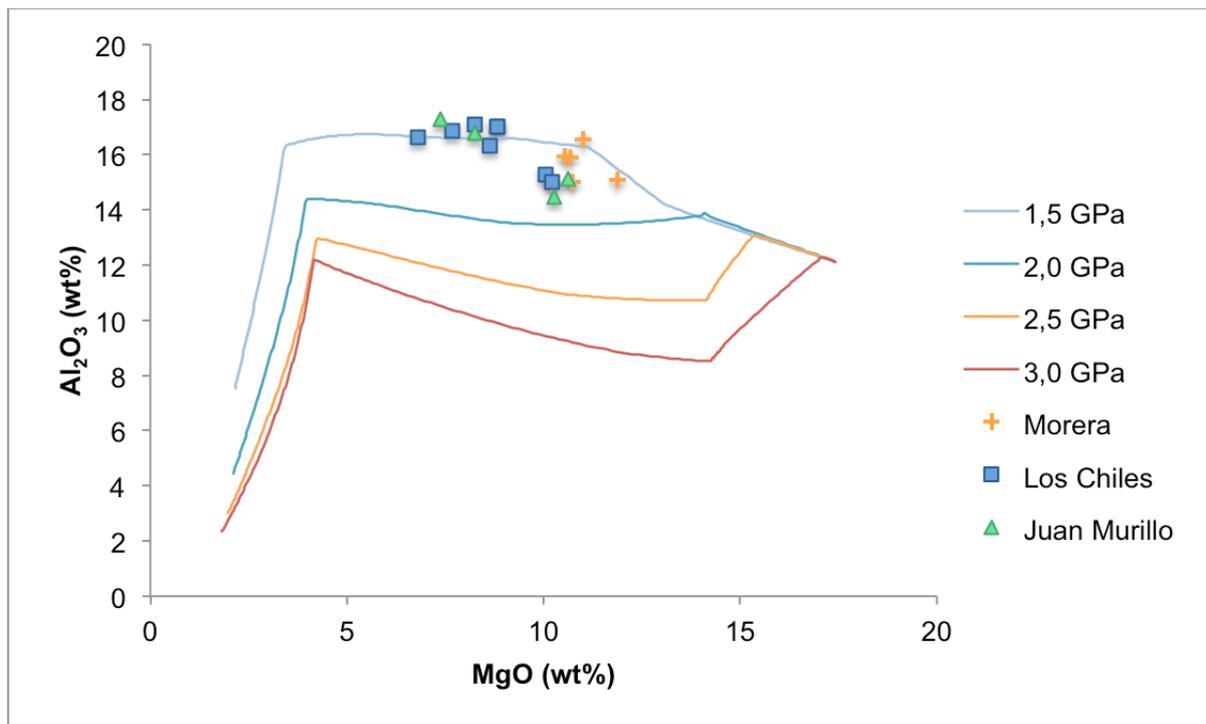


Figura 8.3.4.1: Modelo de cristalización fraccionada con Al₂O₃ vs MgO con 1 wt% de H₂O a partir del magma primario AZ-JM2-2.

El sistema Al₂O₃ vs MgO mostrado en la figura 8.3.4.1 es un indicador de cristalización de plagioclasa. A menor presión, se observa que el contenido de Al₂O₃ es mayor, lo cual puede relacionarse con un mayor contenido de plagioclasa, si las condiciones son relativamente anhidras (Danyushevsky, 2001). Este argumento concuerda con los análisis petrográficos, donde se han encontrado fenocristales de plagioclasa que estarían indicando una cristalización más somera y con bajos contenidos de agua. Este sistema sugiere una presión de entre 1,5 GPa y 2,0 GPa.

Al igual que el diagrama Al₂O₃ vs MgO, el diagrama Na₂O vs MgO también está relacionado con la cristalización de plagioclasa que es el mineral más enriquecido en Na₂O de los observados en las muestras. En este diagrama sugiere una presión de alrededor de 1,5 GPa.

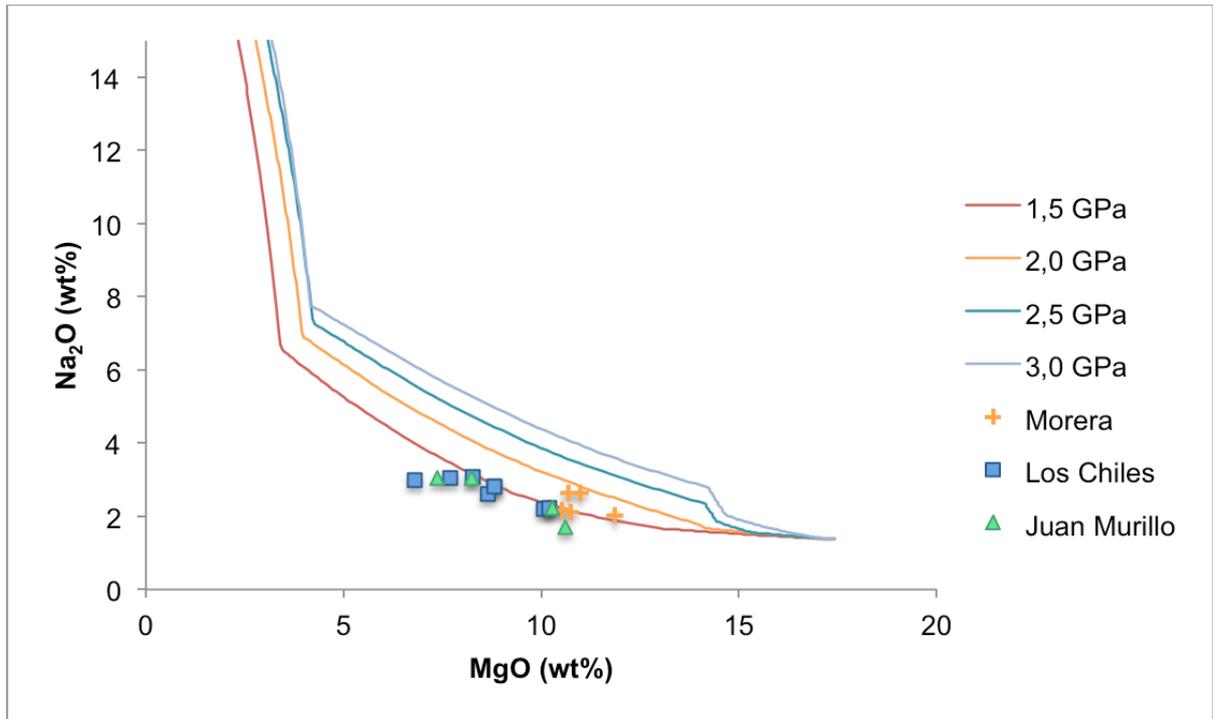


Figura 8.3.4.2: Modelo de cristalización fraccionada con Na₂O vs MgO con 1 wt% de H₂O a partir del magma primario AZ-JM2-2.

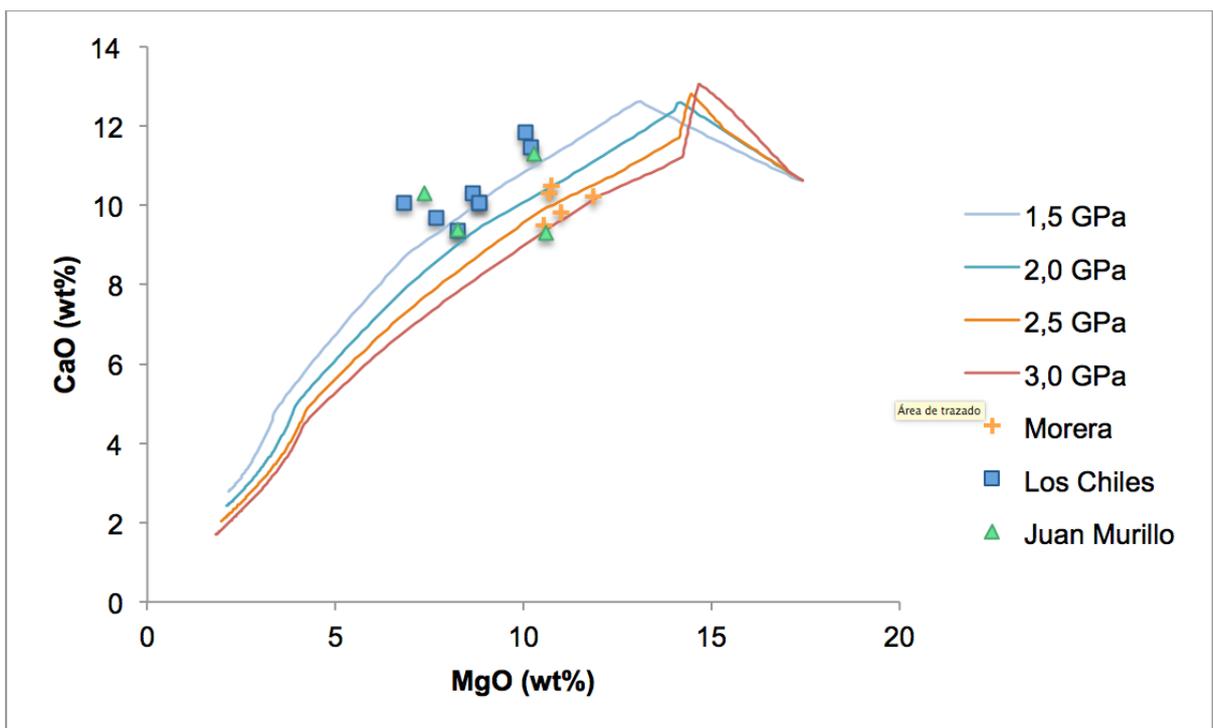


Figura 8.3.4.3: Modelo de cristalización fraccionada con CaO vs MgO con 1 wt% de H₂O a partir del magma primario AZ-JM2-2.

El diagrama CaO vs MgO puede utilizarse como indicador para evaluar si ocurrió cristalización de clinopiroxeno, ya que el decrecimiento observado en la figura 8.3.4.3 en el contenido de CaO para todas las presiones indica la cristalización de dicho grupo mineral. Todas las muestras analizadas se grafican en dicha pendiente, lo cual indica que presentaría clinopiroxeno como fenocristal, lo cual concuerda con lo observado en la petrografía de estas muestras. Este diagrama sugiere una presión inferior a los 2,5 GPa.

El diagrama TiO₂ vs MgO generado a partir de una peridotita carbonatada (Hirose, 1997) como magma primario para Loma Buenos Aires (figura 8.3.4.4), muestra que la cristalización para este cono pudo ser más profunda que en los conos de la Fractura Oeste, ya que las muestras de dicha loma plotean a presiones superiores a 2,0 GPa. En este modelo, al igual que los anteriores, se obtiene el mejor ajuste a 1 wt% de H₂O.

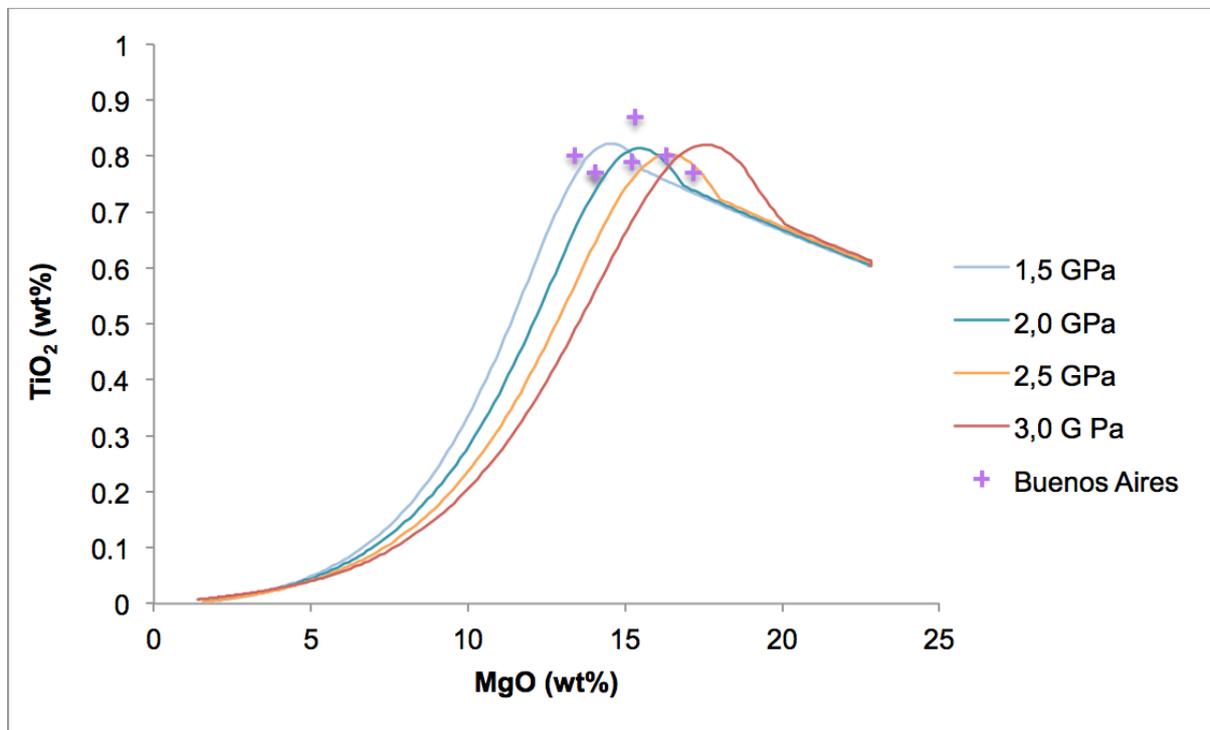


Figura 8.3.4.4: Modelo de cristalización fraccionada con TiO₂ vs MgO con 1 wt% de H₂O a partir de una peridotita carbonatada (Hirose, 1997).

Esta mayor profundidad para la fusión y cristalización del magma que originó Loma Buenos Aires indica una mayor cercanía al *slab* de subducción, que podría explicar la mayor influencia de este en las características geoquímicas de este cono.

8.3.5 Transición del magmatismo de arco a trasarco

Previamente se ha discutido las características afines de los conos de la Fractura Oeste con un magmatismo de trasarco y la afinidad geoquímica del cono Buenos Aires con un magmatismo de arco. Para respaldar esta hipótesis, se ha realizado una comparación de algunos elementos mayores y traza de los conos de Aguas Zarcas, con análisis recopilados de los volcanes Poás (Ruiz et al., 2019) y Platanar (Alvarado & Carr, 1993), así como del cono Tortuguero (Gazel et al., 2011) y de Cerro Mercedes (Lindsay, 2009), los cuales representan manifestaciones del vulcanismo en el trasarco de Costa Rica durante el Cuaternario.

Para realizar esta comparación se ha seleccionado gráficos de discriminación de basaltos, debido al importante contenido de olivino en todos los conos de Aguas Zarcas y en los conos volcánicos del trasarco. Además, se ha seleccionado muestras basálticas y andesíticas (con contenido de SiO₂ menor a 55%) de los volcanes Poás y Platanar.

Como se mencionó previamente, los magmas de trasarco muestran características intermedias entre magmas de arco y MORB, principalmente en las concentraciones de elementos traza. Los magmas de trasarco están enriquecidos en elementos de bajo potencial iónico (*Large Ion Lithophile Elements*, LILE) y empobrecidos en elementos de alto potencial iónico (*High-Field Strength Elements*, HFSE), con respecto a magmas de extensión en dorsales oceánicas (*Mid-Ocean Ridge Basalts*, MORB), además muestran un enriquecimiento en HFSE y un empobrecimiento en LILE, con respecto a los magmas de arco (Pearce & Stern, 2006).

El gráfico de Pearce (1982) (Figura 8.3.5.1) compara las razones Ti/Y y Nb/Y para diferenciar basaltos toleíticos y alcalinos, además de su afinidad geoquímica con MORB (*Mid Ocean Ridge Basalts*: Basaltos de Dorsal Oceánica), VAB (*Volcanic Arc Basalts*: Basaltos de Arco Volcánico) o WPB (*Within Plate Basalts*: Basaltos Intraplaca).

Los conos volcánicos del trasarco muestran altas razones Nb/Y (mayor a 1) y Ti/Y (mayor a 200) con respecto a los volcanes Poás y Platanar, lo que refleja una tendencia alcalina, y una afinidad a un vulcanismo intraplaca (WPB), evidenciado principalmente por la razón Nb/Y, según la clasificación de Pearce (1982).

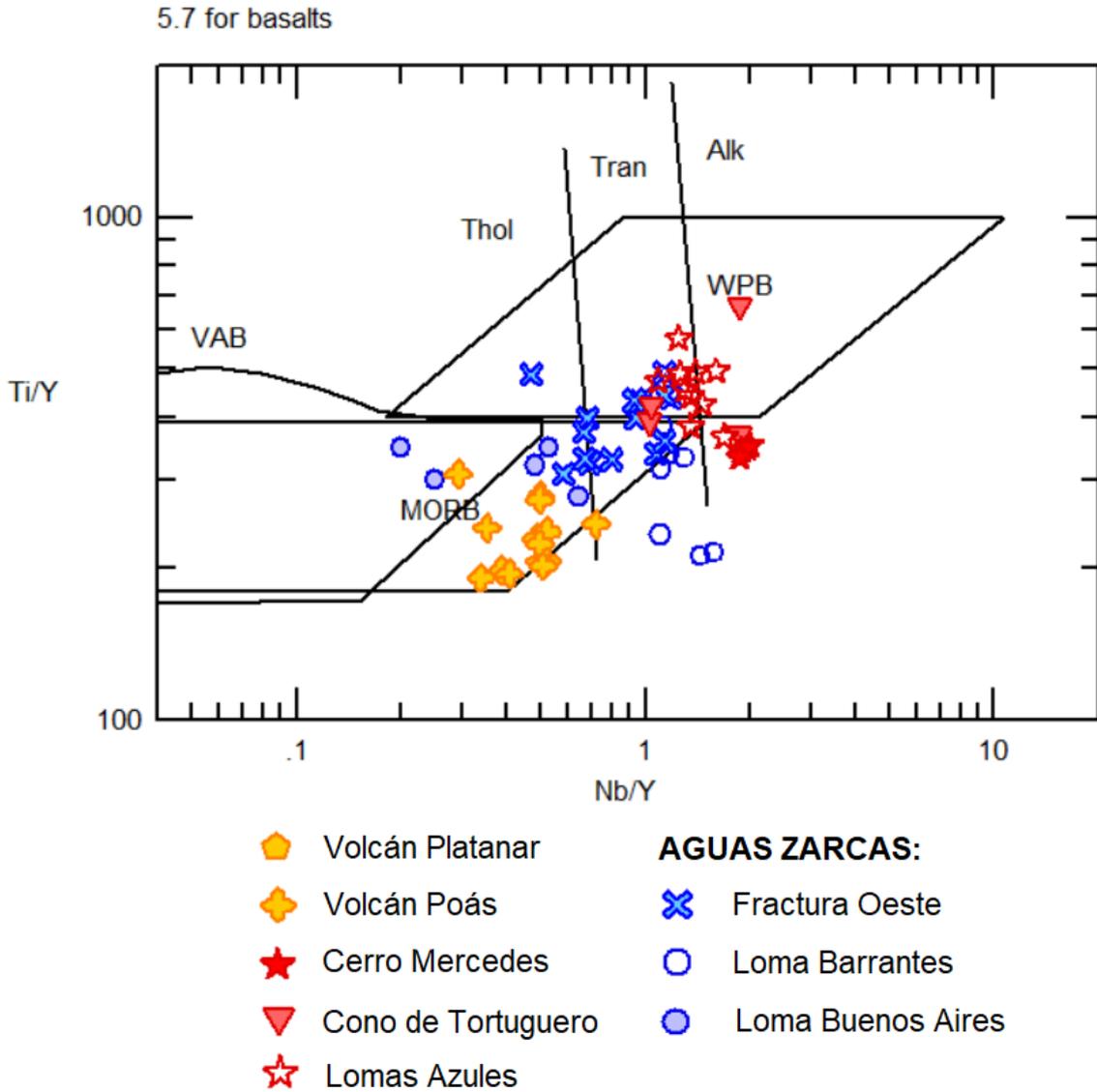


Figura 8.3.5.1: Diagrama de Pearce (1982) que utiliza las razones Ti/Y vs Nb/Y para diferenciar basaltos toleíticos y alcalinos, así como su afinidad con MORB (Basaltos de Dorsal Oceánica), VAB (Basaltos de Arco Volcánico) y WPB (Basaltos Intraplaca). Se utilizaron muestras recuperadas en el presente estudio y recopiladas de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993), Gazel et al. (2011), Lindsay (2009) y Ruiz et al. (2019).

En la figura 8.3.5.1 se observa que los conos de la Fractura Oeste y Loma Barrantes, presentan características intermedias entre los conos de trasarco y los volcanes Poás y Platanar. Loma Buenos Aires muestra un comportamiento muy similar al de los volcanes de arco, lo cual confirma la afinidad de esta loma con un magmatismo de arco, que se ha discutido previamente por su geoquímica de elementos mayores y traza.

El Y es un elemento muy compatible en granate: a menor Y mayor indicio de granate en el residuo, lo que sugiere una mayor profundidad de fusión parcial (Pearce, 1982). Así, el término Ti/Y es mayor para fusiones parciales profundas como el caso del trasarco y los basaltos de volcanismo intraplaca, mientras que la razón Nb/Y indica que la fuente es progresivamente más enriquecida al desplazarse hacia el trasarco (Pearce, 1982).

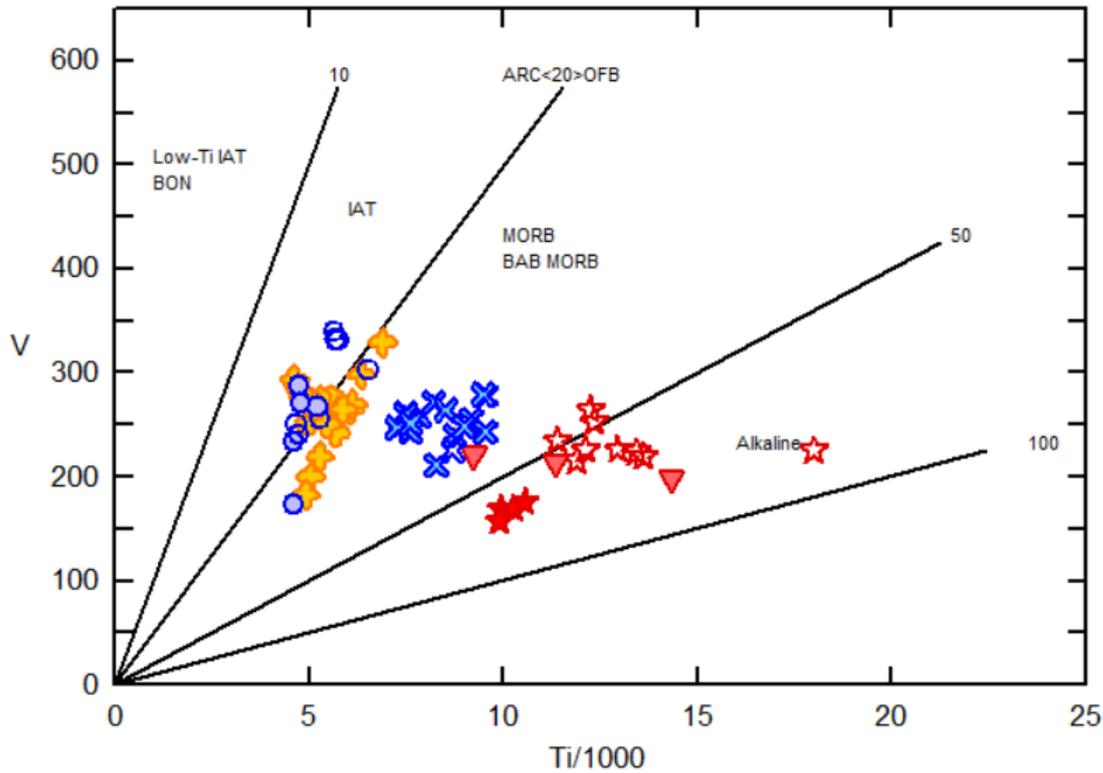
De esta forma, se puede concluir que los conos de la Fractura Oeste, al igual que el trasarco, tienen una fuente más enriquecida con elementos compatibles y un mayor indicio de granate en el residuo que los conos Buenos Aires y Barrantes.

Según la clasificación de Shervais (1982) (Figura 8.3.5.2), las muestras de los conos de la Fractura Oeste en Aguas Zarcas se clasifican como basaltos de trasarco (BAB, *Back-Arc Basalts*), mientras que los conos de Tortuguero y Mercedes y las Lomas Azules se clasifican como basaltos alcalinos. Los volcanes Poás y Platanar, así como las lomas Barrantes y Buenos Aires entran en la clasificación de basaltos de arco volcánico según esta clasificación.

Esta clasificación se basa en los valores límites de la razón Ti/V para cada ambiente tectónico, que es una aproximación para el estado de oxidación de cada ambiente tectónico, ya que el Ti siempre se encuentra en estado de oxidación +4, mientras que el V puede estar reducido (número de oxidación +3) u oxidado (números de oxidación +4 o +5) (Shervais, 1982).

El trasarco (Tortuguero, Lomas Azules y Cerro Mercedes) difiere en que el contenido de titanio es progresivamente mayor, al alejarse de la trinchera de subducción, lo cual incrementa la alcalinidad de dichos magmas como se observa en la figura 8.3.5.2. Al igual que en diagrama de Pearce (1982), en el diagrama de Shervais (1982) se observa que los conos de la Fractura Oeste muestran características intermedias entre ambos ambientes tectónicos, por lo que representan una transición entre ambos.

5.10 for basalts



- | | |
|----------------------|----------------------|
| ◆ Volcán Platanar | AGUAS ZARCAS: |
| ◆ Volcán Poás | ✕ Fractura Oeste |
| ★ Cerro Mercedes | ○ Loma Barrantes |
| ▼ Cono de Tortuguero | ● Loma Buenos Aires |
| ★ Lomas Azules | |

Figura 8.3.5.2: Diagrama de Shervais (1982) que utiliza la concentración de V y Ti para clasificar basaltos según su composición y ambiente geotectónico en basaltos toleíticos de arco de islas (IAT), basaltos de dorsal oceánica (MORB), basaltos de trasarco (BAB), y basaltos alcalinos. Se utilizaron muestras recuperadas en el presente estudio y recopiladas de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993), Gazel et al. (2011), Lindsay (2009) y Ruiz et al. (2019).

Esta transición que se ha demostrado a partir de las clasificaciones de Pearce (1982) y Shervais (1982) también se evidencia en algunas razones de elementos traza y elementos mayores, según su compatibilidad o incompatibilidad en fundidos o en medios acuosos.

La razón Ba/La, utilizada en la figura 8.3.5.3 es un indicador de la influencia de los fluidos del *slab* de subducción en el magmatismo. Esta razón tiende a ser alta en los arcos volcánicos, pero baja en los ambientes de trasarco o MORB, lo cual se cumple

en el volcanismo de Costa Rica, con la particularidad de que los Conos de Aguas Zarcas muestran valores intermedios entre el arco volcánico y el trasarco.

Otros elementos más compatibles con fundidos, como Zr, Nb y Ti, muestran el comportamiento opuesto a la razón Ba/La, ya que ambos son HFSE. Estos elementos se fraccionan preferiblemente a fases minerales dentro del *slab*, como ilmenita y rutilo, durante la subducción. Por lo tanto, el Nb, el Zr y el Ti se empobrecen en magmas de arco. Sin embargo, el reciclaje heterogeneidades en el manto pueden hacer que estos elementos se enriquezcan. Asimismo, los magmas OIB (y los terrenos subducidos con dicha signatura) están enriquecidos en dichos elementos.

En el trasarco, debido a su tectónica extensiva, se favorece la descompresión adiabática del magma en la cuña mantélica, por lo que se verá más enriquecido en estos elementos, y habrá menor influencia de los fluidos del *slab*, ya que este se encuentra a mayor profundidad, y la mayor parte de los fluidos se retienen en el arco volcánico. Además, el trasarco muestra fuentes más enriquecidas que magmas MORB y de arco (Pearce & Stern, 2006).

En la figura 8.3.5.3 se observa que la razón Ba/La y el TiO₂ muestran un comportamiento opuesto, ya que como se explicó anteriormente las altas razones Ba/La indican influencia de los fluidos del *slab* de subducción y el TiO₂ muestra influencia de la cuña mantélica. En esta comparación, al igual que en los diagramas de Shervais (1982) y de Pearce (1982) es evidente que los conos de la Fractura Oeste poseen características intermedias entre el volcanismo de trasarco y los volcanes Poás y Platanar, y que posiblemente el mecanismo de fusión ocurrió por descompresión adiabática (por el alto contenido de TiO₂ y de elementos compatibles) mientras que los conos Buenos Aires y Barrantes son afines con un volcanismo de arco y posiblemente su mecanismo de fusión estaría relacionado con el efecto de los fluidos provenientes de la zona de subducción (por su alta razón Ba/La y anomalías positivas de elementos incompatibles).

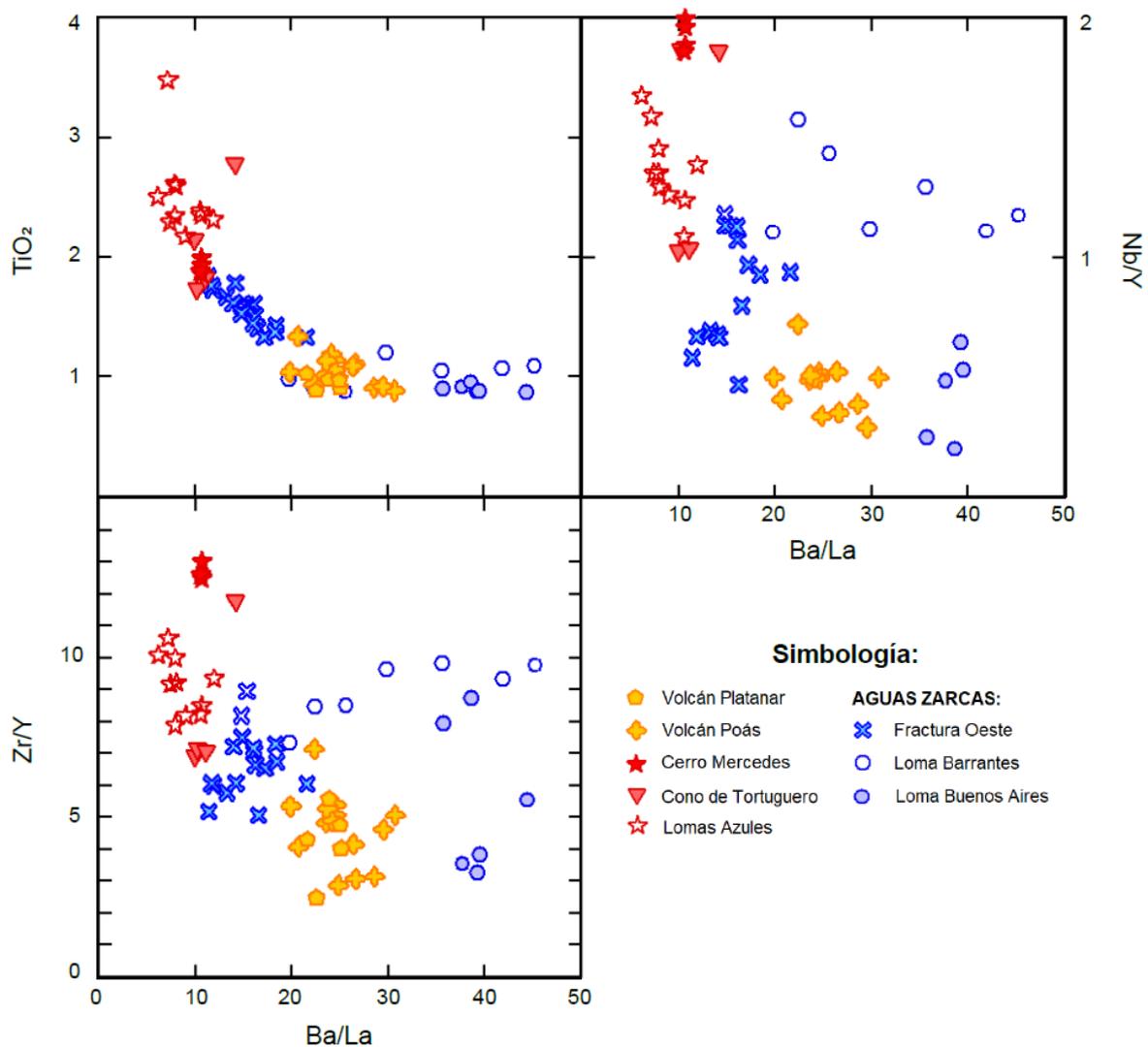


Figura 8.3.5.3: Diagrama de comparación de los conos de Aguas Zarcas con el arco y trasarco de Costa Rica utilizando la razón Ba/La vs TiO_2 y las razones Zr/Y y Nb/Y utilizando muestras recuperadas en el presente estudio y recopiladas de Alvarado & Gans (1993), Poncia (1993), Gazel et al. (2011), Lindsay (2009) y Ruiz et al. (2019).

Aprovechando el contraste de la incompatibilidad de la razón Ba/La y compatibilidad en fundidos que refleja la razón Nb/Y, la figura 8.3.5.3 compara estas dos razones, separando claramente los diferentes grupos de muestras comparados.

Las muestras del trasarco presentan las razones más bajas de Ba/La (5 a 15) y las razones más altas de Nb/Y (entre 1 y 2) lo cual refleja poca influencia de la *slab* de subducción, una fuerte influencia de los terrenos OIB subducidos y una fusión por descompresión adiabática. Los conos de la Fractura Oeste poseen razones de Ba/La entre 10 y 20 y Nb/Y entre 0,5 y 1,2, lo cual sigue indicando una clara influencia de la cuña mantélica, aunque el efecto de los fluidos del *slab* de subducción es mayor que en el volcanismo de trasarco.

El volcán Poás muestra una mayor razón Ba/La (20 a 30) que sugiere un mayor aporte del *slab* de subducción típico en las condiciones magmáticas de arco, y una baja razón Nb/Y, menor a 0,8. La Loma Buenos Aires muestra incluso una razón más alta de Ba/La (de 30 a 40) mostrando la estrecha relación de esta loma con el *slab* de subducción, y una baja razón Nb/Y (menor a 0,8) similar al volcán Poás. Loma Barrantes se distingue por mostrar ambas razones altas: Ba/La de 20 a 50 y Y entre 1 y 1,7, que refleja la relación de esta loma con el *slab* de subducción, pero con un enriquecimiento por efecto de la cuña mantélica.

Al igual que la razón Nb/Y, la razón Zr/Y es afín a la cuña mantélica y se encuentra más enriquecida en el magmatismo de trasarco. La figura 8.3.5.3 muestra el comportamiento de dicha razón contra Ba/La, donde se refleja claramente que los conos de la Fractura Oeste presentan un comportamiento transicional, el cono Buenos Aires con características afines a un volcanismo de arco, y Loma Barrantes con características de vulcanismo de arco enriquecido.

8.4 Petrogénesis

El *slab* de la placa del Coco se subduce a diferentes ángulos bajo la placa Caribe en el territorio de Costa Rica. Diferentes modelos geofísicos de profundidades del *slab*, basados en la profundidad de los sismos asociados a la zona de Wadati-Benioff, muestran un cambio en el ángulo de subducción al extremo noroeste de la cordillera Volcánica Central (Syracuse & Abers, 2006; Lücke & Arroyo, 2015) como se observa en la figura 8.4.1, dicho cambio coincide con la ubicación de los Conos de Aguas Zarcas, los cuales se ubican al norte del Volcán Platanar (el volcán más septentrional de la Cordillera Volcánica Central).

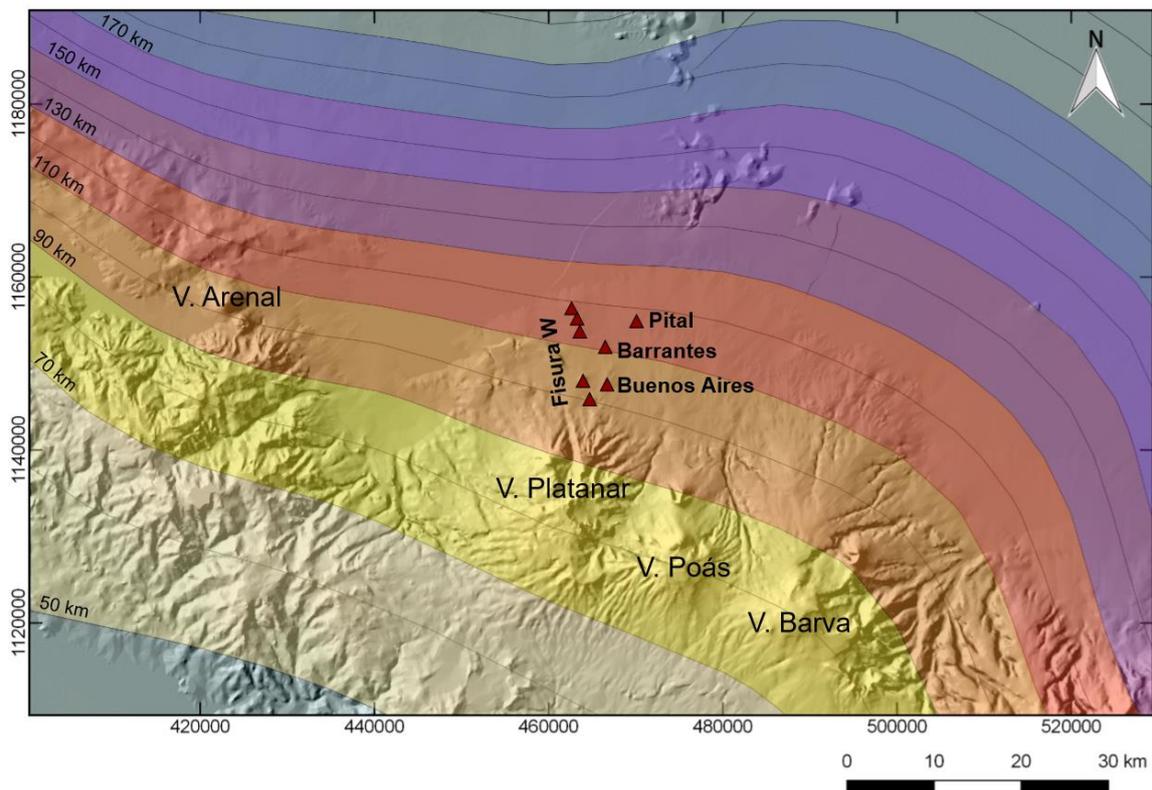


Figura 8.4.1: Modelo de profundidad del *slab* de subducción bajo Costa Rica propuesto por Lücke & Arroyo (2015), donde se observa la ubicación de los conos de Aguas Zarcas, en una zona donde hay un cambio en el ángulo de subducción, al extremo noroeste de la Cordillera Volcánica Central.

Como se muestra en la figura 8.4.1, el *slab* de subducción presenta profundidades diferentes debajo de los conos de Aguas Zarcas. Este cambio en el *slab* bajo los conos puede explicar las disimilitudes geoquímicas entre ellos, ya que los conos Buenos Aires y Barrantes, que son los que muestran más afinidad con el *slab* de

subducción, son los que se ubican hacia el sector oriental del campo volcánico, donde el *slab* cambia su ángulo y tiende a ser más superficial (se ubicaría aproximadamente a 100 km de profundidad bajo Loma Buenos Aires y a 110 km bajo Loma Barrantes). Loma Pital también se encuentra hacia el sector oriental del campo volcánico, pero en este caso el *slab* se localizaría a mayor profundidad (aproximadamente a 120 km) y por lo tanto muestra menos influencia de este.

Además, los modelos de cristalización sugieren una cristalización más profunda para Loma Buenos Aires y como el *slab* de subducción se encuentra relativamente superficial para esta loma. Esta cercanía pudo facilitar el enriquecimiento en elementos LILE como Cs, Ba, La, Ce, Pb y Sr, los cuales indican un mayor aporte de fluidos del *slab*, que pudieron disminuir el punto de fusión y así favorecer la fusión parcial del magma.

En cuanto al resto de conos, la profundidad a la que se encuentra el *slab* varía entre los 100 y 120 km de profundidad, según el modelo de Lücke & Arroyo (2015), aunque se estima que estos cinco conos comparten una misma fuente magmática por sus similitudes geoquímicas que reflejan una menor influencia del *slab* de subducción. Además, estos conos se encuentran hacia el lado occidental del campo volcánico, donde el ángulo de subducción tiende a ser más pronunciado.

Se interpreta que el mecanismo de fusión de los conos de la Fractura Oeste y Loma Pital como un proceso de descompresión adiabática, ya que se encuentran más enriquecidos en HFSE y $\text{TiO}_2 > 1 \text{ wt\%}$. Los modelos de cristalización sugieren una cristalización más somera que en el cono Buenos Aires. Asimismo, su composición ligeramente más enriquecida en SiO_2 , Na_2O y Al_2O_3 y los números de magnesio más bajos pueden indicar un leve grado de diferenciación magmática. Las características geoquímicas en común que presentan estos conos sugieren que pueden tener el mismo reservorio en común.

Loma Barrantes muestra características intermedias entre Loma Buenos Aires y los conos de la Fractura Oeste: muestra ciertas anomalías positivas en elementos LILE como Ba y Sr, además está enriquecido en P y está empobrecido en Ti, sugiriendo una influencia del *slab* y un mecanismo de fusión por presencia de fluidos provenientes de la zona de subducción, sin embargo, está enriquecido en algunos elementos HFSE como Nb, Ta y Zr, indicando un enriquecimiento de estos elementos

en el manto. Además, un ligero enriquecimiento en SiO_2 , Na_2O y Al_2O_3 sugiere algún leve proceso de diferenciación.

La figura 8.4.2 muestra de forma esquemática la petrogénesis para los conos de Aguas Zarcas, donde se observa una mayor influencia del *slab* por metasomatismo del manto en los conos Buenos Aires y Barrantes y un mecanismo de fusión por descompresión adiabática en los conos de la Fractura Oeste y Pital.

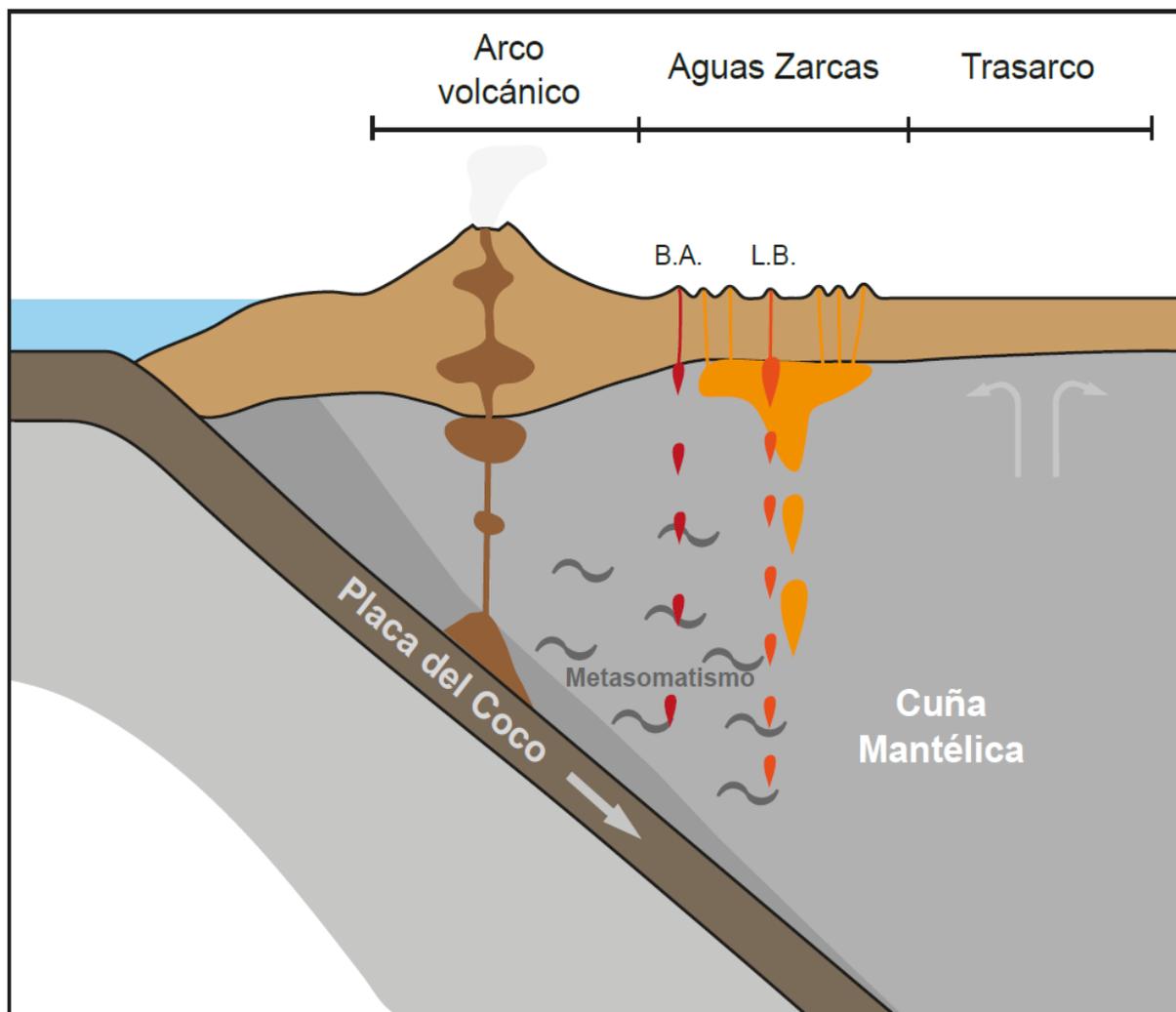


Figura 8.4.2: Esquema de perfil de la zona de subducción en Costa Rica, para explicar el origen de los conos de Aguas Zarcas, donde se aprecia una mayor influencia del *slab* en los conos Buenos Aires (color rojo, B.A.) y Barrantes (L.B.) y una menor influencia del *slab* para los conos de la Fractura Oeste (color naranja más claro)

9. CONCLUSIONES

El campo volcánico monogenético de Aguas Zarcas está compuesto por al menos ocho conos piroclásticos. Los conos Morera, Juan Murillo, Vuelta Kooper, Valle Hermoso y Los Chiles, se encuentran alineados hacia el oeste de dicho campo volcánico, en lo que se ha denominado la Fractura Oeste. La actividad eruptiva de estos conos inició con una actividad efusiva fisural, que generó flujos de lava basálticas de baja viscosidad en los conos Juan Murillo y Los Chiles, y posteriormente ocurrió una actividad más explosiva que formó los conos piroclásticos. Los conos Buenos Aires, Barrantes y Pital se encuentran aislados del grupo. En las lomas Buenos Aires y Barrantes, la tefrostratigrafía y ausencia de paleosuelos indica que la actividad eruptiva ocurrió en una sola fase de carácter explosivo.

Todos los conos muestran una influencia de los terrenos OIB subducidos que se ve reflejada en la razón Zr/Nb con valores cercanos a 10. Aunque todos los Conos Piroclásticos de Aguas Zarcas están influenciados geoquímicamente por procesos de subducción, muestran ciertas diferencias entre sí: los conos de la Fisura Oeste y Loma Pital muestran características intermedias entre vulcanismo fisural de trasarco y un vulcanismo de arco, con alto Ti, Nb y Ta, mientras que el cono Buenos Aires es afín a un vulcanismo de arco (más influencia del *slab*) con alto Ba, Sr y Pb. Loma Barrantes presenta características intermedias entre ambos componentes, ya que muestra una importante influencia de los fluidos del *slab*, sin embargo, está enriquecido en algunos elementos HFSE como Nb, Ta y Zr, indicando un enriquecimiento de estos elementos en el manto.

Particularmente los conos piroclásticos alineados en la Fractura Oeste y Pital representan una transición de un magmatismo de arco a trasarco, debido a que presentan características intermedias entre ambos ambientes geotectónicos. Además, las características geoquímicas en común que presentan estos conos sugieren que pueden tener el mismo reservorio en común, el cual se interpreta que se originó por fusión resultado de descompresión adiabática.

Las diferencias entre los conos se atribuyen en parte a diferencias en la profundidad del *slab*, el cual presenta un cambio en el ángulo de subducción al extremo noroeste de la Cordillera Volcánica Central (Lücke & Arroyo, 2015), donde se encuentran los Conos de Aguas Zarcas.

La temperatura potencial del manto oscila entre 1300 °C y 1400 °C para todos los conos, mientras que la presión oscila entre 1,5 GPa y 2,0 GPa para los conos de la Fisura Oeste, y para el cono Buenos Aires es más de 2,0 GPa, lo cual indica que el magma del cono Buenos Aires (y posiblemente Loma Barrantes) viene de una fuente más profunda, y por lo tanto más cercana e influenciada por el *slab* de subducción, el cual se encuentra a menor profundidad para este cono. El mecanismo de fusión para Loma Buenos Aires y Barrantes se interpreta que se produjo por presencia de fluidos provenientes de la zona de subducción.

Se ha estimado un contenido de agua de aproximadamente 1 wt% para todas las lomas. La presencia de plagioclasa en algunos conos (Juan Murillo, Barrantes y Morera) como fenocristal indica una cristalización más somera y con bajo contenido de agua.

El empobrecimiento en HREE refleja la presencia de granate en el residuo. La litología residual para los conos de la Fisura Oeste y Loma Pital corresponde con una harzburgita, mientras que para los otros conos corresponde posiblemente con una peridotita carbonatada.

10. RECOMENDACIONES

Con el fin de mejorar el entendimiento de la petrogénesis de estos conos, se recomienda estudios de inclusiones vítreas en olivinos para determinar con más exactitud el contenido de volátiles (H_2O y CO_2) en los conos y con esto llevar a cabo estimaciones geobarométricas más precisas. Además, se recomienda la realización de estudios de isótopos radiogénicos, ya que estos esclarecerían mejor la fuente magmática de los conos y dilucidarían otros procesos magmáticos que pudieron haber tenido lugar como la asimilación magmática en la corteza.

Asimismo, se recomienda una mayor cantidad de dataciones en los diferentes conos, ya que esto revelaría si la actividad volcánica en esta zona ocurrió en varios pulsos distintos, como lo sugieren algunas diferencias geoquímicas y geomorfológicas entre los conos, o si la actividad de todo el campo volcánico está restringida a un intervalo corto de tiempo. Particularmente las lomas Los Chiles, Juan Murillo, Barrantes y Pital presentan muestras de calidad para llevar a cabo las dataciones, sin embargo, se recomienda en especial dataciones en las lomas Barrantes, Buenos Aires y Pital, ya que son las lomas que se encuentran aisladas del resto y posiblemente tengan una génesis distinta a la de los conos de la Fractura Oeste donde fueron realizadas las dos dataciones previas (Poncia, 1993; Alvarado & Gans, 2012).

Para comprender mejor los procesos superficiales involucrados en la actividad eruptiva y la distribución de los conos, se recomienda el uso de métodos geofísicos que permitan reconocer estructuras superficiales o la distribución de posibles flujos de lava asociados a los conos que no afloran en superficie y correlacionar esta información con la información de las perforaciones disponibles en la zona.

11. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRATIS, M., 1998: Geochemical variations in magmatic rocks from southern Costa Rica as a consequence of Cocos Ridge subduction and uplift of the Cordillera de Talamanca.- vi+148 pp. Univ. Göttingen [Tesis PhD].
- ABRATIS, M. & WÖRNER, G., 2001: Ridge collision, slab-window formation and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm.- *Geology*, 29(2): 127-130, doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0127:RCSWFA>2.0.CO;2.
- ALFARO, A., ARAYA, M., CAMBRONERO, L., CARMONA, T., CASCANTE, A., FERNÁNDEZ, D., GÓMEZ, C., MARTÍNEZ, A., MONTERO, A., MURILLO, F., OVIEDO, J., RODRÍGUEZ, J.M., SANTAMARÍA, R., SOJO, D., UREÑA, G., VARGAS, L., PERALDO, G., DURÁN, P. & ARIAS, O., 2013: Informe Geológico integral de una parte de la Hoja Topográfica Aguas Zarcas, escala 1:50000.- 84 pp. Univ. Costa Rica, San José [Inf. Campaña Geológica].
- ALVARADO, G.E., 1984: Aspectos Petrológicos-Geológicos de los Volcanes y Unidades Lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica.- xii+183 pp. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- ALVARADO, G.E. & CARR, M.J., 1993: The Platanar-Aguas Zarcas volcanic centers, Costa Rica: Spatial-temporal association of Quaternary calc-alkaline and alkaline volcanism.- *Bull. Volcanol.*, 55: 443-453, doi: 10.1007/BF00302004.
- ALVARADO, G.E. & GANS P.B., 2012: Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central.- *Rev. Geol. América Central*, 46: 7-122.
- ASTORGA, A., FERNÁNDEZ, J.A., BARBOZA, G., CAMPOS, L., OBANDO, J., AGUILAR, A. & OBANDO, L., 1991: Cuencas sedimentarias de Costa Rica: Evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos.- *Rev. Geol. América Central*, 13: 25-59.
- AZAMBRE, B. & TOURNON, J., 1977: Les intrusions basique alcalines du Rio Reventazón (Costa Rica).- *C.R. Somm. (Compte Rendu Sommaire) Soc. Géol. France*, 2: 104-107.
- BELLON, H. & TOURNON, J., 1978: Contribution de la géochronométrie K/Ar l'étude du magmatisme de Costa Rica, Amérique Central.- *Bull. Soc. Géol. De France*, 20(6): 955-959, doi: 10.2113/gssgfbull.S7-XX.6.955.
- BUCHS, D.M., PILET, S., COSCA, M., FLORES, K.E., BANDINI, A.N. & BAUMGARTNER, P.O., 2013: Low volume intraplate volcanism in the Early/Middle Jurassic Pacific basin documented by accreted sequences in Costa Rica.- *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 14(5): 1552–1568, doi: 10.1002/ggge.20084.

- BÉZOS, A., ESCRIG, S., LANGMUIR, C.H., MICHAEL, P.J. & ASIMOW, P.D., 2009: Origins of chemical diversity of back-arc basin basalts: A segment-scale study of the Eastern Lau Spreading Center.- *Journal of Geophysical Research*, 114, B06212, doi:10.1029/2008JB005924.
- CASSELL, D.T., 1986: Neogene Foraminifera of the Limon Basin of Costa Rica.- xii+323 pp. Louisiana State University, Louisiana. [Tesis Ph.D].
- CARR, M.J. & GAZEL E., 2017: Igpert software for modeling igneous processes: examples of application using the open educational version.- *Mineralogy and Petrology*, 111: 283-289, doi: 10.1007/s00710-016-0473-z.
- DANYUSHEVSKY, L.V., 2001: The effect of small amounts of H₂O on crystallization of mid-ocean ridge and backarc basin magmas.- *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110: 265-280, doi: 10.1016/S0377-0273(01)00213-X.
- DANYUSHEVSKY, L.V., FALLOON, T.J., SOBOLEV, A.V., CRAWFORD, A.J., CARROLL, M. & PRICE, R.C., 1993: The H₂O content of basalt glasses from southwest Pacific back-arc basins.- *Earth Planet Sci. Letters*, 117: 347-362, doi: 10.1016/0012-821X(93)90089-R.
- DANYUSHEVSKY, L.V. & PLECHOV, P., 2011: Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes.- *Geochem. Geophys. Geosyst.* 12(7): 1-32. doi:10.1029/2011GC003516.
- DASGUPTA, R., HIRSCHMANN, M.M. & SMITH, N.D., 2007: Partial Melting Experiments of Peridotite + CO₂ at 3 GPa and Genesis of Alkalic Ocean Island Basalts.- *Journal of Petrology*, 48(11): 2093-2124, doi:10.1093/petrology/egm053.
- DEFANT, M. & DRUMMOND, M., 1990: Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere.- *Nature*, 347: 662-665, doi:10.1038/347662a0.
- DENGO, G., 1962: Tectonic-igneous sequence in Costa Rica.- En ENGEL, A.E.J., JAMES, H.L. & LEONARD, B.F. (eds): A volumen to Honor A.F. Budinton. GSA Spec. Vol. Geol. Soc. Amer.: 133-161.
- D'ORAZIO, M., INNOCENTI, F., MANETTIP, P. & HALLER, M., 2004: Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44° 30' – 55° S): A review of geochemical data and geodynamic interpretations.- *Rev. De la Asociación Geol. Argentina*, 59(4): 525-538, doi: 10.1016/j.jsames.2014.02.003.

- DUARTE, E., 2011: Los conos de escoria de Aguas Zarcas.- OVSICORI-UNA, Costa Rica [Inf. Técnico].
- FURLONG, K.P., CHAPMAN, D.S. & ALFELD, P.W., 1982: Thermal modeling of the geometry of subduction with implications for the tectonics of the overriding plate.- *J. Geophys. Res.* 87, 1786–1782, doi: 10.1029/JB087iB03p01786.
- GAZEL, E., 2003: Las series alcalinas del Plioceno de Costa Rica: Distribución espacial y relación con una fuente mantélica tipo OIB.- *Rev. Geol. América Central*, 29: 87-94.
- GAZEL, E., ALVARADO, G.E., OBANDO, J. & ALFARO, A., 2005: Evolución magmática del arco de Sarapiquí, Costa Rica.- *Rev. Geol. América Central*, 32: 13-31.
- GAZEL, E., CARR, M., HOERNLE, K., FEIGENSON, M.D., SZYMANSKI, D., HAUFF, F. & VAN DER BOGAARD, P., 2009: Galapagos-OIB signature in southern Central America: Mantle refertilization by arc-hot spot interaction.- *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q02S11, doi: 10.1029/2008GC002246.
- GAZEL, E., HAYES, J., HOERNLE, K., KELEMEN, P., EVERSON, E., HOLBROOK, W.S., HAUFF, F., VAN DEN BOGAARD, P., VANCE, E.A., CHU, S., CLAVERT, A.J., CARR, M.J., YOGODZISKI, G.M., 2015: Continental crust generated in oceanic arcs.- *Nature Geoscience*, 8: 321-327, doi: 10.1038/ngeo2392.
- GAZEL, E., HAYES, J.L., ULLOA, A., ALFARO, A., COLEMAN, D.S., CARR, M.J., 2019: The Record of the Transition From an Oceanic Arc to a Young Continent in the Talamanca Cordillera.- *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 20, 2733–2752, doi: 10.1029/2018GC008128
- GAZEL, E., HOERNLE, K., CARR, M., HEZBERG, C., SAIGNOR, I., VAN DER BOGAARD, P., HAUFF, F., FEIGENSON, M.D. & SWISHER III, C., 2011: Plume-subduction interaction in southern Central America: mantle upwelling and slab melting.- *Lithos*, 121: 117-134, doi: 10.1016/j.lithos.2010.10.008.
- GAZEL, E. & RUIZ, P., 2005: Los Conos Piroclásticos de Sabana Redonda: componente magmático enriquecido del volcán Poás, Costa Rica.- *Rev. Geol. de América Central*, 33: 45-60.
- GHIORSO M.S. & GUALDA, G.A.R., 2015: An H₂O-CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS.- *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169: 53, doi: 10.1007/s00410-015-1141-8.
- GREEN, D. H. & RINGWOOD, A. E., 1970: Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions.- *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 3: 359–371, doi: 10.1016/0031-9201(70)90076-2

- GUALDA G.A.R., GHIORSO M.S., LEMONS R.V. & CARLEY T.L., 2012: Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems.- *Journal of Petrology*, 53: 875-890, doi: 10.1093/petrology/egr080.
- HELLEBRAND, E., SNOW, JE., HOPPE, P. & HOFMAN, A.W., 2002: Garnet-field Melting and Late-stage Refertilization in 'Residual' Abyssal Peridotites from the Central Indian Ridge.- *Journal of Petrology*, 43(12): 2305-2338, doi: 10.1093/petrology/43.12.2305.
- HERZBERG C. & ASIMOW, P.D., 2015: PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus.- *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16: 563–578, doi:10.1002/2014GC005631.
- HIROSE, K., 1997: Partial melt compositions of carbonated peridotite at 3 GPa and role of CO₂ in alkali-basalt magma generation.- *Geophysical Research Letters*, 44(22): 2837-2840, doi: 10.1029/97GL02956.
- KARIG, D.E., 1971: Origin and development of marginal basins in the western Pacific.- *J. Geophys. Res.* 76: 2099-2115.
- KELLEY, K. A., PLANK, T., GROVE, T. L., STOLPER, E. M., NEWMAN, S. & HAURI, E., 2006: Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins.- *Journal of Geophysical Research*, 111, B09208, doi:10.1029/2005JB003732.
- KRAWCZYNSKY, M. J., GROVE, T. L., & BEHRENS, H., 2012: Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity.- *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164(2), 317–339. doi:10.1007/s00410-012-0740-x.
- KUSSMAUL, S., 2003: Petrografía de rocas ígneas y metamórficas.- 131 pp. Univ. de Costa Rica, San José.
- LEMAITRE, R.W., BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, J., LE BAS, M., SABINE, P., SCHMID, R., SORENSEN, H. & STRECKEISEN, A., 1989.- *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*.- Blackwell Science Publication, Hoboken, 193.
- LINDSAY, F., 2009: Geochemistry of lavas from Southeastern Nicaragua and of Mantle Xenoliths from Cerro Mercedes, Costa Rica.- xiii+289 pp. The State Univ. New Jersey, New Jersey [Tesis PhD].
- LÜCKE, O.H. & ARROYO, I.G., 2015.- Density structure and geometry of the Costa Rican subduction zone from 3-D gravity modeling and local earthquake data.- *Solid Earth*, 6: 1169–1183, doi: 10.5194/se-6-1169-2015.

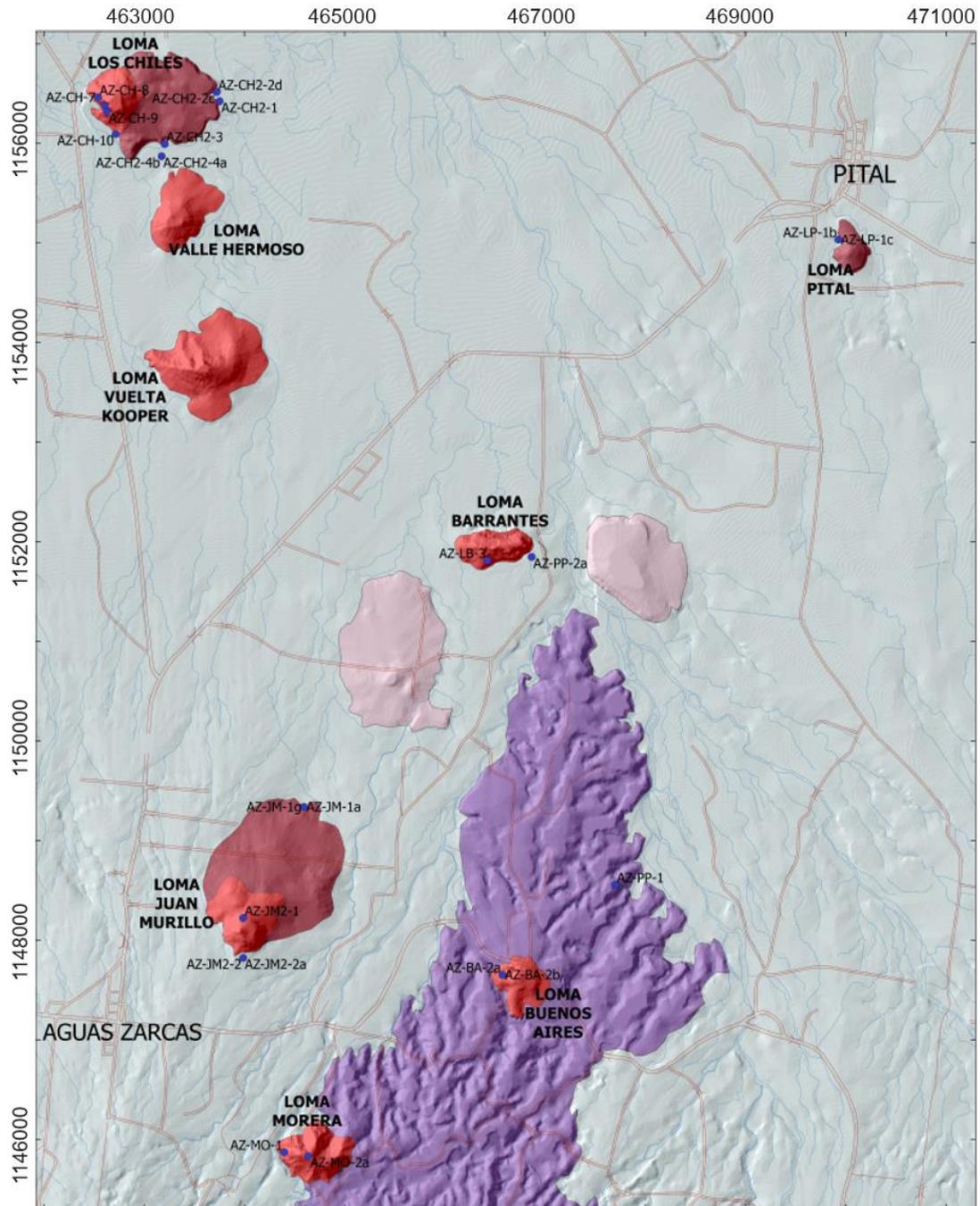
- MACMILLAN, I., GANS, P.B., ALVARADO, G., 2004: Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American Volcanic Arc.- *Tectonophysics*, 392: 325-348, doi:10.1016/j.tecto.2004.04.014
- MADRIGAL, R., & ROJAS, E., 1980: Manual descriptivo del mapa geomorfológico de Costa Rica (escala 1:200000).- 79pp. SEPSA, Imprenta Nacional, San José.
- MALAVASSI, E. 1991: Magma sources and crystal processes at the southern terminus of the Central American volcanic arc.- 435pp., Univ. Calif., Santa Cruz [Tesis PhD].
- MCKENZIE, D. & BICKLE, M.J., 1988: The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere.- *Journal of Petrology*, 29(3): 625-679, doi: 10.1093/petrology/29.3.625.
- MCKENZIE, D., JACKSON, J., PRIESTLEY, K., 2005.- Thermal structure of oceanic and continental lithosphere.- *Earth and Planetary Science Letters*, 233, 337-349, doi: 10.1016/j.epsl.2005.02.005.
- NÉMETH, K., & KERESZTURI, G., 2015: Monogenetic volcanism: personal views and discussion.- *Int. J. Earth Sci* 104(8): 2131-2146, doi: 10.1007/s00531-015-1243-6.
- NEWMAN, S., STOPLER, E. & STERN, R., 2000: H₂O and CO₂ in magmas from the Mariana arc and back arc systems.- *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1013(1): 1-24, doi: 10.1029/1999GC000027.
- OBANDO, J., 1995: Estudio geológico del arco de Sarapiquí: Contribución a las nuevas exploraciones mineras en la región.- 74 pp. Placer Dome de Costa Rica [Inf. Interno].
- O'HARA, M.J., 1968: Are ocean floor basalts primary magmas?- *Nature* 220, 683-686, doi: 10.1038/220683a0.
- O'HARA, M. J., RICHARDSON, S. W. & WILSON, G., 1971: Garnet-peridotite stability and occurrence in crust and mantle.- *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 32: 48-68, doi: 10.1007/BF00372233.
- PEARCE, J. & STERN, R., 1977: Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace element and isotope perspectives.- American Geophysical Union, *Geophys. Monograph Series* 166: 63-86, doi: 10.1029/166GM06.
- PEARCE, J.A., 1994: Geochemistry of Lau Basin volcanic rocks: Influence of ridge segmentation and arc proximity.- *Spec. Publ. Geol. Society of London*, 81: 53-75, doi: 10.1144/gsl.sp.1994.081.01.04.

- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R., 1976: Geochemistry of Eocene Calc Alkaline Volcanic Rocks from Kastamonu Area, Northern Turkey.- *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81, doi: 10.1007/BF00384745.
- PLANCK, T., KELLEY, K., ZIMMER, M., HAURI, E. & WALLACE, P., 2013: Why do mafic arc magmas contain 4 wt% water on average?.- *Earth and Planetary Science Letters* 354: 168-179, doi: 10.1016/j.epsl.2012.11.044.
- PONCIA, C., 1993: Il Complesso alcalino-subalcalino Platanar-Aguas Zarcas (Costa Rica): genesi dei magmi e relazione tra tettonica e vulcanismo.- 79 pp. Univ. degli Studi dei Milano, Dipt. Science della Terra [Tesis Laurea].
- PUTIRKA, K. D., 2005, Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes.- *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q05L08, doi:10.1029/2005GC000915.
- RIBEIRO, J., STERN, R., KELLEY, K., SHAW, A., MARTINEZ, F. & OHARA, Y., 2015: Composition of the slab-derived fluids released beneath the Mariana forearc: Evidence for shallow dehydration of the subducting plate.- *Earth and Planetary Science Letters* 418: 136-148, doi: 10.1016/j.epsl.2015.02.018.
- RODEN M. F. & MURTHY V. R., 1985: Mantle metasomatism.- *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* 13, 269–296, doi: 10.1146/annurev.ea.13.050185.001413.
- RUIZ, P., MANA, S., GAZEL, E., SOTO, G.J., CARR, M.J. & ALVARADO, G.E., 2019.- *Geochemical and Geochronological Characterization of the Poas Stratovolcano Stratigraphy*.- En: Tassi, F., Vaselli, O., Mora-Amador, R. (ed.): *Poás Volcano.- Active Volcanoes of the World*. Springer Nature Switzerland, 13–43.
- RUSCITTO, D.M, WALLACE, P.J., JOHNSON, E.R., KENT, A.J.R. & BINDEMAN, I.N., 2011: Volatile contents of mafic magmas from cinder cones in the Central Oregon High Cascades: Implications for magma formation and mantle conditions in a hot arc.- *Earth and Planetary Science Letters* 298: 153-161, doi: 10.1016/j.epsl.2010.07.037.
- SAPPER, K., 1905: *Gebirgsbau und Boden des südlichen Mittelamerika*.- v+82 pp. Justus Perthes en Gotha, 151.
- SYRACUSE, E.M. & ABERS, G.A., 2006: Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications.- *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7(5): Q0501, doi:10.1029/2005GC001045.
- SMITH, K., MILNES, A., EGGLETON, R., 1987: Weathering of basalt: formation of iddingsite.- *Clays and Clay Minerals* 35(6): 418-428, doi: 10.1346/CCMN.1987.0350602.

- SOTO, G.J., 2016: Cartografiado geológico entre Aguas Zarcas y Pital, provincia de Alajuela, Costa Rica.- 72 pp. Acueductos y Alcantarillados, San José [Inf. Interno]
- STACK, C.M., 1991: Inverse modeling of alkaline lavas from Guayacán, Costa Rica.- viii+52 pp. The State University of New Jersey, New Jersey [Tesis M.Sc].
- STRECKEISEN, A., 1967: Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry.- N.Jb.Mineral.Abh. 107: 144 - 240.
- SUN, C. & DASGUPTA, R., 2019: Slab-mantle interaction, carbon transport and kimberlite generation in the deep upper mantle.- Earth and Planetary Science Letters, 506: 38-52, doi: 10.1016/j.epsl.2018.10.028.
- SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F., 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.- Geological Society, London, Special Publications 42(1): 313–345, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- TAKAHASHI, E., 1986: Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: implications on the origin of peridotitic upper mantle.- Journal of Geophysical Research, 91: 9367–9382, doi: 10.1029/JB091iB09p09367.
- TAYLOR, H.P. & KARNER, G.D., 1983: On the evolution of marginal basins.- Rev. Geophys. 21: 1727-1741.
- TOKSÖZ, M.N. & BIRD, P., 1977: Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus.- en: Talawni, M. & Pitman, W.C. (eds.): Island arc, deep sea trenches and back-arc basins.- American Geophys. Union, Washington D.C: 379 – 393.
- TOURNON, J., 1980: Contribución a la morfología de la parte occidental de la cordillera central de Costa Rica.- IGN, Inf. Semestral Julio Dic., 29: 31-62.
- TOURNON, J., 1984: Magmatismes du Mesozoique a l'Actuel en Amerique Centrale: L'exemple de Costa Rica, des Ophiolites aux Andesites.- 335 pp. Univ. Curie, Paris [Tesis Ph.D]
- TOURNON, J. & ALVARADO G.E., 1997: Mapa geológico de Costa Rica: folleto explicativo, escala 1:500000.- 80 pp. Ed. Tecnológica de Costa Rica, San José.
- WILSON, M., 1989: Igneous petrogenesis.- 466 pp. Chapman & Hall, London, UK.
- WOLF, J.W., 1896: On the occurrence of theralite in Costa Rica, Central America.- Amer. J. Sci. 1: 271-272

APÉNDICES

Apéndice 1: Ubicación de las muestras extraídas



Legenda

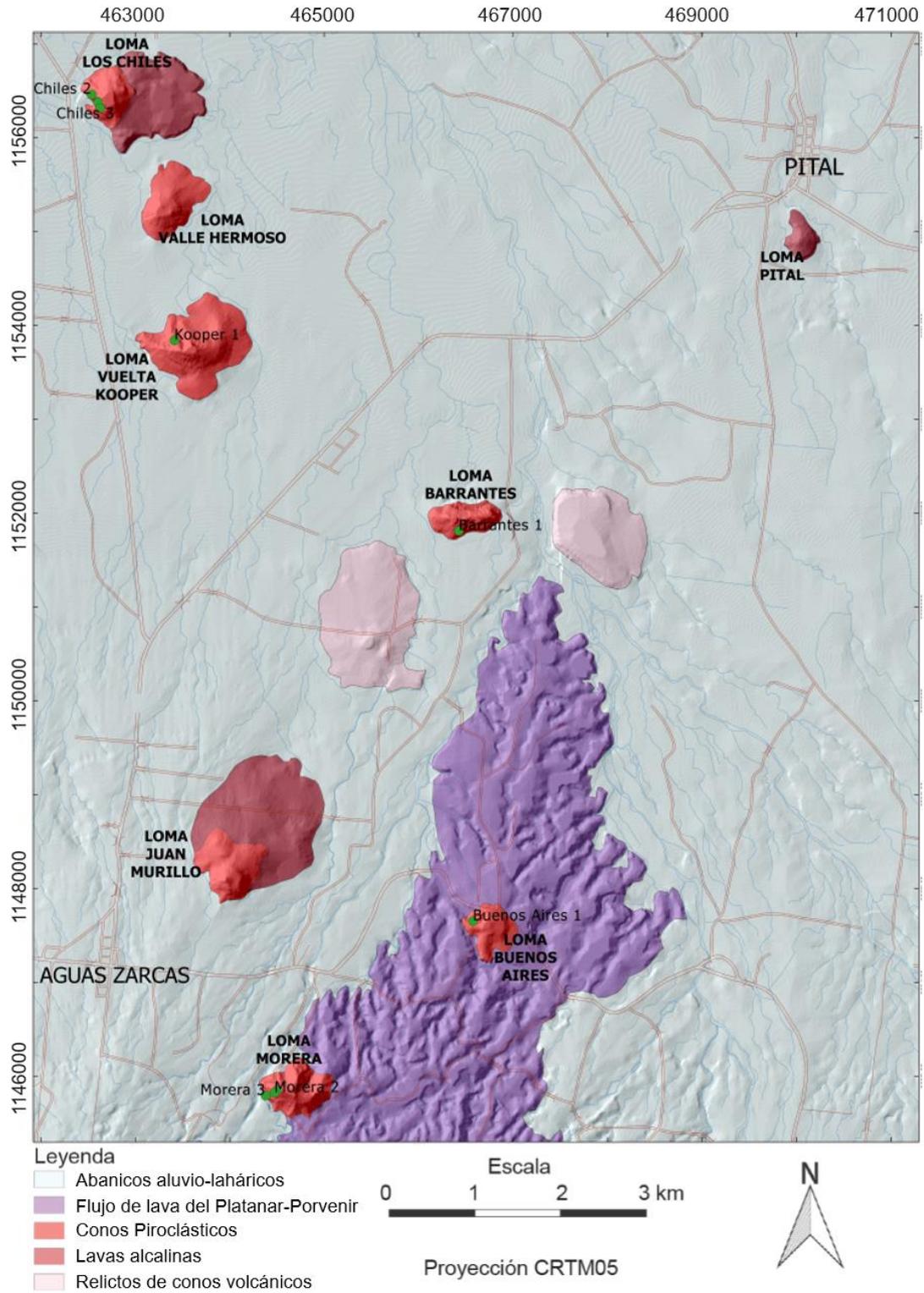
- Abanicos aluvio-laháricos
- Flujo de lava del Platanar-Porvenir
- Conos Piroclásticos
- Lavas alcalinas
- Relictos de conos volcánicos



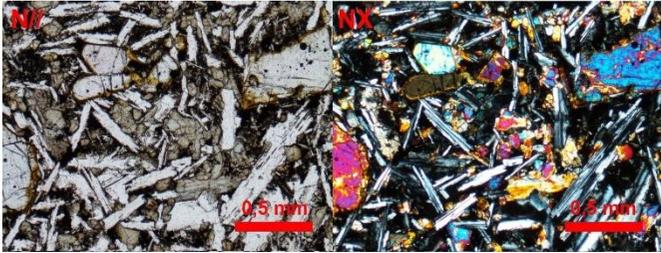
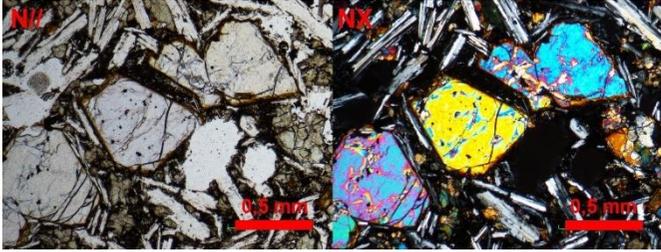
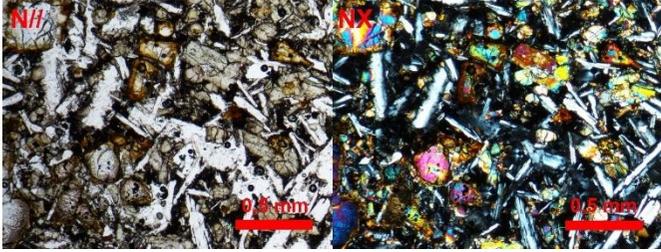
Proyección CRTM05



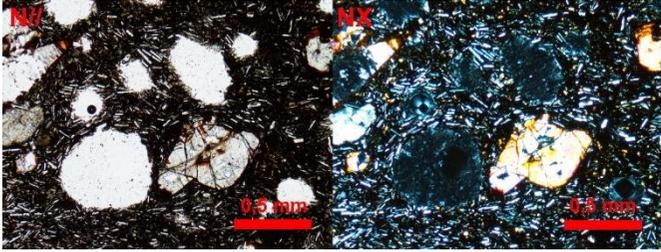
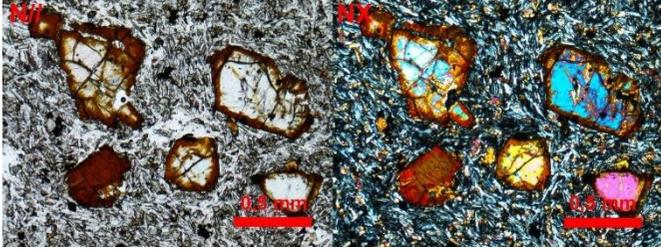
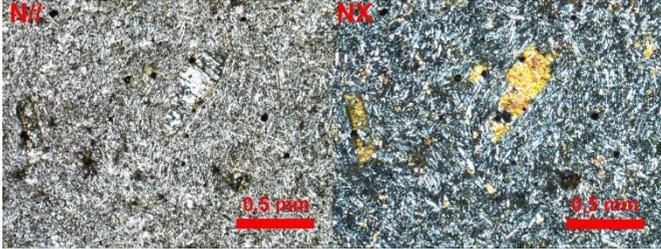
Apéndice 2: Ubicación de las secciones tefroestratigráficas levantadas



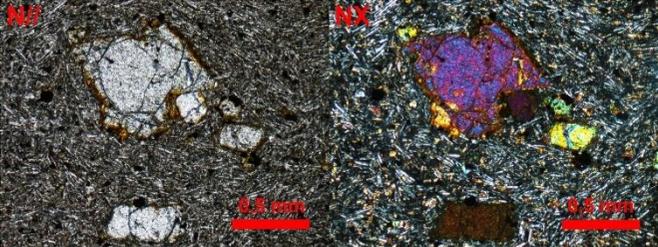
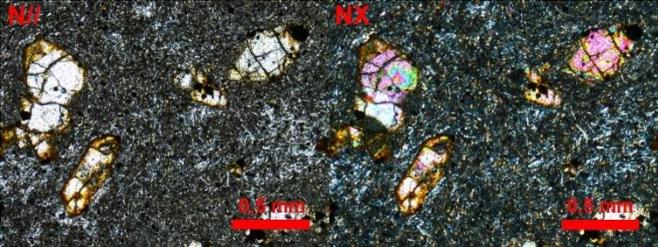
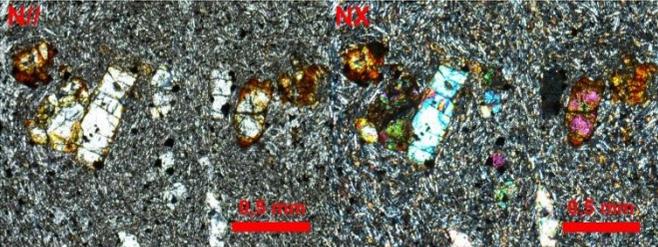
Apéndice 3: Descripciones petrográficas de las muestras extraídas.

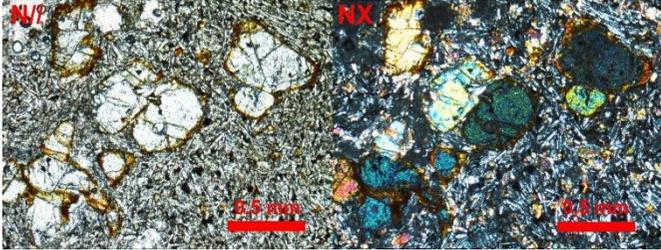
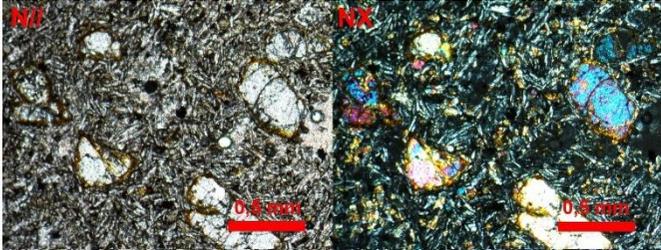
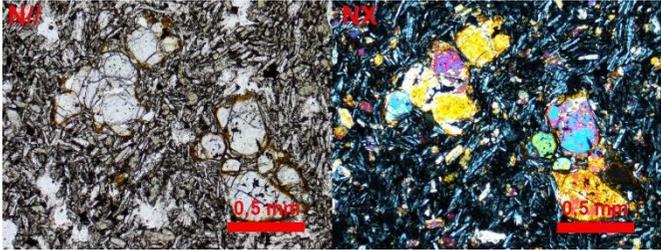
Muestra	Coordenadas	Cono	Fotografías	Descripción	Nombre
AZ-JM-1a	1149337N 464594 E	Juan Murillo		Textura holocristalina hipidiomórfica porfírica vesicular, con fenocristales de olivino (algunos idiomórficos) con iddingsita en los bordes (1,20 mm x 0,87 mm; 15%) y plagioclasa (1,11 mm x 0,52 mm; 18%) en una matriz intergranular con cristales de plagioclasa (0,15 mm x 0,05 mm; 25%), olivino (0,08 mm; 19%), augita (0,06 mm; 2%) y opacos (0,06 mm x 0,08 mm; 5%). Posee vesículas con tamaños desde 1 mm hasta 10 mm (16%).	Basalto vesicular con olivino
AZ-JM-1f	1149337N 464594 E	Juan Murillo		Textura holocristalina hipidiomórfica porfírica progresiva vesicular con fenocristales de olivino con alteración de iddingsita en los bordes (0,875 mm x 1,55 mm; 16%) y plagioclasa (1,75 mm x 0,25 mm; 23%), en una matriz intergranular con cristales de olivino (0,1 mm x 0,12 mm; 18%), plagioclasa (0,06 mm x 0,11 mm; 15%), augita (0,13 mm; 8%) y opacos (0,05 mm; 4%). Posee vesículas (16%) con tamaños desde 1 mm a 50 mm	Basalto vesicular con olivino y augita
AZ-JM-1g	1149337N 464594 E	Juan Murillo		Textura holocristalina hipidiomórfica porfírica vesicular con fenocristales de olivino, con iddingsita en los bordes (2,08 mm x 1,33 mm; 15%), plagioclasa (0,8 mm x 0,3 mm; 21%) en una matriz intergranular con cristales de olivino (0,14 mm x 0,17 mm; 18%), augita (0,19 mm x 0,16 mm; 4%), plagioclasa (0,04 mm x 0,24 mm; 20%) y opacos (0,6 mm; 6%). Posee vesículas con tamaños de 1,6 mm x 1,4 mm hasta tamaños centimétricos (16%).	Basalto vesicular con olivino

AZ-JM2-2	1147821 N 463987 E	Juan Murillo		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica escoriácea con fenocristales de olivino iddingsitizado en los bordes (0,70 mm x 1,13 mm; 13%) y plagioclasa sericitizada (0,75 mm x 0,78 mm; 8%) en una matriz intersertal con microlitos de olivino (0,075 mm; 4%), plagioclasa (0,08 mm x 0,15 mm; 12%), augita (0,08 mm x 0,10 mm; 2%), opacos (0,04 mm; 2%) y vidrio color gris oscuro (19%). Posee vesículas con tamaños entre 0,94 x 0,61 mm hasta 10 mm (40%).</p>	Basalto escoriáceo con olivino
AZ-JM2-2a	1147821 N 463987 E	Juan Murillo		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica vesicular fluidal, con fenocristales de olivino iddingsitizado en los bordes (1,38 mm x 1,13 mm; 13%), augita maclada (0,38 mm; 4%) y plagioclasa (0,63 mm x 0,10 mm; 12%), en una matriz intersertal, con microlitos de plagioclasa (0,07 mm x 0,02 mm; 12%), olivino (0,05 mm; 8%), augita (0,04 mm; 4%), opacos (0,03 mm; 4%) y vidrio color pardo oscuro (12%). Posee vesículas con tamaños de 2,50 mm x 1,25 mm (31%)</p>	Basalto vesicular con olivino
AZ-CH-2a	1156382 N 462606 E	Los Chiles		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica fluidal escoriácea, con fenocristales de olivino (0,89 mm x 0,60 mm; 5%) en una matriz intersertal con microlitos de plagioclasa (0,11 mm x 0,05 mm; 19%), olivino (0,05 mm; 4%), augita (0,07 mm; 5%) y opacos (0,03 x 0,06 mm; 3%), con vidrio alterado a óxidos de hierro (24%) y vesículas (1 mm; 40%).</p>	Basalto escoriáceo con olivino

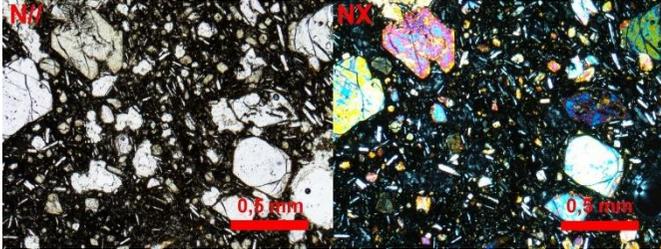
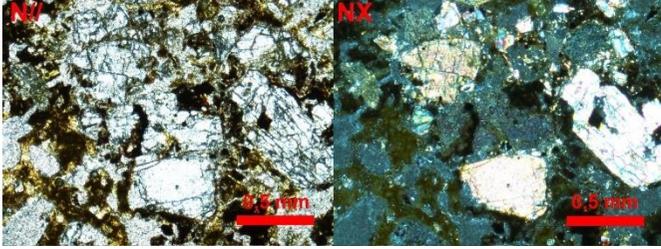
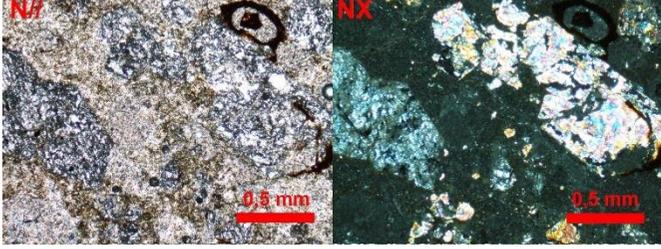
AZ-CH-4	1156382 N 462606 E	Los Chiles		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica escoriácea fluidal con fenocristales de olivino iddingsitizado en los bordes (1,75 mm x 1,63 mm; 12%) en una matriz intersertal con microlitos de plagioclasa (0,13 mm x 0,02 mm; 20%), olivino (0,08 mm; 3%), opacos (0,05 mm; 3%) y vidrio con alteración a óxidos de hierro (30%). Posee vesículas con tamaños de 0,95 mm x 0,58 mm (32%)</p>	Basalto escoriáceo con olivino
AZ-CH-10	1156516 N 462715 E	Los Chiles		<p>Textura holocristalina hipidiomórfica porfírica fluidal con fenocristales de olivino, con iddingsita en los bordes (0,70 mm x 0,63 mm; 16%), en una matriz pilotaxítica con microlitos de plagioclasa (0,01 mm x 0,11 mm; 66%), olivino (0,2 mm; 14%) y opacos (0,1 mm; 4%)</p>	Basalto olivínico
AZ-CH2-2a	1156516 N 463722 E	Los Chiles		<p>Textura holocristalina hipidiomórfica porfírica vesicular fluidal, con fenocristales de olivino (0,38 mm; 8%) y augita (0,75 mm x 0,42 mm; 3%), en una matriz intergranular, con microlitos de plagioclasa (0,10 mm x 0,02 mm; 69%), olivino (0,03 mm; 7%), augita (0,05 mm; 3%) y opacos (0,05 mm; 1%). Posee algunas vesículas con tamaños de 1,50 mm x 0,80 mm (9%).</p>	Basalto olivínico

AZ-CH2-2b	1156516 N 463722 E	Los Chiles		<p>Textura holocristalina hipidiomórfica porfirítica fluidal con fenocristales de olivino iddingsitizado (1,09 x 1,02 mm; 19%), en una matriz pilotaxítica con cristales de plagioclasa (0,05 mm x 0,13 mm; 49%), olivino (0,04 mm; 6%) y opacos (0,16 mm x 0,11 mm; 6%). Posee vesículas alargadas con tamaños de aproximadamente 1,41 mm x 0,78 mm (20%).</p>	Basalto vesicular con olivino
AZ-CH2-2c	1156516 N 463722 E	Los Chiles		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfirítica fluidal, con fenocristales de olivino (0,60 mm; 14%) y augita titanífera (0,22 mm x 0,25 mm; 9%), en una matriz intersertal, con cristales de plagioclasa (0,05 mm x 0,10 mm; 57%), olivino (0,05 mm; 1%), augita (0,04 mm; 4%), opacos (0,05 mm; 2%) y vidrio color negro (13%).</p>	Basalto olivínico con augita
AZ-CH2-2d	1156516 N 463722 E	Los Chiles		<p>Textura holocristalina hipidiomórfica porfirítica fluidal con fenocristales de olivino (0,88 mm; 11%), augita (0,60 mm x 0,39 mm; 9%), plagioclasa (0,12 mm x 0,26 mm; 1%), en una matriz intergranular, con microlitos de plagioclasa (0,04 mm x 0,12 mm; 67%), augita (0,03 mm; 4%), olivino (0,04 mm; 5%) y opacos (0,06 mm; 3%).</p>	Basalto olivínico con augita

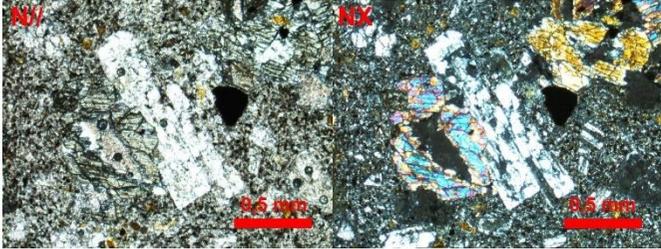
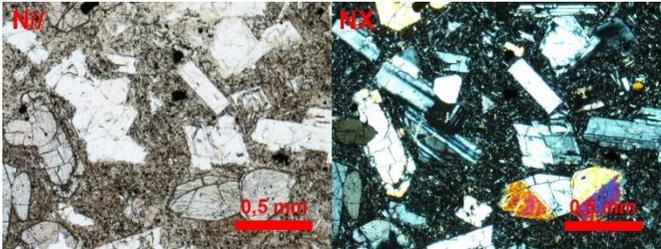
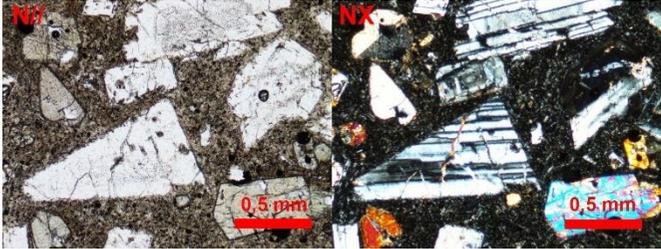
AZ-CH2-3	1155994 N 463205 E	Los Chiles		<p>Textura holocristalina hipidiomórfica porfirítica fluidal, con fenocristales de olivino con bordes iddinsitizados (0,70 mm; 14%) en una matriz intergranular con microlitos de plagioclasa (0,03mm x 0,08 mm; 69%), augita (0,03 mm; 7%), olivino (0,05 mm; 7%) y opacos (0,05 mm x 0,08 mm; 3%).</p>	Basalto olivínico con augita
AZ-CH2-4a	1155871 N 463174 E	Los Chiles		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfirítica fluidal, con fenocristales de olivino con bordes iddinsitizados (0,33 mm x 0,46 mm; 16%) en una matriz intergranular, con microlitos de plagioclasa (0,04 mm x 0,07 mm; 73%), olivino (0,03 mm; 4%), augita (0,03 mm; 4%) y opacos (0,06 mm; 3%)</p>	Basalto olivínico
AZ-CH2-4b	1155871 N 463174 E	Los Chiles		<p>Textura holocristalina hipidiomórfica porfirítica fluidal con fenocristales de olivino iddinsitizado en los bordes (0,51 mm x 0,41 mm; 16%) y augita (1,28 mm x 0,84 mm; 2%) en una matriz intergranular con cristales de plagioclasa (0,03 mm x 0,09 mm; 72%), olivino (0,03 mm; 3%), augita (0,04 mm; 3%) y opacos (0,06 mm; 4%).</p>	Basalto olivínico

AZ-LP-1a	1155035 N 469925 E	Pital		<p>Textura holocristalina hipidiomórfica porfírica vesicular fluidal, con fenocristales de olivino con bordes iddingsitizados (0,80 mm x 0,68 mm; 11%) en una matriz pilotaxítica con cristales de plagioclasa (0,19 mm x 0,04 mm; 60%), olivino (0,05 mm; 19%) y opacos (0,05 mm; 3%) con vesículas de 0,36 mm x 0,49 mm (7%).</p>	Basalto olivínico
AZ-LP-1b	1155035 N 469925 E	Pital		<p>Textura holocristalina hipidiomórfica porfírica con fenocristales de olivino iddingsitizado en los bordes (1,67 mm x 1,12 mm; 10%) en una matriz intergranular con cristales de plagioclasa (0,07 mm x 0,24 mm; 62%), olivino (0,08 mm; 15%), augita (0,04 mm; 3%) y opacos (0,06 mm; 2%). Posee vesículas con tamaños desde 0,10 mm hasta 10 mm (8%).</p>	Basalto olivínico
AZ-LP-1c	1155035 N 469925 E	Pital		<p>Textura holocristalina hipidiomórfica porfírica fluidal vesicular, con fenocristales de olivino con bordes de iddingsita (0,78 mm x 0,83 mm; 20%), en una matriz intergranular con cristales de plagioclasa (0,24 mm x 0,06 mm; 59%), olivino (0,05 mm; 8%) y opacos (0,06 mm; 3%). Posee vesículas con tamaños de 0,95 mm (10%).</p>	Basalto olivínico

AZ-LB-1	1151812 N 466424 E	Barrantes		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica escoriácea, con fenocristales de olivino con iddingsita en los bordes (0,35 mm x 0,25 mm; 6%) y plagioclasa con alteración a sericita (0,50 mm x 0,35 mm; 1%) en una matriz intersertal, con microlitos de plagioclasa (0,03 mm x 0,10 mm; 8%), olivino (0,08 mm; 3%) y opacos (0,04 mm; 2%) con vidrio color negro (9%) y muchas vesículas (71%) con tamaños entre 0,25 mm y 15 mm.</p>	Basalto escoriáceo con olivino
AZ-LB-2a	1151812 N 466424 E	Barrantes		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica, con fenocristales de olivino (0,76 mm x 0,68 mm; 4%), plagioclasa (1,06 mm x 1,32 mm; 3%) y augita (0,32 mm x 0,50 mm; 4%) en una matriz intersertal con microlitos de plagioclasa (0,12 mm x 0,04 mm; 8%), olivino (0,13 mm; 3%), augita (0,07 mm x 0,12 mm; 7%) y opacos (0,04 mm; 1%) en un vidrio color pardo oscuro (58%) con vesículas (0,6 mm; 12%).</p>	Basalto augítico con olivino
AZ-LB-2b	1151812 N 466424 E	Barrantes		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica, con fenocristales de plagioclasa (1,34 mm x 0,89 mm; 11%), olivino (0,48 mm x 0,37 mm; 5%) y augita (0,56 mm x 0,38 mm; 1%) con microlitos de plagioclasa (0,03 mm x 0,07 mm; 34%), olivino (0,04 mm; 10%), augita (0,05 mm x 0,06 mm; 3%) y opacos (0,05 mm x 0,07 mm; 3%) en un vidrio color pardo oscuro (30%). Posee vesículas con tamaños alrededor de 0,85 mm (3%).</p>	Basalto olivínico

AZ-LB-2c	1151812 N 466424 E	Barrantes		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica con fenocristales de plagioclasa (0,48 mm x 0,46 mm; 2%) y olivino iddingsitizado (0,48 mm x 0,58 mm; 16%), en una matriz intersertal, con microlitos de plagioclasa (0,03 mm x 0,09 mm; 19%), olivino (0,05 mm; 15%), augita (0,07 mm x 0,06 mm; 3%) y opacos (0,09 mm x 0,08 mm; 4%) en bandas de vidrio (39%) color negro y pardo oscuro. Posee vesículas de aproximadamente 0,33 mm (2%).</p>	Basalto olivínico
AZ-BA-2a	1147652 N 466573 E	Buenos Aires		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica vesicular con fenocristales de olivino (0,25 mm x 0,38 mm; 6%) y augita (0,60 mm; 13%), en una matriz intersertal, con microlitos de plagioclasa (0,03 mm x 0,06 mm; 1%), olivino (0,03 mm; 2%), augita (0,04 mm; 3%), opacos (0,02 mm; 2%) y vidrio color pardo oscuro (32%), con alto grado de alteración y con hematita. Posee vesículas de 0,63 mm (42%)</p>	Basalto vesicular con augita y olivino
AZ-BA-2b	1147652 N 466573 E	Buenos Aires		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica vesicular, con fenocristales de augita (1,17 mm x 1,21 mm; 19%), olivino (0,67 mm x 0,63 mm; 8%) y plagioclasa (0,15 mm x 0,27 mm; 5%), en una matriz intersertal, con cristales de plagioclasa (0,03 mm x 0,06 mm; 1%), augita (0,04 mm x 0,06 mm; 4%), olivino (0,04 mm x 0,03 mm; 2%), opacos (0,05 mm x 0,04 mm; 1%) y vidrio (22%) con alto grado de alteración. Posee vesículas con tamaños de 0,61 mm x 0,81 mm (38%).</p>	Basalto vesicular con augita y olivino

AZ-MO-2a	1147652 N 464638 E	Morera		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica vesicular con fenocristales de plagioclasa (1,02 mm x 0,43 mm; 3%), olivino con bordes idiositizados (0,46mm x 0,56 mm; 11%) y augita (0,42 mm; 4%) en una matriz intersertal con microlitos de plagioclasa (0,11 mm x 0,05 mm; 26%), olivino (0,11 mm x 0,08 mm; 3%), augita (0,04 mm; 2%), opacos (0,05 mm; 1%) y vidrio color gris (19%) y con vesículas con tamaños de aproximadamente 1,72 mm x 1,07 mm (31%).</p>	Basalto vesicular con olivino y augita
AZ-MO-2b	1147652 N 464638 E	Morera		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica vesicular fluidal, con fenocristales de olivino (0,40 mm x 0,38 mm; 9%) y augita (1,07 mm x 0,56 mm; 7%) en una matriz intersertal, con cristales de plagioclasa (0,15 mm x 0,06 mm; 33%), olivino (0,04 mm; 5%), augita (0,04 mm; 4%) y vidrio color negro levemente alterado (26%) con vesículas de tamaño 0,74 mm x 0,87 mm (16%).</p>	Basalto vesicular con olivino y augita
AZ-MO-2c	1147652 N 464638 E	Morera		<p>Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica vesicular fluidal, con fenocristales de olivino (0,29 mm x 0,37 mm; 4%), augita (0,38 mm; 9%) y plagioclasa (0,39 mm x 0,78 mm; 9%) en una matriz intersertal, con microlitos de plagioclasa (0,04 mm x 0,12 mm; 20%), olivino (0,09 mm x 0,06 mm; 3%), augita (0,03 mm; 4%), opacos (0,03 mm; 1%) y vidrio color pardo (20%), con vesículas con tamaños de 0,48 mm x 0,54 mm (30%).</p>	Basalto vesicular con augita y olivino

AZ-PP-1	1148554 N 467698 E	Flujo de lava del Platanar-Porvenir		Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica, con fenocristales de plagioclasa con zonación y maclada (1,25 mm x 0,42 mm; 39%), augita maclada (1,25 mm x 2,20 mm; 11%), hipersteno (0,58 mm x 0,88 mm; 2%) y magnetita (0,88 mm; 5%), en una matriz intersertal, con microlitos de plagioclasa (0,03 mm x 0,08 mm; 15%), augita (0,03 mm; 2%), opacos (0,03 mm; 5%) y vidrio color pardo (21%).	Andesita augítica
AZ-PP-2a	1151847 N 466865 E	Flujo de lava del Platanar-Porvenir		Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica, con fenocristales de plagioclasa con zonación y maclada (1,81 mm x 0,60 mm; 45%), augita maclada (0,47 mm x 0,68 mm; 11%), hipersteno (0,28 mm x 0,53 mm; 4%) y magnetita (0,53 mm x 0,44 mm) en una matriz intersertal, con microlitos de plagioclasa (0,05 mm x 0,17 mm; 15%), opacos (0,03 mm; 3%) y vidrio color pardo (19%).	Andesita augítica
AZ-PP-2b	1151847 N 466865 E	Flujo de lava del Platanar-Porvenir		Textura hipocristalina hipidiomórfica porfírica con fenocristales de plagioclasa (con zonación y macladas) (1,17 mm x 0,89 mm; 34%), augita (algunas macladas) (0,79 mm x 0,58 mm; 16%), hipersteno (0,15 mm x 0,45 mm; 3%), y magnetita (0,36 mm x 0,40 mm; 4%) en una matriz intersertal con microlitos de plagioclasa (0,07 mm x 0,03 mm; 20%) y opacos (0,03mm; 2%) en un vidrio color pardo (21%).	Andesita augítica

Apéndice 4: Análisis químicos de elementos mayores realizados y recopilados en los conos Piroclásticos de Aguas Zarcas.

Muestra	Trabajo	Loma	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
AZ-JM-1f	Presente trabajo	Juan Murillo	50.10	1.27	16.77	8.63	0.143	8.24	9.38	3.05	1.01	0.39	99.66
AZ-JM2-2	Presente trabajo	Juan Murillo	46.43	1.59	15.12	10.31	0.173	10.61	9.31	1.71	1.17	0.42	99.59
AZ-CH-10	Presente trabajo	Los Chiles	47.13	1.50	15.28	9.36	0.166	10.06	11.83	2.19	1.20	0.46	99.77
AZ-CH2-3	Presente trabajo	Los Chiles	50.78	1.21	16.85	8.52	0.157	7.69	9.68	3.06	1.00	0.39	100.35
AZ-CH2-4b	Presente trabajo	Los Chiles	50.36	1.21	17.08	8.41	0.141	8.26	9.35	3.09	0.97	0.39	99.65
AZ-LP-1a	Presente trabajo	Pital	50.46	1.45	16.25	8.37	0.143	8.48	9.14	2.96	1.28	0.43	99.86
AZ-LB-1	Presente trabajo	Barrantes	46.69	0.78	14.25	8.96	0.173	12.29	11.13	1.45	1.64	0.72	100.11
AZ-LB-2a	Presente trabajo	Barrantes	46.48	0.79	14.26	8.72	0.162	10.93	11.49	1.38	1.51	0.70	99.90
AZ-BA-1	Presente trabajo	Buenos Aires	43.81	0.77	12.85	9.39	0.174	17.17	11.07	0.80	0.52	0.24	99.93
AZ-MO-2a	Presente trabajo	Morera	46.83	1.42	15.92	9.49	0.168	10.53	9.49	2.18	1.16	0.49	99.93
P-152	Gazel et al. (2011)	Buenos Aires	44.89	0.80	13.33	8.91	0.17	13.39	12.57	1.31	0.77	0.35	98.15
P-153	Gazel et al. (2011)	Juan Murillo	46.67	1.53	14.47	9.77	0.17	10.27	11.30	2.23	1.26	0.53	99.62
P-154B	Gazel et al. (2011)	Pital	50.17	1.43	15.69	8.46	0.14	8.47	9.07	2.93	1.26	0.44	99.29
P-155A	Gazel et al. (2011)	Los Chiles	49.23	1.27	16.64	8.91	0.14	6.81	10.07	2.99	1.02	0.43	98.81
CRC1aA	Poncia (1993)	Buenos Aires	43.48	0.80	13.62	8.48	0.15	16.30	11.59	1.42	1.18	0.35	99.23
CRC1bA	Poncia (1993)	Buenos Aires	45.12	0.87	14.22	8.98	0.17	15.30	12.80	1.15	1.07	0.44	102.20
CRC2AZ	Poncia (1993)	Juan Murillo	50.37	1.38	17.29	8.99	0.16	7.37	10.31	3.06	1.01	0.50	101.55
CRC4AZ	Poncia (1993)	Barrantes	46.02	0.95	15.91	9.60	0.18	11.58	10.86	1.55	1.04	0.88	101.58
CRC5AZ	Poncia (1993)	Barrantes	46.36	0.94	15.69	9.70	0.13	11.25	11.11	1.96	1.02	0.98	101.66
CRC6AZ	Poncia (1993)	Barrantes	45.66	0.96	15.83	9.72	0.18	11.20	10.72	1.44	1.03	0.91	100.85
CRC7AZ	Poncia (1993)	Barrantes	47.14	1.09	15.79	9.27	0.18	10.70	11.60	1.59	1.69	0.83	102.02

CRC8AZ	Poncia (1993)	Morera	47.39	1.46	15.89	9.29	0.16	10.69	10.31	2.65	1.19	0.55	100.44
PP9AZL	Poncia (1993)	Los Chiles	49.70	1.25	17.03	8.79	0.15	8.82	10.05	2.81	0.81	0.40	100.01
PP8AZ	Poncia (1993)	Morera	47.11	1.58	14.99	9.75	0.17	10.21	11.47	2.23	1.32	0.51	99.57
PP7AZB	Poncia (1993)	Buenos Aires	44.80	0.77	13.56	8.77	0.16	14.06	12.43	1.06	1.18	0.36	99.27
SBUENA	Poncia (1993)	Buenos Aires	45.04	0.79	13.26	9.24	0.00	15.20	12.63	1.16	1.30	0.35	99.98
BLOMAM	Poncia (1993)	Morera	47.10	1.37	15.09	9.45	0.16	11.87	10.21	2.02	1.18	0.50	100.00
ALOMAB	Poncia (1993)	Barrantes	47.01	0.88	14.74	9.29	0.17	11.09	11.78	1.66	1.70	0.65	100.00
CLOMAM	Poncia (1993)	Morera	47.62	1.59	15.01	9.85	0.17	10.73	10.50	2.10	0.92	0.42	100.01
DLOSCH	Poncia (1993)	Los Chiles	49.73	1.31	16.33	8.58	0.14	8.64	10.29	2.60	0.98	0.43	99.99
LOMAMO	Poncia (1993)	Morera	45.47	1.49	16.57	9.30	0.10	11.00	9.81	2.65	1.25		99.51
PP7	Alvarado & Carr (1993)	Buenos Aires	44.80	0.77	13.60	8.77	0.16	14.06	12.43	1.06	1.18	0.36	99.30
PP8	Alvarado & Carr (1993)	Los Chiles	47.10	1.58	15.00	9.75	0.17	10.21	11.47	2.23	1.32	0.51	99.60
PP9	Alvarado & Carr (1993)	Los Chiles	49.70	1.25	17.00	8.79	0.15	8.82	10.05	2.81	0.81	0.40	100.00

Apéndice 5: Análisis químicos de elementos traza realizados y recopilados en los conos Piroclásticos de Aguas Zarcas.

Muestra	Trabajo	Loma	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Y	Dy	Ho
AZ-JM-1f	Presente trabajo	Juan Murillo	178	116	86	18	868	117	545	33	61	-	30	5.8	-	-	-	23.1	4.5	-
AZ-JM2-2	Presente trabajo	Juan Murillo	234	108	97	29	597	160	614	54	94	-	49	8.7	-	-	-	30.9	5.9	-
AZ-CH-10	Presente trabajo	Los Chiles	189	107	86	29	918	160	609	46	104	-	51	9.4	-	-	-	27.7	5.4	-
AZ-CH2-3	Presente trabajo	Los Chiles	151	126	85	18	911	110	603	28	65	-	31	6.2	-	-	-	18.2	4	-
AZ-CH2-4b	Presente trabajo	Los Chiles	165	101	83	17	878	110	532	31	61	-	28	5.2	-	-	-	16.8	3.5	-
AZ-LP-1a	Presente trabajo	Pital	157	104	82	26	821	163	574	39	78	-	36	6.6	-	-	-	19.9	4.1	-
AZ-LB-1	Presente trabajo	Barrantes	239	108	77	45	1072	187	1280	50	108	-	52	9.6	-	-	-	22	5.4	-
AZ-LB-2a	Presente trabajo	Barrantes	191	116	75	23	2041	186	1141	51	107	-	48	8.9	-	-	-	22	5.3	-
AZ-BA-1	Presente trabajo	Buenos Aires	454	76	72	8	1993	54	2357	60	112	-	56	8.5	-	-	-	16.6	3.1	-
AZ-MO-2a	Presente trabajo	Morera	228	101	92	20	760	177	708	44	96	-	48	8.7	-	-	-	25.2	5	-
P-152	Gazel et al. (2011)	Buenos Aires	-	-	-	105	2507	53	2458.7	65.21	133.59	16.57	63.09	8.35	2.52	6.78	0.71	14.97	3.42	0.63
P-153	Gazel et al. (2011)	Juan Murillo	-	-	-	35	783	166	637.63	53.9	113.57	13.83	53.59	9.68	2.74	7.75	1.08	27.68	5.45	0.98
P-154B	Gazel et al. (2011)	Pital	-	-	-	26	817	156	600.65	39.15	80.13	9.78	39.15	6.67	1.99	6.15	0.76	17.43	3.97	0.72
P-155A	Gazel et al. (2011)	Los Chiles	-	-	-	19	910	119	571.42	31.05	63.82	7.92	31.46	5.81	1.72	4.72	0.67	17.63	3.44	0.63
CRC1aA	Poncia (1993)	Buenos Aires	332	34	64	16	2177	127	2146	60	124	-	-	-	-	-	-	16	-	-
CRC1bA	Poncia (1993)	Buenos Aires	343	27	60	10	2361	131	2356	61	117	-	-	-	-	-	-	15	-	-
CRC2AZ	Poncia (1993)	Juan Murillo	179	126	77	22	927	113	544	33.56	67.66		31.39	6.18	1.83	4.51		17	3.34	
CRC4AZ	Poncia (1993)	Barrantes	246	100	64	7	971	168	2515	60	124	-	-	-	-	-	-	18	-	-
CRC5AZ	Poncia (1993)	Barrantes	247	81	77	2	1021	167	2494	70	134	-	-	-	-	-	-	17	-	-
CRC6AZ	Poncia (1993)	Barrantes	253	88	86	8	943	166	2716	60	136	-	-	-	-	-	-	17	-	-

CRC7AZ	Poncia (1993)	Barrantes	232	56	79	28	995	164	1880	63	118	-	-	-	-	-	-	17	-	-
CRC8AZ	Poncia (1993)	Morera	224	111	85	30	787	159	648	46.39	95.03	-	43.75	8.36	2.39	6.13	-	22	4.34	-
PP9AZL	Poncia (1993)	Los Chiles	238	122	-	20	989	138	611	33.4	66.6	-	32.3	6.1	1.8	5.1	-	18.9	3.6	-
PP8AZ	Poncia (1993)	Morera	240	119	-	44	863	196	699	59.9	118.9	-	57.5	10.8	2.9	8.6	-	32.3	6.1	-
PP7AZB	Poncia (1993)	Buenos Aires	440	105	-	32	2771	92	2863	64.4	125.1	-	59.6	7.53	2.16	5.19	-	16.6	3.43	-
SBUENA	Poncia (1993)	Buenos Aires	372	-	-	26	2476	52	2767	70	-	-	66	-	-	-	-	13.6	-	-
BLOMAM	Poncia (1993)	Morera	262	-	-	28	774	172	681	46	-	-	48	-	-	-	-	22.9	-	-
ALOMAB	Poncia (1993)	Barrantes	251	-	-	35	1015	166	1125	57	-	-	52	-	-	-	-	22.6	-	-
CLOMAM	Poncia (1993)	Morera	247	-	-	12.7	675	155	609	43	-	-	44	-	-	-	-	25.5	-	-
DLOSCH	Poncia (1993)	Los Chiles	214	-	-	19.4	953	127	607	38	-	-	39	-	-	-	-	17.7	-	-
PP7	Alvarado & Carr (1993)	Buenos Aires	440	105	-	32	2771	92	2863	64.4	125.1	-	59.6	7.53	2.16	5.19	-	16.6	3.43	-
PP8	Alvarado & Carr (1993)	Los Chiles	240	119	-	44	863	196	699	59.9	118.9	-	57.5	10.8	2.9	8.6	-	32.3	6.1	-
PP9	Alvarado & Carr (1993)	Los Chiles	238	122	-	20	989	138	611	33.4	66.6	-	32.3	6.1	1.8	5.1	-	18.9	3.6	-

Muestra	Yb	Lu	V	Cr	Nb	Hf	Ta	Pb	Th	U	Sc	Co	Mo	Ga	Tl	Sn	Bi
AZ-JM-1f	2.2	-	251	282	18.5	2.1	0	2	3	2	27.9	-	1	19	2	3	0
AZ-JM2-2	2.4	-	243	525	18	4.2	0	2	4	3	33.4	-	1	17	0	4	1
AZ-CH-10	2.3	-	248	488	19.2	3.4	0	2	5	4	33.5	-	2	16	0	2	1
AZ-CH2-3	2	-	247	251	17.1	2	1	2	3	2	27	-	2	18	0	3	1
AZ-CH2-4b	2.2	-	246	262	16.3	1.5	0	4	4	0	27.1	-	1	18	1	1	0
AZ-LP-1a	2.2	-	225	362	23.5	2.9	0	2	6	1	27.4	-	2	17	0	0	0

AZ-LB-1	2.3	-	250	763	31.6	3.9	0	5	6	4	34.5	-	2	13	1	2	1
AZ-LB-2a	1.6	-	240	694	34.7	2.3	1	3	7	1	35.8	-	3	14	0	5	0
AZ-BA-1	1.5	-	173	1037	10.7	0	2	6	6	3	37.4	-	3	13	0	6	1
AZ-MO-2a	3.8	-	264	515	27.1	4	0	3	6	2	32.3	-	2	17	0	2	1
P-152	1.5	0.23	-	-	7.27	1.93	0.35	5.38	5.33	0.79	-	-	-	-	-	-	-
P-153	2.13	0.31	254.88	481.61	18.57	4.18	0.92	2.84	5.57	2.02	-	-	-	-	-	-	-
P-154B	1.58	0.23	-	-	19.77	4.11	1.11	2.5	4.03	1.52	-	-	-	-	-	-	-
P-155A	1.4	0.2	242.78	307.48	16.39	2.84	0.8	2.25	3.49	1.32	-	-	-	-	-	-	-
CRC1aA	-	-	271	774	4	-	-	-	-	-	29	47	-	-	-	-	-
CRC1bA	-	-	267	790	3	-	-	-	-	-	29	47	-	-	-	-	-
CRC2AZ	1.28	0.19	211	335	8	-	-	-	-	-	28	39	-	7	-	-	-
CRC4AZ	-	-	332	629	20	-	-	-	-	-	29	48	-	-	-	-	-
CRC5AZ	-	-	339	646	22	-	-	-	-	-	31	47	-	-	-	-	-
CRC6AZ	-	-	331	657	20	-	-	-	-	-	29	49	-	-	-	-	-
CRC7AZ	-	-	303	643	19	-	-	-	-	-	31	44	-	-	-	-	-
CRC8AZ	1.74	0.26	240	549	15	-	-	-	-	-	30	44	-	14	-	-	-
PP9AZL	1.5	-	260	311	-	-	-	-	-	-	29	-	-	-	-	-	-
PP8AZ	2.7	-	279	427	-	-	-	-	-	-	44	-	-	-	-	-	-
PP7AZB	1.67	-	234	785	-	-	-	-	-	-	32	-	-	-	-	-	-
SBUENA	-	-	287	914	7.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BLOMAM	-	-	272	425	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ALOMAB	-	-	255	618	25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

CLOMAM	-	-	278	428	17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DLOSCH	-	-	258	259	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PP7	1.67	-	234	785	-	-	-	-	-	-	38.7	-	-	-	-	-
PP8	2.7	-	279	427	-	-	-	-	-	-	34	-	-	-	-	-
PP9	1.5	-	261	311	-	-	-	-	-	-	29.4	-	-	-	-	-

Apéndice 6: Muestra de cálculo de magmas primarios con *PRIMELT3* a partir de las muestras AZ-JM2-2, AZ-LB-1 y AZ-BA-1 respectivamente.

INPUT MEASURED LIQUID COMPOSITION HERE													SOURCE PERIDOTITE COMPOSITION FOR Fe/Mg CALCULATION													
SIO2	TIO2	Al2O3	Cr2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5	sum	FeO	Na2O	MgO	Pressure	Precision of F iteration:					R				
46.43	1.59	15.12		10.31	0.173	10.61	9.31	1.71	1.17		0.42	96.843	8.02		38.12	1 (bars)	0.0001					8.3143				
SPECIFY MOLE FRACTION Fe2+/Fe*				Option to fix Fe2O3/TiO2:								0.89547														
INPUT COMPOSITION ERROR CODES: Pyroxenite Source no solution																										
OUTPUT: BATCH PRIMARY MELT													OUTPUT COMPOSITION ERROR CODES: FeO/MgO forbidden no Na/Si error													
%ol addit	SIO2	TIO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5	T (°C)	TP	TP new	KD	Xfo	F (Fe/Mg)	Proj F1	Proj F2	Proj F3				
28.258	46.137	1.250	11.815	0.000	0.892	9.525	0.170	20.340	7.302	1.331	0.911	0.000	0.327	1449.3	1578.4	1571.98	0.299	0.927	0.298	0.298	0.302	0.302				
ACCUMULATED FRACTIONAL PRIMARY MELT													OUTPUT COMPOSITION ERROR CODES: Augite fractionation warning no Fe/Mg error no Na/Si error													
%ol addit	SIO2	TIO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5	T (°C)	TP AFM	TP new	KD	Xfo	F AFM	Proj F1	Proj F2	Proj F3	Residual Lithology			
21.317	46.500	1.336	12.645	0.000	0.956	9.658	0.173	18.168	7.810	1.427	0.976	0.000	0.350	1414	1534	1516.88	0.301	0.918	0.283	0.283	0.291	0.315	Harzburgite			
Normalized																										
47.9436	1.64183	15.6129	0	10.6461	0.17864	10.9559	9.6135	1.76574	1.20814	0	0.43369	100														
SIO2 TIO2 Al2O3 Cr2O3 Fe2O3 FeO MnO MgO CaO Na2O K2O NiO P2O5 SUM													Fe2O3/TiO2 0.72048 -0.175													
47.9436	1.64183	15.6129	0	1.1829	9.58149	0.17864	10.9559	9.6135	1.76574	1.20814	0	0.43369	100.118													
Renormalized																										
47.8869	1.63989	15.5945	0	1.1815	9.57017	0.17843	10.9429	9.60214	1.76366	1.20671	0	0.43318														
MELT COMPOSITIONS ALONG OLIVINE CONTROL LINE													EQUILIBRIUM OLIVINE COMPOSITION (WT% OXIDES)													
%ol addit	SIO2	TIO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5	SIO2	TIO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5
Forward Fractionation (down-temperature)																										
-1	47.965	1.656	15.751	0.000	1.193	9.541	0.178	10.581	9.696	1.781	1.219	0.000	0.438	40.126	0.055	0.110	0.000	1.32E-04	12.789	0.190	46.462	0.268	1.97E-04	0.00013	0.000	4.83E-05
-2	48.044	1.672	15.909	0.000	1.205	9.508	0.178	10.219	9.792	1.799	1.231	0.000	0.442	40.064	0.055	0.106	0.000	1.33E-04	13.118	0.195	46.186	0.275	1.99E-04	0.00014	0.000	4.88E-05
-3	48.125	1.688	16.068	0.000	1.218	9.472	0.178	9.856	9.888	1.818	1.244	0.000	0.446	39.999	0.056	0.103	0.000	1.34E-04	13.462	0.200	45.897	0.282	2.01E-04	0.00014	0.000	4.93E-05
-4	48.207	1.705	16.230	0.000	1.230	9.431	0.178	9.492	9.985	1.836	1.256	0.000	0.451	39.930	0.056	0.100	0.000	1.36E-04	13.824	0.206	45.592	0.290	2.03E-04	0.00014	0.000	4.97E-05
-5	48.290	1.722	16.393	0.000	1.242	9.387	0.178	9.127	10.083	1.855	1.269	0.000	0.456	39.858	0.057	0.098	0.000	1.37E-04	14.205	0.211	45.271	0.299	2.05E-04	0.00014	0.000	5.02E-05
-6	48.375	1.738	16.557	0.000	1.255	9.338	0.177	8.762	10.182	1.873	1.282	0.000	0.460	39.781	0.057	0.096	0.000	1.38E-04	14.605	0.218	44.932	0.309	2.07E-04	0.00014	0.000	5.07E-05
-7	48.462	1.755	16.723	0.000	1.268	9.285	0.177	8.397	10.281	1.892	1.295	0.000	0.465	39.700	0.058	0.095	0.000	1.40E-04	15.028	0.224	44.575	0.321	2.09E-04	0.00014	0.000	5.12E-05
-8	48.551	1.772	16.891	0.000	1.280	9.227	0.176	8.031	10.382	1.911	1.308	0.000	0.469	39.613	0.059	0.095	0.000	1.41E-04	15.474	0.231	44.196	0.333	2.11E-04	0.00014	0.000	5.17E-05
-9	48.641	1.790	17.061	0.000	1.293	9.164	0.176	7.666	10.483	1.931	1.321	0.000	0.474	39.521	0.059	0.095	0.000	1.42E-04	15.945	0.238	43.794	0.347	2.12E-04	0.00015	0.000	5.22E-05
-10	48.733	1.807	17.232	0.000	1.306	9.095	0.175	7.301	10.586	1.950	1.334	0.000	0.479	39.422	0.060	0.097	0.000	1.44E-04	16.446	0.246	43.367	0.362	2.14E-04	0.00015	0.000	5.27E-05
-11	48.827	1.825	17.406	0.000	1.320	9.021	0.174	6.937	10.689	1.970	1.348	0.000	0.484	39.317	0.060	0.100	0.000	1.45E-04	16.977	0.254	42.912	0.379	2.16E-04	0.00015	0.000	5.32E-05
-12	48.923	1.843	17.580	0.000	1.333	8.941	0.174	6.573	10.793	1.990	1.361	0.000	0.489	39.204	0.061	0.105	0.000	1.46E-04	17.543	0.263	42.426	0.398	2.18E-04	0.00015	0.000	5.36E-05
-13	49.021	1.861	17.757	0.000	1.346	8.854	0.173	6.211	10.898	2.010	1.375	0.000	0.494	39.082	0.061	0.111	0.000	1.48E-04	18.147	0.273	41.905	0.420	2.20E-04	0.00015	0.000	5.41E-05
-14	49.122	1.879	17.935	0.000	1.360	8.760	0.172	5.851	11.004	2.030	1.389	0.000	0.499	38.951	0.062	0.119	0.000	1.49E-04	18.793	0.284	41.347	0.444	2.22E-04	0.00015	0.000	5.45E-05
-15	49.225	1.897	18.115	0.000	1.374	8.659	0.171	5.492	11.111	2.051	1.403	0.000	0.504	38.808	0.062	0.130	0.000	1.50E-04	19.487	0.295	40.746	0.471	2.24E-04	0.00015	0.000	5.50E-05
-16	49.330	1.916	18.297	0.000	1.388	8.549	0.169	5.136	11.218	2.071	1.417	0.000	0.509	38.654	0.063	0.143	0.000	1.51E-04	20.233	0.307	40.097	0.502	2.26E-04	0.00015	0.000	5.54E-05
-17	49.438	1.935	18.480	0.000	1.402	8.431	0.168	4.783	11.327	2.092	1.432	0.000	0.514	38.486	0.063	0.160	0.000	1.52E-04	21.038	0.321	39.395	0.537	2.27E-04	0.00016	0.000	5.58E-05
-18	49.548	1.953	18.665	0.000	1.416	8.304	0.166	4.433	11.435	2.113	1.446	0.000	0.519	38.303	0.064	0.180	0.000	1.53E-04	21.909	0.335	38.631	0.577	2.29E-04	0.00016	0.000	5.62E-05
-19	49.662	1.973	18.852	0.000	1.430	8.167	0.165	4.088	11.545	2.135	1.461	0.000	0.524	38.102	0.064	0.206	0.000	1.54E-04	22.854	0.352	37.800	0.623	2.31E-04	0.00016	0.000	5.66E-05
-20	49.779	1.992	19.040	0.000	1.445	8.018	0.163	3.747	11.655	2.156	1.475	0.000	0.530	37.881	0.064	0.237	0.000	1.55E-04	23.884	0.369	36.890	0.675	2.32E-04	0.00016	0.000	5.70E-05
-21	49.899	2.011	19.230	0.000	1.459	7.858	0.161	3.412	11.766	2.178	1.490	0.000	0.535	37.636	0.065	0.274	0.000	1.56E-04	25.009	0.389	35.891	0.735	2.33E-04	0.00016	0.000	5.73E-05
-22	50.023	2.031	19.422	0.000	1.474	7.685	0.158	3.084	11.878	2.200	1.505	0.000	0.540	37.365	0.065	0.320	0.000	1.57E-04	26.244	0.411	34.790	0.805	2.35E-04	0.00016	0.000	5.76E-05
-23	50.150	2.051	19.615	0.000	1.489	7.497	0.156	2.764	11.990	2.222	1.520	0.000	0.546	37.063	0.065	0.375	0.000	1.58E-04	27.601	0.435	33.574	0.886	2.36E-04	0.00016	0.000	5.79E-05
-24	50.283	2.071	19.809	0.000	1.504	7.294	0.153	2.453	12.102	2.245	1.536	0.000	0.551	36.726	0.065	0.441	0.000	1.59E-04	29.099	0.462	32.224	0.982	2.37E-04	0.00016	0.000	5.81E-05
-25	50.420	2.091	20.005	0.000	1.519	7.074	0.150	2.152	12.214	2.267	1.551	0.000	0.557	36.349	0.066	0.522	0.000	1.59E-04	30.754	0.492	30.723	1.094	2.37E-04	0.00016	0.000	5.83E-05
Back Fractionation (up-temperature)																										

INPUT MEASURED LIQUID COMPOSITION HERE													Mauna Kea sample SR0684-8.95 (Stolper et al., 2004)													SOURCE PERIDOTITE COMPOSITION FOR Fe/Mg CALCULATION																																																						
SiO2			TiO2			Al2O3			Cr2O3			FeO*			MnO			MgO			CaO			Na2O			K2O			NiO			P2O5			sum																																												
46.69			0.78			14.25			8.96			0.173			12.29			11.13			1.45			1.64			0.72			98.083			FeO 8.02			8.3143																																												
6.149			47.155			0.749			13.661			0.000			0.954			8.267			0.175			14.709			10.680			1.389			1.571			0.000			0.690			1349.3			1451.6			1427.51			0.300			0.914			0.163			0.244			0.163			0.174														
SPECIFY MOLE FRACTION Fe2+/Fe*													Option to fix Fe2O3/TiO2:													0.89547																																																						
INPUT COMPOSITION ERROR CODES:													No error													Pressure 1 (bars)													Precision of F iteration: 0.0001																																									
OUTPUT: BATCH PRIMARY MELT													OUTPUT COMPOSITION ERROR CODES:													no Fe/Mg error													no Na/Si error																																									
%ol addit			SiO2			TiO2			Al2O3			Cr2O3			Fe2O3			FeO			MnO			MgO			CaO			Na2O			K2O			NiO			P2O5			T (°C)			TP			TP new			KD			Xfo			F (Fe/Mg)			Proj F1			Proj F2			Proj F3														
6.149			47.155			0.749			13.661			0.000			0.954			8.267			0.175			14.709			10.680			1.389			1.571			0.000			0.690			1349.3			1451.6			1427.51			0.300			0.914			0.163			0.244			0.163			0.174														
ACCUMULATED FRACTIONAL PRIMARY MELT													OUTPUT COMPOSITION ERROR CODES:													No error													no Fe/Mg error													no Na/Si error																												
%ol addit			SiO2			TiO2			Al2O3			Cr2O3			Fe2O3			FeO			MnO			MgO			CaO			Na2O			K2O			NiO			P2O5			T (°C)			TP AFM			TP new			KD			Xfo			F AFM			Proj F1			Proj F2			Proj F3			Residual Lithology											
4.107			47.282			0.764			13.938			0.000			0.973			8.258			0.176			13.989			10.894			1.418			1.603			0.000			0.704			1335			1432			1408.65			0.300			0.910			0.156			0.174			Spinel Peridotite																	
Normalized																																																																																
47.6025			0.79524			14.5285			0			9.13512			0.17638			12.5302			11.3475			1.47834			1.67205			0			0.73407			100																																												
47.6025			0.79524			14.5285			0			1.01501			8.22161			0.17638			12.5302			11.3475			1.47834			1.67205			0			0.73407			100.102																																									
Renormalized																																																																																
47.5543			0.79444			14.5138			0			1.01398			8.21327			0.1762			12.5175			11.336			1.47684			1.67036			0			0.73333																																												
MELT COMPOSITIONS ALONG OLIVINE CONTROL LINE													EQUILIBRIUM OLIVINE COMPOSITION (WT % OXIDES)																																																																			
%ol addit			SiO2			TiO2			Al2O3			Cr2O3			Fe2O3			FeO			MnO			MgO			CaO			Na2O			K2O			NiO			P2O5			SiO2			TiO2			Al2O3			Cr2O3			Fe2O3			FeO			MnO			MgO			CaO			Na2O			K2O			NiO			P2O5		
Forward Fractionation (down-temperature)																																																																																
-1			47.623			0.802			14.659			0.000			1.024			8.199			0.176			12.149			11.448			1.492			1.687			0.000			0.741			40.687			0.027			0.120			0.000			1.13E-04			9.887			0.174			48.801			0.305			1.65E-04			0.00019			0.000			8.19E-05		
-2			47.693			0.810			14.806			0.000			1.035			8.182			0.176			11.779			11.560			1.507			1.704			0.000			0.748			40.642			0.027			0.115			0.000			1.14E-04			10.131			0.178			48.596			0.311			1.67E-04			0.00019			0.000			8.27E-05		
-3			47.765			0.818			14.954			0.000			1.045			8.162			0.176			11.407			11.674			1.522			1.721			0.000			0.756			40.595			0.027			0.111			0.000			1.16E-04			10.386			0.182			48.381			0.318			1.68E-04			0.00019			0.000			8.36E-05		
-4			47.837			0.826			15.104			0.000			1.056			8.140			0.176			11.033			11.788			1.537			1.739			0.000			0.763			40.545			0.027			0.107			0.000			1.17E-04			10.653			0.187			48.155			0.325			1.70E-04			0.00019			0.000			8.44E-05		
-5			47.911			0.834			15.256			0.000			1.066			8.114			0.176			10.658			11.904			1.553			1.756			0.000			0.771			40.493			0.028			0.104			0.000			1.18E-04			10.933			0.192			47.918			0.333			1.72E-04			0.00019			0.000			8.53E-05		
-6			47.986			0.842			15.409			0.000			1.077			8.086			0.176			10.282			12.021			1.569			1.774			0.000			0.779			40.437			0.028			0.100			0.000			1.19E-04			11.227			0.197			47.668			0.342			1.73E-04			0.0002			0.000			8.61E-05		
-7			48.062			0.850			15.563			0.000			1.088			8.054			0.176			9.904			12.139			1.584			1.792			0.000			0.787			40.378			0.028			0.097			0.000			1.20E-04			11.536			0.202			47.405			0.352			1.75E-04			0.0002			0.000			8.70E-05		
-8			48.139			0.859			15.720			0.000			1.099			8.019			0.175			9.526			12.258			1.600			1.810			0.000			0.795			40.316			0.028			0.095			0.000			1.21E-04			11.862			0.208			47.126			0.363			1.77E-04			0.0002			0.000			8.79E-05		
-9			48.218			0.867			15.878			0.000			1.110			7.980			0.175			9.146			12.378			1.617			1.828			0.000			0.803			40.250			0.029			0.093			0.000			1.23E-04			12.207			0.214			46.832			0.375			1.79E-04			0.0002			0.000			8.87E-05		
-10			48.299			0.876			16.037			0.000			1.121			7.937			0.175			8.765			12.499			1.633			1.847			0.000			0.811			40.179			0.029			0.092			0.000			1.24E-04			12.570			0.221			46.519			0.389			1.80E-04			0.0002			0.000			8.96E-05		
-11			48.381			0.884			16.198			0.000			1.133			7.890			0.174			8.384			12.622			1.649			1.866			0.000			0.819			40.104			0.029			0.091			0.000			1.25E-04			12.956			0.228			46.187			0.404			1.82E-04			0.00021			0.000			9.04E-05		
-12			48.465			0.893			16.361			0.000			1.144			7.839			0.174			8.002			12.745			1.666			1.884			0.000			0.827			40.023			0.030			0.092			0.000			1.26E-04			13.366			0.235			45.832			0.421			1.84E-04			0.00021			0.000			9.13E-05		
-13			48.550			0.901			16.525			0.000			1.155			7.783			0.173			7.620			12.870			1.683			1.903			0.000			0.836			39.937			0.030			0.093			0.000			1.27E-04			13.802			0.243			45.544			0.440			1.86E-04			0.00021			0.000			9.21E-05		
-14			48.637			0.910			16.691			0.000			1.167			7.723			0.172			7.238			12.995			1.700			1.923			0.000			0.844			39.843			0.030			0.096			0.000			1.29E-04			14.267			0.252			45.049			0.462			1.87E-04			0.00021			0.000			9.30E-05		
-15			48.726			0.919			16.859			0.000			1.179			7.657			0.172			6.856			13.122			1.717			1.942			0.000			0.853			39.743			0.030			0.101			0.000			1.30E-04			14.764			0.261			44.614			0.486			1.89E-04			0.00021			0.000			9.38E-05		
-16			48.816			0.928			17.028			0.000			1.191			7.585			0.171			6.474			13.250			1.734			1.962			0.000			0.861			39.634			0.031			0.107			0.000			1.31E-04			15.299			0.271			44.146			0.513			1.91E-04			0.00022			0.000			9.46E-05		
-17			48.909			0.937			17.199			0.000			1.203			7.507			0.170			6.094			13.378			1.752			1.982			0.000			0.870			39.515			0.031			0.115			0.000			1.32E-04			15.873			0.282			43.639			0.544			1.92E-04			0.00022			0.000			9.54E-05		
-18			49.004			0.946			17.371			0.000			1.215			7.422			0.169			5.715			13.508			1.770			2.002			0.000			0.879			39.385			0.031			0.126			0.000			1.33E-04			16.494			0.294			43.090			0.579			1.94E-04			0.00022			0.000			9.61E-05		
-19			49.101			0.956			17.546			0.000			1.227			7.331			0.167			5.337			13.638			1.788			2.022			0.000			0.888			39.244			0.031			0.140			0.000			1.34E-04			17.167			0.307			42.492			0.618			1.95E-04			0.00022			0.000			9.69E-05		
-20			49.201			0.965			17.721			0.000			1.240			7.231			0.166			4.962			13.770			1.806			2.042			0.000			0.897			39.088			0.032			0.158			0.000			1.35E-04			17.899			0.322			41.838			0.664			1.97E-04			0.00022			0.000			9.76E-05		
-21			49.303			0.974			17.899			0.000			1.252			7.124			0.164			4.589			13.902			1.824			2.063			0.000			0.906			38.915			0.032			0.180			0.000			1.36E-04			18.699			0.337			41.120			0.716			1.98E-04			0.00022			0.000			9.82E-05		
-22			49.408			0.984			18.078			0.000			1.265			7.007			0.163			4.220			14.035			1.842			2.084			0.000			0.915			38.724			0.032			0.207			0.000			1.37E-04			19.576			0.355			40.329			0.777			1.99E-04			0.00023			0.000					

