



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TRACHYTIC LAVAS OF THE QUETRUPILLÁN VOLCANIC
COMPLEX, CHILE (39°30'S): EXAMPLES OF REJUVENATION OF
A CRYSTALLINE MUSH RESERVOIR

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

RAIMUNDO BRAHM SCOTT

PROFESOR GUÍA:
MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ÁNGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ
FRANCISCO GUTIÉRREZ FERRER

SANTIAGO DE CHILE
2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo y grado
de Magíster en Ciencias, mención geología
POR: Raimundo Brahm Scott
FECHA: 14/01/2017
PROFESOR GUÍA: Miguel Ángel Parada

**LAVAS TRAQUÍTICAS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO QUETRUPILLÁN, CHILE
(39°30'S): EJEMPLOS DE REJUVENECIMIENTO DE UN RESERVORIO TIPO MUSH
CRISTALINO**

El Complejo Volcánico Quetrupillán consiste en un estratovolcán construido sobre una caldera de colapso y una serie de centros adventicios distribuidos principalmente en su flanco sur. Está ubicado en el centro de una cadena volcánica, entre los volcanes Villarrica y Lanín., en la Zona Volcánica Sur de los Andes. Sus productos efusivos más jóvenes están dominados por traquitas (64.6-66.2 wt% SiO₂) poco cristalinas (6-14 vol% fenocristales), con abundante presencia de cúmulos cristalinos, mientras que productos más primitivos han sido encontrados en unidades más antiguas de este estratovolcán. Tendencias geoquímicas de W a E en la cadena volcánica muestra un aumento en elementos incompatibles y razones LREE/HREE, y una disminución en radios isotópicos de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, lo que ha sido atribuido a un cambio W-E gradual en los fluidos derivados del slab o a un aumento de la contaminación del magma por el manto litosférico. El Centro eruptivo menor de Huililco es el centro más cercano al volcán Quetrupillán, con similitudes geoquímicas con las traquitas que sugieren una fuente primitiva común. Modelos de cristalización con rhyolite-MELTS y con elementos traza indican que la generación de las traquitas se produjo principalmente por un ~60 wt% de cristalización fraccionada a profundidades someras (<1 kbar), cerca de los buffer de oxígeno NNO y QFM. La saturación de H₂O se alcanzó en las últimas etapas de evolución de las traquitas con temperaturas pre-eruptivas de 901-966°C (±56°C), calculadas con termometría de dos piroxenos.

A partir de las texturas, las traquitas son interpretadas como el líquido intersticial de un *mush* cristalino, el cual fue extraído y acumulado previo a la erupción. Una interacción localizado de los cristales del *mush* con una recarga de magma más caliente es interpretado a partir de la compleja zonación de una grupo de fenocristales de plagioclasa, con evidencia de reabsorción y recrecimiento de una plagioclasa más rica en Ca, seguido de un retorno abrupto a las condiciones previas. El estancamiento del nuevo magma en el *mush* cristalino, seguido de fusión y recristalización localizada en la zona de estancamiento, culmina con la migración del magma hibridizado a la zona de acumulación de líquido. Esta migración pudo haber ocurrido a través de diques debido a un comportamiento frágil de la red cristalina o a través de convección y removilización dúctil de esta red. Calentamiento críptico justo previo a la erupción fue grabado por el rápido reequilibrio de los óxidos de Fe-Ti, con temperaturas calculadas de 963 a 1114°C (±22).

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer al proyecto CONICYT-FONDAP 15090013, Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) por el financiamiento del proyecto, incluido terrenos, diversos análisis realizados durante la elaboración de la tesis y congresos a los que asistí. También quiero darle las gracias a CONICYT, por sus becas de magister, con las que fueron financiados mis estudios durante la realización de este magister, y al Departamento de Geología de la FCFM de la Universidad de Chile.

En segundo lugar quiero agradecer a la comisión evaluadora: Ángelo Castruccio y Francisco Gutiérrez por su buena disposición cuando necesité de su ayuda, y especialmente a mi profesor guía, Miguel Ángel Parada, quién me motivo a realizar esta tesis de magister.

Por otro lado, agradezco a mis padres, quienes siempre han mostrado confianza en mis capacidades y me otorgaron todas las oportunidades para poder seguir mis estudios de la mejor manera. Además, mis hermanos (*rafi*, Pedro y *berni*), a mis abuelos y *opas*, y al resto de mi familia.

También agradezco a los que trabajaron conmigo durante la realización de este proyecto: a Eduardo Morgado y Claudio Contreras, quienes fueron de mis apoyos principales para comenzar y desarrollar mi tesis. De la misma forma agradezco a Lucy McGee, quien desde un principio me dio todo su apoyo y ayuda con mi investigación y al integrarme a su grupo de trabajo. También quiero agradecer a todos los que aportaron con su grano de arena durante el desarrollo de este trabajo.

A mis amigos de la universidad, empezando por los “hiperáridos”, con quienes compartí en tantos terrenos, carretes, noches de estudio, etc. Al resto de mis compañeros de pregrado (en geología y plan común) y a los compañeros de posgrado. También a mis amigos sureños del colegio y la gente del Método DeRose.

TABLA DE CONTENIDO

Capítulo 1: Introducción.....	1
1.1 Estructura de la tesis	1
1.2 Objeto de estudio y motivación	1
1.3 Objetivos.....	3
1.3.1 Hipótesis de trabajo.....	3
1.3.2 Objetivo general	3
1.3.3 Objetivos específicos.....	3
1.4 Marco geológico	4
1.4.1 Intrusivos del Cretácico.....	4
1.4.2 Intrusivos del Mioceno.....	5
1.4.3 Unidades estratificadas.....	6
1.4.4 Productos volcánicos pre- a intra-glaciales.....	8
1.4.5 Depósitos glaciales.....	10
1.4.6 Productos volcánicos tardi- a posglaciales.....	10
1.5 Marco Tectónico	11
1.6 Centros eruptivos	12
1.6.1 Complejo Volcánico Quetrupillán	12
1.6.2 Volcán Villarrica.....	14
1.6.3 Volcán Lanín	17
1.7 Campaña de terreno	18
1.7.1 Ubicación y vías de acceso.....	18
1.7.1 Centros adventicios de ladera sur.....	19
1.7.2 Colada de ladera norte.....	21
1.7.3 Volcán Huililco	22
1.8 Descripción de las coladas.....	23
1.8.1 Centros adventicios del QVC.....	23
1.8.2 Colada conducto principal.....	32
1.8.3 Lavas de Huililco	34
1.9 Metodología	34
1.9.1 Métodos analíticos.....	34
1.9.2 Herramientas termodinámicas.....	38
Capítulo 2: Resultados.....	41

2.1 Petrografía.....	41
2.1.1 QVC Holoceno.....	41
2.1.2 QVC preglacial y Huililco.....	46
2.2 Geoquímica de roca total y razones isotópicas de Sr-Nd	47
2.3 Química mineral	55
2.3 Termometría y oxibarometría	57
Capítulo 3: Trachytic lavas of the Quetrupillán Volcanic Complex, Chile (39°30’S): examples of rejuvenation of a crystalline mush reservoir.....	64
Abstract.....	64
3.1 Introduction.....	65
3.2 Geological Setting.....	67
3.3 Sampling and Analytical Methods.....	69
3.4 Petrography	70
3.5 Geochemical and isotopic data	71
3.6 Mineral Chemistry	73
3.7 Thermobarometry	74
3.8 Discussion.....	75
3.8.1 Magmatic relationship within the Villarrica-Quetrupillán-Lanín volcanic chain	75
3.8.2 Fractional crystallization as main process for the generation of the QVC trachytes	77
3.8.3 Crystal mush rejuvenation.....	80
3.9 Conclusions.....	84
Acknowledgments	86
References.....	86
Appendix I: Rhyolite-MELTS simulations crystallization details	92
Appendix II: Trace elements crystallization models	92
Appendix III: Estimation of clot composition	92
Conclusiones.....	122
Bibliografía.....	124

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa geológico simplificado de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín	9
Figura 2. Vías de acceso al QVC.....	19
Figura 3. Ruta de acceso a ladera sur del QVC.....	20
Figura 4. Rutas recorridas y muestras recogidas en terreno de los AC's.....	21
Figura 5. Rutas recorridas para la recolección de muestras de la colada norte del QVC y de las coladas del volcán Huililco.....	22
Figura 6. Imagen Satelital de la ladera sur del QVC.....	24
Figura 7. Imágenes satelitales de los centros AC1 a AC4.....	25
Figura 8. Fotos de la colada de AC1	26
Figura 9. Fotos del centro AC2	27
Figura 10. Fotos del centro AC3	28
Figura 11. Foto del centro AC4.....	29
Figura 12. Imágenes satelitales de los centros AC5 a AC8.....	30
Figura 13. Fotos del centro AC5.	31
Figura 14. Fotos del centro AC6	31
Figura 15. Fotos del centro AC7	31
Figura 16. Fotos del centro AC8	32
Figura 17. Imagen satelital de la ladera norte del QVC donde se observan la colada holocena del conducto principal del volcán y las coladas provenientes del Vn. Huililco.....	33
Figura 18. Fotos de los lugares de muestreo de la colada norte del QVC.....	35
Figura 19. Imagen BSE de la masa fundamental de las muestras AC3-1 y MV7.....	41
Figura 20. Fotografía de muestra de mano (izquierda) y de corte transparente (derecha) de la muestra AC2-2.....	42

Figura 21. Volúmenes de los componentes de las muestras de las coladas holocenas del QVC a partir de conteos modales de cortes transparentes.....	44
Figura 22. Imágenes BSE (izquierda) y fotografías de cortes transparentes con luz polarizada plana (derecha) de algunos ejemplos de cúmulos cristalinos presentes en las muestras de lava holocenas del QVC.....	45
Figura 23. Fotografía de corte transparente con luz polarizada plana (izquierda) y cruzada (derecha) del cúmulo reabsorbido de la muestra MV2.....	46
Figura 24. Fotografía de corte transparente con luz polarizada cruzada (izquierda) y plana (derecha) de muestra PG1.....	46
Figura 25. Fotografía de corte transparente con luz polarizada cruzada (izquierda) y plana (derecha) de la muestra.....	47
Figura 26. (A) Diagramas TAS y (B) diagrama AFM	49
Figura 27. Diagramas Harker de elementos mayores de las muestras del QVC y Vn. Huililco..	50
Figura 28. Diagramas de REE de las muestras de este estudio y de la bibliografía.....	51
Figura 29. Diagramas Spider de las muestras de este estudio y de la bibliografía.....	52
Figura 30. Nuevos datos de razones isotópicas de Sr y Nd para del QVC, junto con los de otros autores para el QVC y los centros eruptivos aledaños	54
Figura 31. (A) Datos composicionales de microsonda de los piroxenos de las traquitas del QVC. (B) Test de equilibrio entre piroxenos y roca total para las traquitas del QVC.	56
Figura 32. Datos de microsonda de la composición de óxidos de Fe-Ti de las traquitas del QVC.	56
Figura 33. Imágenes BSE (izquierda) y perfiles de composición de anortita (derecha) de fenocristales de plagioclasa del Grupos 1.....	58

Figura 34. Imágenes BSE (izquierda) y perfiles de composición de anortita (derecha) de fenocristales de plagioclasa del Grupos 2 que no poseen un núcleo reabsorbido pobre en anortita 59

Figura 35. Imágenes BSE (izquierda) y perfiles de composición de anortita (derecha) de fenocristales de plagioclasa del Grupos 2 que poseen un núcleo reabsorbido pobre en anortita.. 60

Figura 36. (A) Test de equilibrio cpx-opx. (B) Test de equilibrio tmt-ilm. (C) Temperaturas obtenidas con termometría de dos piroxenos y óxidos de Fe-Ti para cada muestra de lava analizada en EMPA 62

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Dimensiones estimadas de las coladas estudiadas.....	34
Tabla 2. Rango de errores de medición de microsonda para los distintos componentes de fases minerales analizadas.....	37
Tabla 3. Rango de razones La_N/Yb_N para los volcanes Villarrica, Quetrupillán, Lanín y Huililco, divididos en 3 grupos según su contenido de SiO_2	53

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Estructura de la tesis

Este trabajo se enfoca en el estudio de las lavas más jóvenes (holocenas) del estratovolcán Quetrupillán y el centro eruptivo menor Huililco, con énfasis en la geoquímica de roca total y el análisis de asociaciones minerales con el fin de caracterizar las condiciones del reservorio magmático del estratovolcán.

En el **capítulo 1** se presentan la motivación y objetivo de este trabajo, el marco geológico y tectónico de la zona de estudio, la descripción del área de trabajo y la campaña de terreno, además de las metodologías utilizadas.

En el **capítulo 2** se muestran los resultados obtenidos a partir de las muestras analizadas. Estos consisten en información petrográfica de las lavas, además de su geoquímica de roca total, datos isotópicos y de química mineral.

El **capítulo 3** consiste en un manuscrito de artículo, el cual será prontamente sometido a una revista científica internacional (probablemente en *Journal of Volcanology and Geothermal Research*). En esta parte se desarrollan las discusiones de este estudio.

Finalmente, en el **capítulo 4** se encuentran las principales conclusiones de este trabajo.

1.2 Objeto de estudio y motivación

El Complejo Volcánico Quetrupillán (QVC) corresponde a un estratovolcán, junto a una serie de centros adventicios (AC's) alineados entorno al cono principal. Está ubicado en la Zona Volcánica

Sur de los Andes, en el sur de Chile (39°30'S). El edificio principal del volcán se encuentra descabezado, debido a la formación de una caldera durante un evento explosivo registrado hace 10000-13000 años (relaciones estratigráficas y dataciones C^{14} ; Pavez, 1997), correspondiente a una edad tardiglacial (glaciación Llanquihue; 13000 años ap.; Porter, 1981; Clapperton, 1994; McCulloch et al., 2000), ubicándose su cima actual a 2360 m.s.n.m. El QVC se encuentra en una zona con abundante actividad volcánica, formando parte de la cadena NW-SE, constituida por los volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín, además de la existencia de varios grupos de centros eruptivos menores, de los cuales el Volcán Huililco es el más cercano al Vn. Quetrupillán.

Pese a estar catalogado como volcán activo por el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) y tener una historia eruptiva tanto efusiva como explosiva, este estratovolcán no ha sido objeto de muchos estudios (Hickey-Vargas *et al.*, 1989; Pavez, 1997), probablemente debido a que no ha presentado actividad en el último siglo (última erupción registrada el 6 de Junio de 1872; Petit-Breuilh, 1994), y ha sido opacado por la recurrente actividad eruptiva reciente de su vecino, el volcán Villarrica, uno de los volcanes más activos de la Zona Volcánica Sur y de la Cordillera de los Andes.

Además, el QVC presenta características particulares que lo diferencian de los centros eruptivos cercanos, ya que en su gran mayoría (al menos en su historia Holocena) se compone de productos silíceos, en contraste con la actividad principalmente basáltica a andesítico basáltica de los centros cercanos.

¿Existe alguna relación genética entre los productos del Vn. Quetrupillán y los estratovolcanes vecinos o el centro eruptivo menor Huililco? ¿Bajo qué condiciones (P, T, H₂O y fO₂) se produjo este magmatismo principalmente silíceo, a diferencia del carácter más primitivo del Vn. Villarrica y el carácter composicional más amplio del Vn. Lanín? ¿Qué procesos magmáticos actuaron durante la formación de las lavas silíceas del Vn. Quetrupillán?

1.3 Objetivos

1.3.1 Hipótesis de trabajo

La cámara magmática del QVC estaría compuesta de una densa red cristalina y un líquido intersticial diferenciado. Las lavas corresponderían al líquido intersticial, el cual fue segregado de la red cristalina y acumulado en zonas superiores de la cámara. Además procesos de recarga y rejuvenecimiento de la cámara magmática estarían evidenciados por las texturas de desequilibrio en las fases minerales.

1.3.2 Objetivo general

Obtener las condiciones (P, T, H₂O, fO₂) del reservorio magmático del QVC a través del análisis de muestras de los flujos de lava Holocenos e interpretar los procesos magmáticos que sufrieron estas lavas durante su formación y diferenciación.

1.3.3 Objetivos específicos

- Comparar la geoquímica de roca total de las muestras del Vn. Quetrupillán con las de sus estratovolcanes vecinos para analizar posibles relaciones en su génesis.
- Obtener las variables intensivas del sistema a través de herramientas termodinámicas y modelos de diferenciación magmática.
- Identificar procesos que expliquen las texturas y asociaciones minerales observadas en las lavas y generar un modelo del reservorio magmático en las que se formaron.

1.4 Marco geológico

La zona de estudio está ubicada en la Cordillera Principal en el sur de los Andes chileno, donde se encuentra el arco volcánico actual. Como basamento afloran rocas intrusivas del Mesozoico a Cenozoico, además de unidades volcanoclásticas del Cenozoico. Sobre estas unidades se encuentran las rocas del arco volcánico actual, de edad pleistocena al presente. A continuación se presenta una síntesis de las distintas unidades que afloran en la zona de estudio y en la **Figura 1** se presenta un mapa geológico simplificado de la zona (Lara y Moreno, 2004; Moreno y Lara, 2008).

En el área afloran dos grandes grupos de rocas intrusivas, pertenecientes al Batolito Patagónico. El grupo más antiguo presenta edades cretácicas y se divide en tres Unidades, mientras que el grupo más joven corresponde a intrusivos del Mioceno, divididos en 3 grupos.

1.4.1 Intrusivos del Cretácico

- Complejo intrusivo Maichín (Cretácico Inferior) (*ca.* 150-74 Ma): Corresponden a tonalitas, granitos, granodioritas y dioritas de hornblenda y biotita, con gabros subordinados. Aflora al N, E y S del QVC formando una franja N-S en el borde oriental del territorio chileno. Subyace en discordancia de erosión con los Estratos de Relicura, la Formación Curarrehue y las secuencias volcánicas pleistocenas. Al S del QVC se le conoce como Granitos Paimún. La edad más antigua para esta unidad es de 152 ± 4 Ma (K-Ar en biotita) y la más joven es de 73 ± 3 Ma (K-Ar en anfíbola de tonalitas del río Momolluco).
- Granitoides Palguín (Cretácico Inferior) (*ca.* 105 Ma.): Formado por dos cuerpos intrusivos divididos por flujos de lava pleistocenos a holocenos del QVC. Comprenden tonalitas y granodioritas con granitos de biotita y hornblenda subordinados. Están ubicados justo al NW del QVC y al E del volcán Villarrica. Son contemporáneos con la parte alta del Complejo Intrusivo Maichín, pero debido a su distribución, litología y edad, se definen

como unidad independiente. Las dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola en tonalitas indican una edad de 105.4 ± 0.6 Ma.

- Granito Caburgua (Cretácico Superior) (*ca.* 80-60 Ma): Se compone principalmente de granitos, con granodioritas y dioritas subordinadas. Afloran al W y SE del lago Caburgua. Subyace en discordancia de erosión a los Estratos de Relicura, la Formación Curamallín y a las secuencias volcánicas pleistocenas y Holocenas. Además se encuentra en contacto por falla e intruidos por los granitoides miocenos. Edades de 79 ± 2 Ma y 64 ± 2 Ma se obtuvieron con K-Ar en biotita en muestras de granito y granodiorita, respectivamente.

1.4.2 Intrusivos del Mioceno

- Granitoides Carhuello (Mioceno) (*ca.* 14.5-11.5 Ma): Cuerpo intrusivo compuesto principalmente por dioritas, granitos y granodioritas que afloran al N del volcán Villarrica. Subyace en discordancia de erosión a las unidades volcánicas pleistocenas y holocenas. Se encuentra en contacto por falla con el Granito Caburgua, al W de la ZFLO, poniéndola en contacto con los Granitoides Trancura. Además intruye a la Formación Curamallín. Las edades más jóvenes y más antiguas son de 11.32 ± 0.07 Ma y 14.5 ± 0.13 Ma, respectivamente, obtenidas mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y anfíbola, respectivamente.
- Granitoides Trancura (Mioceno Superior) (*ca.* 14.5-5.0 Ma): Conjunto de diferentes rocas intrusivas que afloran en varios lugares en la zona. En la zona al sur del volcán Villarrica se le conoce como Granitoides Pellaifa- Neltume. Se componen de granitos, granodioritas, dioritas de hornblenda y biotita y pórfidos andesíticos y dacíticos subordinados. Subyace en discordancia de erosión a la Formación Curarrehue e intruye al Granito Caburgua, a los Granitoides Carhuello y a la Formación Curamallín. Edades de 14.4 ± 0.5 Ma y 4.8 ± 0.5 Ma se obtuvieron mediante K-Ar en biotita.

- Granitos y Granodioritas Las Peinetas (Mioceno Superior) (*ca.* 10.5 Ma): Cuerpo intrusivo plutónico que aflora al E del QVC a lo largo del flanco E del río Trancura. Compuesta predominantemente por granitos y granodioritas de hornblenda y escasa biotita, con facies tonalíticas hacia el sur, donde se le conoce como Tonalita Las Peinetas. Subyace en discordancia de erosión a la Formación Curarrehue y a escasas lavas pleistocenas. Mediante K-Ar en biotita se obtuvo una edad de 10.5 ± 0.4 en la zona norte del intrusivo.

1.4.3 Unidades estratificadas

Al N y E del QVC afloran rocas volcanoclásticas estratificadas de edades paleocenas a pliocenas, las que se dividen en 3 unidades de edades diferentes.

- Estratos de Relicura (Paleoceno): Unidad informal correspondiente a una secuencia estratificada y plegada que se distribuye a lo largo del borde oriental del territorio chileno en esta zona. De base desconocida y cubierta en discordancia angular por la Formación Curarrehue y las rocas volcánicas pleistocenas y holocenas. Se encuentra intruida por los cuerpos intrusivos Miocenos, mientras que se encuentra sobreyaciendo en discordancia de erosión a los intrusivos del Cretácico. Su potencia máxima observada es de alrededor de 1000 m en el sector de Relicura. Está formada principalmente por brechas volcánicas, tobas ignimbríticas y lavas andesíticas, generalmente con alteración de clorita y epidota. Más localmente se han reconocido rocas sedimentarias intercaladas con areniscas volcánicas, limolitas y tufitas. Se encuentran diques, filones, andesitas macizas y pórfidos andesíticos a dacíticos, que se interpretan como cuerpos subvolcánicos. La edad máxima de esta unidad se infiere de su relación con los intrusivos cretácicos datados en *ca.* 64 Ma. Además hacia el este del QVC una toba cristalina fue datada en 57.4 ± 3.2 Ma mediante K-Ar en plagioclasa. Por otro lado se encuentran intruidos por cuerpos plutónicos miocenos de *ca.* 14 a 5 Ma y

se encuentra cubierta en discordancia angular por rocas volcánicas y sedimentarias pliocenas.

- Formación Curamallín (Oligoceno-Mioceno): Sucesión estratificada y plegada compuesta por capas de 3-5 m de espesor de tobas cristalino-líticas de origen ignimbrítico, areniscas tobáceas, brechas volcánicas y lavas andesíticas con intercalaciones locales de limolitas y lutitas (1-2 m de espesor). Se encuentra en la zona occidental del área de estudio, formando una franja N-S y alcanza hasta 1000 m de espesor en la zona NW (cerro Chaquilcura). Sobreyace a intrusivos del Cretácico y Eoceno, y subyace en discordancia angular a las rocas volcánicas pleistocenas y holocenas. Además se encuentra intruida por los intrusivos Miocenos. Una datación de *ca.* 14.5 Ma en un granitoide que intruye a esta formación indica su edad mínima, mientras que dataciones de K-Ar en rocas volcánicas y cuerpos hipabisales asociados a esta unidad presentan edades entre *ca.* 11 y 22 Ma.
- Formación Curarrehue (Plioceno): Conjunto de rocas volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias, aflorando al E de la ZFLO. Se componen de tobas cristalinas y líticas de origen ignimbríticos, brechas volcánicas, conglomerados volcánicos y lavas andesíticas de piroxeno. Además incluye areniscas y limolitas. Sobreyace a los granitos miocenos de *ca.* 5 Ma en la localidad tipo (junto a la confluencia de los ríos Maichín y Trancura). En la zona oriental, la Formación Curarrehue sobreyace de forma discordante a los Estratos de Relicura y el Complejo Intrusivo Maichín del Cretácico Inferior. Su relación con los granitos-miocenos indican una edad máxima pliocena para esta formación, la que es concordante con dataciones realizadas en distintas tobas de esta unidad (3.98±0.07 Ma mediante U-Pb SHRIMP en circones; 3.3±0.4 Ma mediante K-Ar en roca total y 3.7±1.5 Ma mediante K-Ar en plagioclasa). Además la edad mínima interpretada debido a alteración en un pórfido andesítico corresponde a 2.4±0.5 Ma (K-Ar en roca total).

1.4.4 Productos volcánicos pre- a intra-glaciales

- Estratovolcanes antiguos (Pleistoceno Inferior a Medio) (*ca.* 1.0-0.3 Ma): Depósitos estratificados y erosionados que corresponden a remanentes de antiguos estratovolcanes. Se encuentran lavas de composiciones de basalto a dacita, con predominio de andesitas basálticas, con intercalaciones de tobas, brechas y conglomerados volcánicos, además de diques, filones y lacolitos. Destaca la presencia del volcán Quinquilil al E del QVC, con secuencias de hasta 1300 m en su flanco NNO. Los estratos se disponen en discordancia de erosión sobre los granitoides de la zona y en discordancia angular sobre las rocas de los Estratos de Relicura y las formaciones Curamallín y Curarrehue. Una edad de Pleistoceno Inferior a Medio se obtiene a partir de dataciones de 0.8 ± 0.4 Ma y 0.8 ± 0.2 Ma mediante K-Ar en roca total y dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental de 635 ± 19 ka y 330 ± 30 ka en los cerros Trautrén, Bayo y al E de la cordillera Cañi.
- Lavas y rocas volcanoclásticas (Pleistoceno Medio a Superior) (*ca.* 300-14 ka): Corresponde a las secuencias basales erosionadas de los estratovolcanes modernos como el Villarrica, Quetrupillán y Lanín, además de coladas de lava de centros independientes. En los estratovolcanes, esta unidad se compone de lavas, tobas, conglomerados y brechas volcánicas de composición basáltica a dacítica, aflorando en la parte media a baja de los edificios volcánicos, como secuencias subhorizontales cortadas por los valles glaciales y cubiertas por las lavas y depósitos piroclásticos recientes de los conos volcánicos actuales. Además, se encuentra cubierta por los depósitos glaciales de la Glaciación Llanquihue. Edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental y roca total de muestras de la secuencia basal del Volcán Villarrica indican edades de 170 ± 60 y 95 ± 15 ka, siendo anteriores a la última glaciación (Glaciación Llanquihue) e inter a intraglaciales respecto a la Glaciación Santa María (*ca.* 260-132 ka). Los productos volcánicos del QVC para esta unidad fueron

emitidos durante la Glaciación Llanquihue, antes de los 14 ka y muestran un emplazamiento subglacial en las estructuras de las lavas.

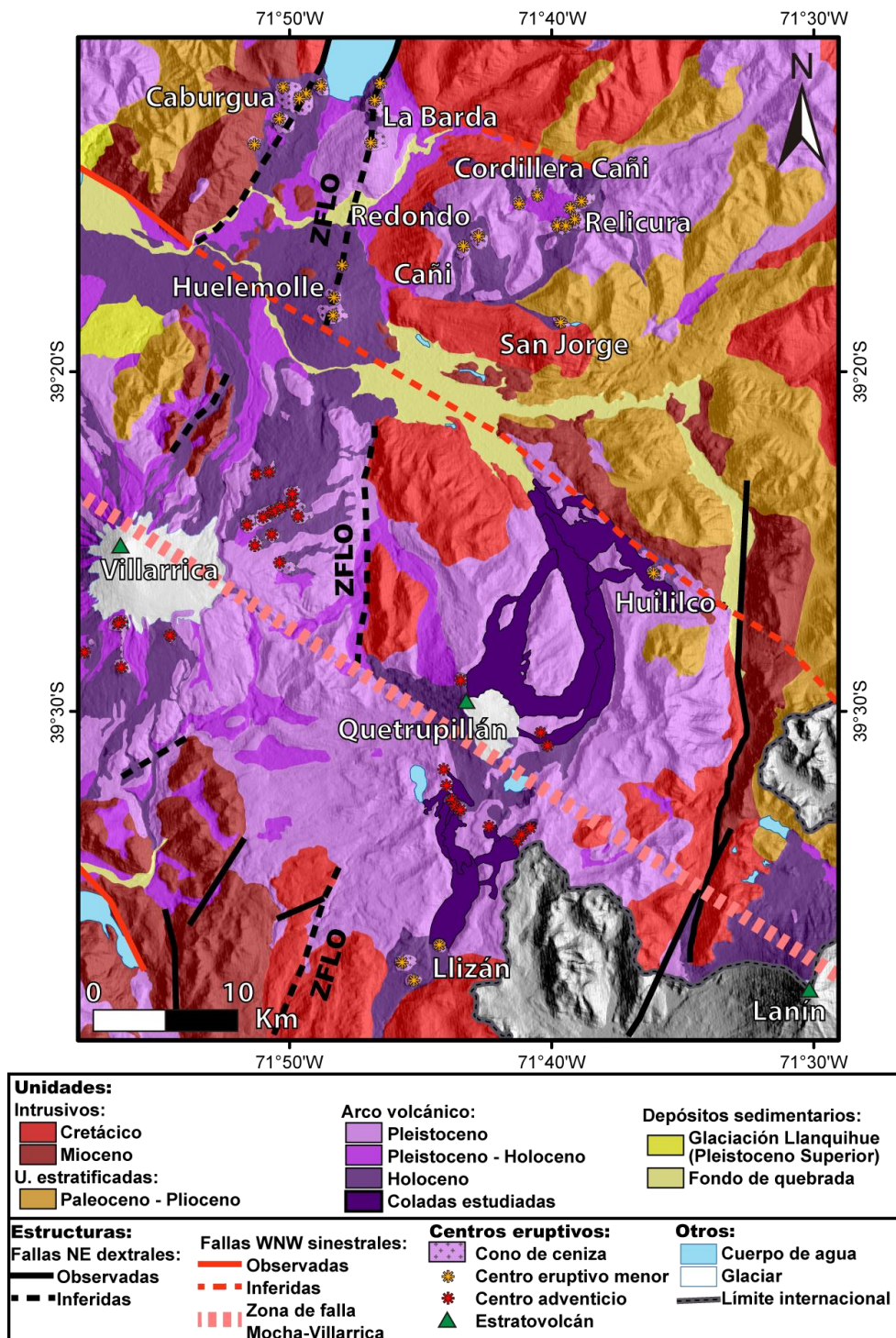


Figura 1. Mapa geológico simplificado (Lara y Moreno, 2004; Moreno y Lara, 2008) de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Estructuras compiladas por Sánchez et al. (2013). ZFLO = Zona de Falla Lliquiñe-Ofqui.

1.4.5 Depósitos glaciales

- Depósitos glaciales de la glaciación Llanquihue (Pleistoceno Superior) (ca. 75-14 ka): Depósitos morrénicos y glaciofluviales que se presentan muy bien desarrollados como cordones laterales en el extremo NE del lago Villarrica y al S de Pucón. Las morrenas se componen de diamictos polimícticos con bolones de hasta 1 m, macizos, soportados por matriz con clastos subredondeados a subangulosos, arena, limo y arcilla. El buen estado de conservación de los clastos permite asociarlos a la Glaciación Llanquihue, último evento glacial reconocido en la Región de La Araucanía (110 y 14 ka).

1.4.6 Productos volcánicos tardi- a posglaciales

- Lavas y depósitos piroclásticos tardi- a posglaciales (Pleistoceno Superior alto – Holoceno) (ca. 14.0 – 0.5 ka): Las lavas están bien preservadas o presentan incipiente erosión glacial en sectores elevados. Existen del tipo ‘pahoehoe’, ‘aa’ y de bloques, de 1 a 50 m de espesor. Constituyen gran parte de los estratovolcanes actuales (Villarrica, Quetrupillán, Lanín). Cubren en discordancia de erosión a las unidades volcánicas precedentes del Pleistoceno y a los depósitos de la Glaciación Llanquihue. O bien, rellenan valles, cubriendo rocas del basamento de los volcanes modernos. En el caso de los volcanes Villarrica y Quetrupillán, las lavas afloran de forma restringida, ya que están cubiertas por los flujos lávicos y/o depósitos piroclásticos del Holoceno superior. En el QVC las lavas se componen de andesitas silíceas y dacitas de dos piroxenos, formando coladas de bloque. Las sucesiones de depósitos piroclásticos son posglaciales y corresponden tanto a flujos piroclásticos como a depósitos de caída. En estricto rigor estos depósitos forman un manto que cubre toda la zona, exceptuando cumbres escarpadas y laderas de pendientes fuertes, por lo que solo se representa en el mapa los sectores donde el espesor sobrepasa los 10-15 m o se desconoce

la unidad que la subyace. Esta unidad incluye las ignimbritas Cudico, Licán y Pucón, pertenecientes al volcán Villarrica, con edades de $14C$ entre 14320 ± 100 y 13520 ± 80 años A.P. para la ignimbrita Licán y entre 3950 ± 70 y 3580 ± 70 años A.P. para la ignimbrita Pucón. Al pie NW del QVC, en el valle del río Palguín, los depósitos piroclásticos son principalmente Holocenos, con interdigitaciones de oleadas y flujos piroclásticos pertenecientes a los volcanes Villarrica y Lanín.

- Lavas, conos de piroclastos y depósitos laháricos recientes e históricos (Holoceno) (ca. <11 ka): Unidad integrada por coladas basálticas a dacíticas recientes e históricas emitidas por los estratovolcanes modernos y sus centros adventicios y por los conos de piroclastos holocenos, además de los depósitos de flujo de detritos volcánicos, los que se asocian principalmente al Volcán Villarrica. Las lavas más silíceas se asocian al QVC, donde andesitas silíceas a dacitas con dos piroxenos, plagioclasa y escaso olivino fayalítico dominan por sobre la presencia de basaltos y andesitas basálticas. En el Volcán Villarrica dominan los basaltos y andesitas basálticas de olivino forsterítico y piroxeno.

1.5 Marco Tectónico

En esta latitud del arco volcánico (39° - 40° S), la corteza continental tiene un espesor de ~ 42 - 44 km y la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana es de tipo normal, pasando a una profundidad de 100 - 104 km bajo el arco volcánico (Tassara y Echaurren, 2012), con una velocidad de 7 - 9 cm/año que se ha mantenido por 20 Ma (Cembrano y Lara, 2009). La Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (ZFLO) representa la estructura principal que controla la actividad tectónica en la zona de estudio. Este sistema de fallas de intra-arco domina la ZVS entre los 38° S y 47° S y consiste en un sistema transpresivo dextral, paralelo al arco y al margen de subducción. La ZFLO acomoda la deformación a través de la falla maestra de orientación NNE y a través de fallas subsidiarias

transtensivas dextrales ENE. Además existen estructuras de orientación WNW, las que están severamente desorientadas respecto al campo de estrés actual y son interpretadas como zonas de debilidad cortical asociadas a fallas pre-andinas reactivadas como fallas transpresivas sinestrales (**Figura 1**; Cembrano y Lara, 2009; Sánchez et al., 2013). Una de estas estructuras desorientadas corresponde a la zona de falla Mocha-Villarrica (Hackney et al., 2006), sobre la cual se encuentra la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Cembrano y Lara (2009) asocian los distintos regímenes tectónicos a la distribución del volcanismo en la ZVS, donde los volcanes monogenéticos y estratovolcanes de composición generalmente basáltica se distribuyen a lo largo de las estructuras de orientación NE, mientras que a lo largo de las estructuras de orientación WNW se asocian a estratovolcanes con un rango composicional más amplio.

1.6 Centros eruptivos

A continuación se resume la historia evolutiva de los centros eruptivos involucrados en este estudio. Estos corresponden al objeto principal de este estudio, el volcán Quetrupillán, además de los estratovolcanes Villarrica y Lanín. El centro eruptivo menor Huililco también es parte de este estudio pero no existe bibliografía respecto a su historia eruptiva.

1.6.1 Complejo Volcánico Quetrupillán

Hasta la fecha, no existen publicaciones que se refieran a la historia eruptiva del QVC, excepto por el trabajo preliminar de Pavez (1997), presentada en el acta del VIII Congreso Geológico Chileno. A continuación se muestra una síntesis de la evolución del QVC descrita en ese trabajo. El autor divide los productos del QVC en cuatro unidades temporales, donde cada una de ellas presenta un carácter bimodal en la geoquímica de sus productos.

- Unidad Quetrupillán I (QI): A esta unidad se le asocia la formación de la caldera mayor de 7-8 km de diámetro, debido al colapso del edificio antiguo y sobre la cual se construye el edificio actual. Este colapso ocurrió durante el periodo pre- a intraglacial (glaciación Llanquihue), que favoreció la acumulación de hielo en su interior. QI se compone de lavas, domos y lacolitos dacíticos, entre 61.3 y 68 wt% de SiO₂, además de pórfidos hipabisales basálticos a andesítico-basálticos (51.7 a 56.3 wt% de SiO₂) y depósitos de flujos piroclásticos.
- Unidad Quetrupillán II (QII): Esta unidad, de edad intraglacial, presenta características morfológicas de un ambiente subglaciaro. QII se compone de potentes lava-domos y mesetas dacíticas (62 a 68.1 wt% de SiO₂), como también de antiguos centros de emisión andesítico-basálticos (55.4 wt% de SiO₂).
- Unidad Quetrupillán III (QIII): QIV es de edad tardiglacial y se le asocia la formación de la caldera más reciente, que descabezó el cono principal. A este colapso se le asocian los depósitos de flujo piroclástico escoriáceos emitidos en un ambiente subglaciaro, que presentan edades entre 13000 y 10000 años ap., de acuerdo a relaciones estratigráficas y dataciones C¹⁴ en el Vn. Villarrica. Además, en esta unidad se encuentran lavas andesítico basálticas de tipo pahoe-hoe (55.1 wt% de SiO₂), domos y diques anulares de composición dacítica (63.8 a 66.8 wt% SiO₂). El edificio actual del QVC se conforma en su mayor parte de los productos más básicos de esta unidad.
- 1.7.4 Unidad Quetrupillán IV (QIV): Esta unidad tiene una edad post-glacial está compuesta por conos de piroclastos, lava-domos, fisuras, lavas de tipo “aa” y de bloques, depósitos piroclásticos de flujo y caída, de composiciones andesítico-basáltica (52.3 a 54 wt% SiO₂) y dacítica (61.5 a 65.1 wt% SiO₂). Estos productos se distribuyen de forma elíptica en torno al conducto principal, como también orientados en un

lineamiento estructural NNE en la parte sur del QVC. Estas manifestaciones superficiales de la QIV permiten sugerir una geometría elíptica de sección subcircular para la cámara magmática del QVC, con el eje mayor de orientación N35°W. Dataciones con el método de C¹⁴ entregan una edad entre 1900 a 1230 años ap. para los productos de esta unidad.

1.6.2 Volcán Villarrica

El volcán Villarrica (2847 m.s.n.m.) es el estratovolcán más al NW de la cadena volcánica Villarrica – Quetripillán – Lanín. Se ubica a unos 15 km al SSE de la localidad Pucón. La evolución de este volcán ha sido dividida en tres etapas, definiendo tres unidades temporales descritas en Moreno y Clavero (2006), las que se resumen a continuación.

- Unidad Villarrica 1 (Pleistoceno Medio-Superior): Se divide en dos sub-etapas separadas por el colapso de una caldera de unos 6.5 x 4.2 km de diámetros, generada por un evento de mayor envergadura. Los productos de la primera sub-etapa tienen composición basáltica a andesítico basáltica, con lavas Aa y Pahoehoe (algunas con evidencias de emplazamiento subglacial), productos piroclásticos y lahares asociados. Las lavas presentan texturas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino en una masa fundamental vítrea. Estos productos se distribuyen a lo largo de las partes bajas de todos los flancos del volcán y están afectados por las fracturas anulares asociadas al colapso del edificio volcánico durante la formación de la caldera. Edades de ⁴⁰Ar/³⁹Ar indican valores entre 600 (±70) y 170 (±60) ka.

La segunda sub-etapa comienza luego del colapso de la caldera (entre 170 y 95 ka), con la formación de domos dacíticos (64.5 wt% SiO₂) con textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Dataciones de ⁴⁰Ar/³⁹Ar indican edades de *ca.*

95 ka. También en esta sub-etapa se encuentran depósitos piroclásticos argilizados, tanto de flujos como de caída. Dataciones de ^{14}C en material carbonizado indican una edad mínima de 13.9 ka, lo que sitúa esta etapa antes y durante la Glaciación Llanquihue.

- Unidad Villarrica 2 (Pleistoceno Superior-Holoceno): Secuencia de lavas andesítico-basálticas (52-55 wt% SiO_2), depósitos piroclásticos de composiciones andesítico-basáltica a dacítica, y depósitos laháricos distribuidos en todos los flancos del volcán. El edificio formado por esta unidad fue truncado por un colapso de su parte alta hace *ca.* 3.700 años AP. La base de esta unidad se encuentra en discordancia de erosión sobre la Unidad Villarrica 1 y los depósitos de la Glaciación Llanquihue. El techo de esta unidad están formados por los dos depósitos de flujo piroclástico más voluminosos del volcán Villarrica (ignimbritas Licán y Pucón). Las lavas de esta unidad presentan morfologías de tipo Pahoehoe a Aa. Tienen textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y olivino en masas fundamentales afaníticas. La secuencia piroclástica de esta unidad está formada por 11 depósitos de flujo y oleada piroclástica, con numerosas intercalaciones de depósitos de caída.

La mayor parte está constituida por fragmentos juveniles escoriáceos de composición andesítico-basáltica, similar a las lavas de la misma unidad. Algunos niveles presentan fragmentos juveniles pomáceos, denotando la ocurrencia de procesos de mezcla de magma. Los depósitos de oleada piroclástica. Los depósitos de caída están constituidos por fragmentos juveniles escoriáceos de composición andesítico-basáltica.

Dataciones de ^{14}C en materia vegetal carbonizada contenidas en distintos depósitos piroclásticos de la secuencia se encuentran comprendidas en el rango entre 13970 años AP y 3700 años AP.

La Ignimbrita Licán se originó por un gran evento eruptivo ocurrido hace *ca.* 13850 años AP, generando una caldera de colapso. Se ha estimado para estos depósitos un volumen de *ca.* 10 km³, los que cubren una superficie superior a los 1.000 km². Las bombas tienen texturas porfíricas con escasos fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno en una masa vítrea vesicular.

La Ignimbrita Pucón es una serie de depósitos piroclásticos principalmente de flujo y oleada y caída, producto de un gran evento eruptivo ocurrido hace *ca.* 3700 años AP, que habría originado el colapso de la parte alta del cono formando una pequeña caldera de 2 km de diámetro. Se ha estimado para esta serie de depósitos, un volumen de *ca.* 5 km³, los que cubren una superficie superior a 500 km². Las bombas tienen textura porfírica con escasos fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, en masa fundamental afanítica. También contienen fragmentos de granitoides con distintos grados de asimilación.

- Unidad Villarrica 3 (Holoceno tardío): Corresponde a una secuencia de lavas basálticas a andesítico-basálticas y depósitos piroclásticos de la misma composición, además de depósitos laháricos. Esta unidad incluye los productos de erupciones históricas (desde 1558 hasta 1984) y forma la parte más alta del cono activo actual, de unos 450 m de altura, construido dentro de la depresión generada por el colapso de la parte superior del cono ocurrido durante la erupción de la Ignimbrita Pucón. Es habitual que lavas prehistóricas de esta unidad se encuentren parcial a totalmente cubiertas por depósitos laháricos en varios de los cauces que descienden del volcán. Se ha dividido los productos de esta unidad en dos subunidades: la más reciente está constituida por los productos de erupciones históricas ocurridas desde 1787 DC hasta 1984 DC, en tanto la más antigua incluye los productos desde 3700 años AP hasta las erupciones históricas anteriores a 1787 DC.

1.6.3 Volcán Lanín

El volcán Lanín (3747 m.s.n.m.) se ubica en la frontera de Chile y Argentina, ocupando territorio de ambos países. El detalle de las unidades geológicas de este estratovolcán se encuentra en Lara (2004) y se resume a continuación. El edificio volcánico fue dividido en cuatro unidades evolutivas, según criterios morfológicos y relaciones de campo.

- Unidad Lanín 1 (Pleistoceno Medio?): Constituye un núcleo separado de las unidades más jóvenes del volcán, constituyendo los restos de un estratovolcán antiguo y constituido exclusivamente por las Dacitas El Salto, ubicadas principalmente en el sector sur del volcán. Corresponden a dacitas (*ca.* 63 wt% SiO₂) de plagioclasa y clinopiroxeno en una masa fundamental pilotaxítica. Su edad es desconocida pero debe ser más antigua que *ca.* 200 ka (edad máxima de Unidad Lanín 2).
- Unidad Lanín 2 (Pleistoceno Medio-Superior?): Sucesiones de lavas distribuidas radialmente como base del edificio volcánico moderno. Se compone de tres subunidades: (1) Andesitas Ría Malleco (*ca.* 55 wt% SiO₂), (2) Basaltos, andesitas y dacitas Correntoso (*ca.* 52 wt%, 54-57 wt% y *ca.* 62 wt% SiO₂) y (3) Andesitas Lago Paimún (52-56 wt% SiO₂) Una edad mínima de 14 ka se estima por la extensa erosión glacial correspondiente a la última glaciación pleistocena. (Clapperton, 1994).
- Unidad Lanín 3 (Pleistoceno Superior-Holoceno?): Formada por los Basaltos y andesitas Lanín, que corresponden al núcleo principal del edificio volcánico moderno, distribuidos radialmente alrededor del volcán. Los basaltos tienen *ca.* 51 wt% SiO₂ mientras que las andesitas son silíceas. Son posglaciales, por lo que su edad máxima es de *ca.* 14 ka, mientras que la edad mínima queda acotada *ca.* 9819 años AP, por depósitos piroclásticos suprayacentes.

- Unidad Lanín 4 (Holoceno): Formada por coladas de lava que cubren especialmente los flancos norte y oeste. Se divide en 3 subunidades: (1) Basaltos Momolluco (*ca.* 52 wt% SiO₂), (2) Dacita Mamuil Malal (*ca.* 62 wt% SiO₂) y (3) Basaltos Quilleihue (*ca.* 53 wt% SiO₂). La edad mínima de esta unidad queda acotada por depósitos de flujo piroclástico suprayacentes de edad de 1650±70 años AP, de origen asociado al Volcán Quetrupillán.
- Centros adventicios: Formada por conos parásitos y centros fisurales, con sus respectivas coladas de lava. Su composición es indistinguible de los productos del mismo volcán Lanín. Esta unidad se constituye de (1) el Centro fisural Huinfiuca (*ca.* 52 wt% SiO₂), (2) Centro fisural NE (*ca.* 52 y 62 wt% SiO₂), (3) Conos Paimún (*ca.* 52 wt% SiO₂) y (4) Centros W. Se estima una edad inferior a *ca.* 600 años por su asociación a una morrena Holocena.

1.7 Campaña de terreno

Con el objetivo de estudiar las coladas del QVC en terreno y recolectar muestras de sus lavas, se realizó una campaña de terreno donde se visitó la ladera sur del QVC, donde se encuentran las coladas asociadas a los AC's y, posteriormente, se visitó la colada norte del cono principal que se emplazó a través del valle La Rinconada. La campaña se realizó en Febrero del 2014, durante el verano, ya que el mal tiempo y la nieve durante el resto del año dificulta o imposibilita el ascenso al volcán y la observación de sus coladas.

1.7.1 Ubicación y vías de acceso

El Complejo Volcánico Quetrupillán (QVC) se encuentra en la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS), alrededor de los 71°45'W y 39°30'S. Su cumbre se encuentra a 2.360 msnm y se ubica en el límite entre la IX Región de la Araucanía y la XIV Región de los Ríos. El poblado más cercano al QVC es Curarrehue, que se ubica unos 18 km al NNE de éste, mientras que la ciudad de Pucón

se encuentra a unos 35 km al NW. Además la ciudad de Coñaripe está ubicada a 25 km al ESE del volcán. Este volcán forma parte del Parque Nacional Villarrica y se requiere permiso de la CONAF para su acceso y retiro de muestras de roca.



Figura 2. Vías de acceso al QVC (Líneas rojas). Por el N se puede acceder a través de los valles de Palguín y La Rinconada, mientras que por el S es posible aproximarse desde Coñaripe hacia el NE. La línea naranja indica un camino privado. Imagen satelital de Google Earth.

Para acceder al volcán se puede aproximar en vehículo a través del valle Palguín hacia el sur, al cual se accede por la ruta 199 que une Pucón con Curarrehue (**Figura 2**). Luego se debe seguir a pie o a caballo para ascender al cono principal. Por otro lado, se puede acceder en vehículo a la colada más reciente del conducto principal a través del Valle de la Rinconada, que es paralelo al Valle Palguín, a unos 6 km al E. Por el SE se puede acceder al volcán a caballo a través de terrenos privados.

1.7.1 Centros adventicios de ladera sur

La ascensión a la ladera sur del complejo volcánico se realizó partiendo de la localidad de Coñaripe (**Figura 3**), la que se encuentra junto al borde E del lago Calafquén, al SW del volcán Quetrupillán.

En camioneta, a través del camino de ripio que llega a las Termas Geométricas desde Coñaripe hacia el NE, se recorrieron 18 km aproximadamente, hasta la localidad de Cajón Blanco. Con el permiso correspondiente se accedió a un terreno privado en la localidad de Llancahue Alto, por un camino con dirección E. Este camino está en muy mal estado, pero es asequible con vehículo 4x4. Cerca de 4 km desde la entrada, el camino termina en un claro, donde se prosiguió a caballo por un sendero a través del bosque que se encuentra en la ladera W del QVC, con la ayuda de arrieros familiarizados con la zona. Se alcanza el lado N de la Laguna Azul o Laguna Los Patos y bordeando la laguna hacia el sur se llega a una zona de camping en el borde SE de esta laguna. El ascenso desde Coñaripe dura alrededor de 8 horas en total.

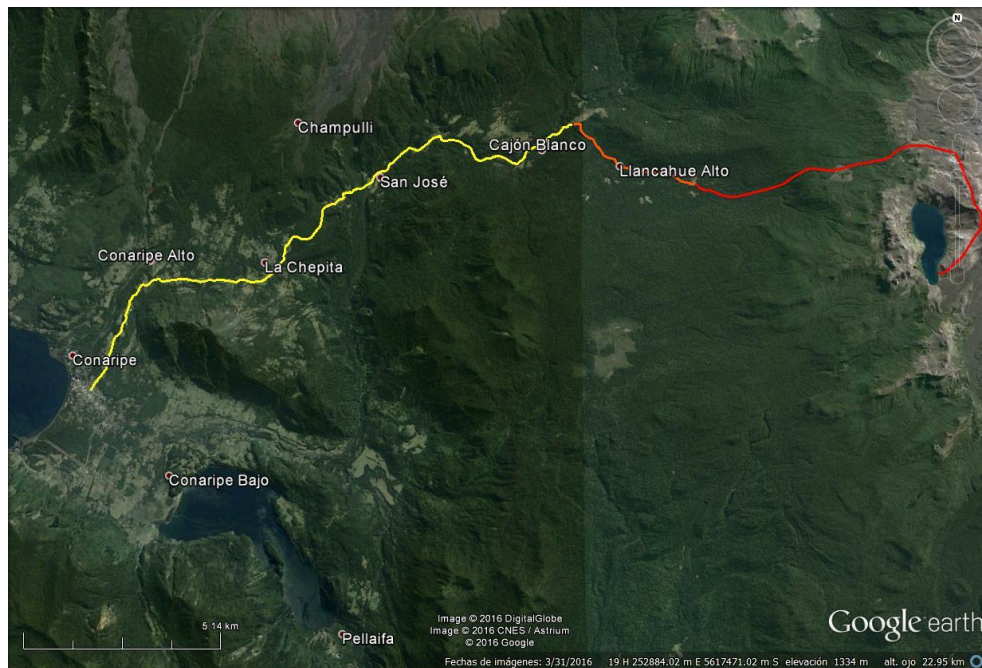


Figura 3. Ruta de acceso a ladera sur del QVC. La línea amarilla señala el camino de ripio desde Coñaripe. La línea naranja indica el camino privado que se acerca a las faldas del volcán. La línea roja muestra el sendero por el que se recorrió a caballo, para alcanzar la zona de camping junto al lago. Imagen satelital de Google Earth.

El mismo día del ascenso se recorrió a pie los AC's (**Figura 4**), definidos anteriormente como AC2 y AC3, sacando las muestras AC2-1, AC2-2 y AC3-1. El segundo día se recorrió a pie una ruta de

14 km donde se muestrearon el resto de los AC's (hasta el AC8). Al día siguiente se descendió de vuelta a Coñaripe por la misma ruta.



Figura 4. Rutas recorridas y muestras recogidas en terreno de los AC's. La ruta amarilla corresponde a la del primer día, mientras que la ruta roja es la que se recorrió el segundo día. Imagen satelital de Google Earth.

1.7.2 Colada de ladera norte

Para acceder a la colada proveniente del conducto principal del volcán que cae hacia el norte encajonado en el valle La Rinconada, se realizó el traslado desde Coñaripe a la localidad de Curarrehue, al NE del QVC. Durante 3 días, desde Coñaripe se accedió al valle La Rinconada, tomando la ruta 199 hacia el W para luego tomar la bifurcación hacia el S en la localidad de Catripulli (**Figura 5**), a unos 11 km de Curarrehue. A unos 4 km se termina el pavimento y comienza el camino de ripio, que se extiende en dirección sur por el valle hasta unos 13 km, donde se termina el camino, pero existe un sendero que permite avanzar hacia el sur por el bosque unos kilómetros más, donde se recolectaron las muestras MV1 y MV2, las más proximales al punto de

emisión. En este valle, la extensa colada holocena del QVC se encuentra tapada por la vegetación, por lo que los afloramientos observados y muestras recogidas se encontraban principalmente en cortes de camino. A lo largo del valle se recogieron las muestras MV3 a MV6, en los costados del camino. Las muestras MV7 y MV8 se recogieron en un camino que lleva a las termas Rinconada y que corresponderían al frente de la lengua de la colada que cae por el valle proveniente del SW.

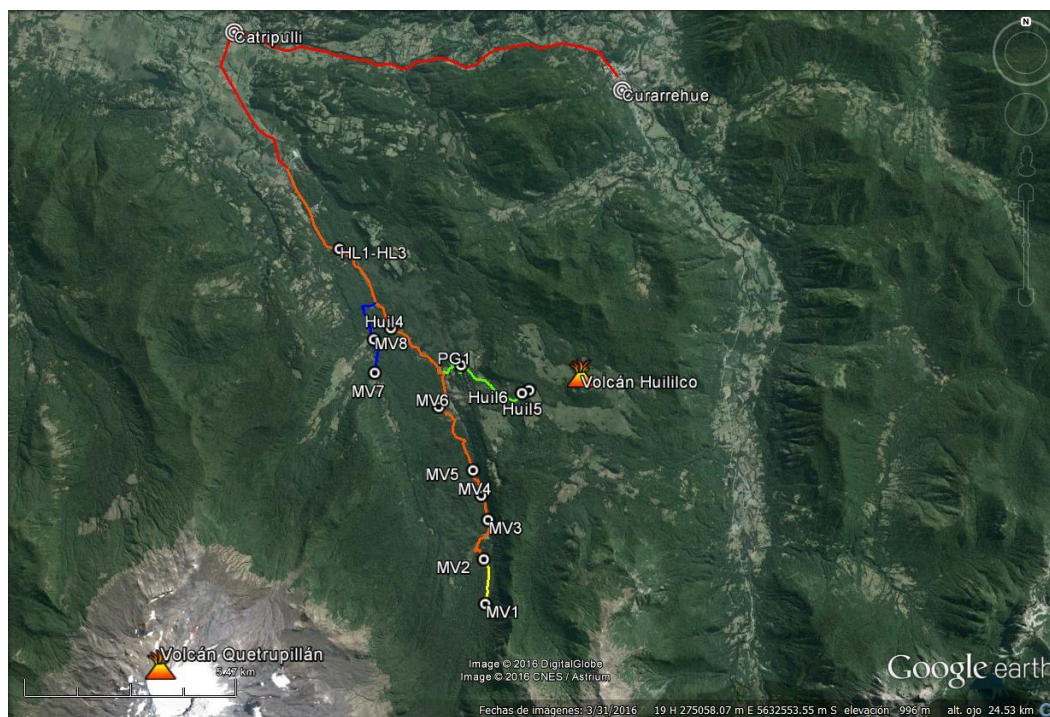


Figura 5. Rutas recorridas para la recolección de muestras de la colada norte del QVC y de las coladas del volcán Huililco. La ruta roja indica el camino pavimentado desde Curarrehue hacia el valle La Rinconada. La ruta naranja corresponde al camino de ripio que sube por el valle hacia el sur. La línea amarilla indica el sendero recorrido para alcanzar las zonas más proximales de la colada. La ruta azul indica la bifurcación hacia las termas Rinconada. La ruta verde indica la bifurcación para ascender hacia el Volcán Huililco. Imagen satelital de Google Earth.

1.7.3 Volcán Huililco

En otra campaña de terreno a la zona durante el mes de Julio del mismo año, con el fin de muestrear los centros eruptivos menores de los alrededores para otro proyecto, se volvió al valle La Rinconada para recoger muestras de las coladas del Volcán Huililco. Las coladas de Huililco caen desde el SE del valle, donde se encuentra este centro eruptivo menor, alcanzando al valle y emplazándose por

delante de la colada holocena del QVC. Estas coladas también afloran principalmente en los cortes de camino debido a la densa vegetación, donde las muestras HL1 a HL4 fueron recolectadas. Una bifurcación hacia el E permite ascender por sobre la altura del valle y aproximarse hacia el Volcán Huililco (**Figura 5**), donde se tomaron muestras más proximales de una de las coladas de este volcán (HL5 y HL6), también a los costados del camino. Cerca de esta zona se muestreo también la roca sobre la que se emplaza esta colada, que correspondería a la muestra preglacial del QVC (PG1).

1.8 Descripción de las coladas

1.8.1 Centros adventicios del QVC

Once centros eruptivos parásitos o AC's pertenecientes al QVC se encuentran alineados en la ladera sur del cono principal (**Figura 6**). Estos AC's definen un arco que rodea gran parte del lado sur del QVC, distribución que podría estar asociado al margen de la caldera de edad pre- a intra-glacial (>13000 años ap.; Pavez, 1997) sobre la que se construyó el edificio volcánico actual. Sus productos se emplazaron sobre las previas unidades del QVC, las que fueron erosionadas por la extensa actividad glacial, siendo los productos de estos AC's los más jóvenes del QVC. Además, la escasez de vegetación en esta parte del complejo volcánico (probablemente debido a la extensa presencia de nieve durante la mayor parte del año) permite que los centros y sus coladas queden expuestas a la superficie.

De los 11 centros, 9 presentan coladas (AC1 a AC9) y 8 fueron observados en terreno, de los que se recogieron un total de 12 muestras de sus lavas (1 ó 2 muestras por centro).

Los centros AC1 a AC4 (**Figura 7**) se encuentran al SW del cono principal y están alineados en una dirección NW-SE y sus coladas de lava son “en bloques”, evidenciando su alta viscosidad, emplazándose sobre un extenso valle glacial que se extiende hacia el sur.

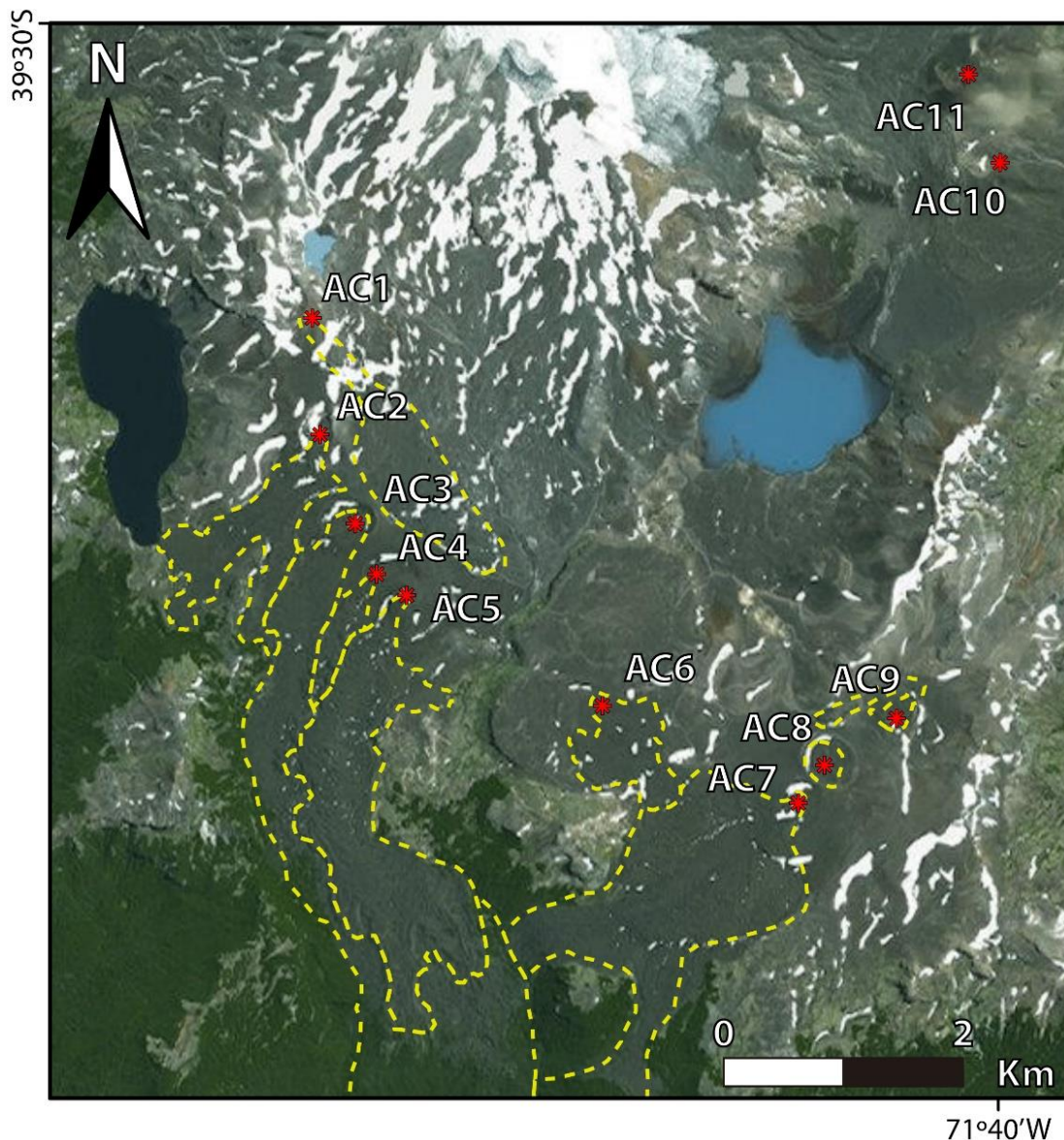


Figura 6. Imagen Satelital de la ladera sur del QVC. Los asteriscos rojos indican los AC's, enumerados desde AC1 a AC11. Las líneas segmentadas amarillas marcan el contorno de las coladas provenientes de estos centros.

El AC1 (**Figura 7A** y **Figura 8**) es el que se encuentra más al norte de estos centros y su colada se emplaza hacia el NE de los centros AC2 a AC5. Es la única de las coladas estudiadas que se encuentra mayormente tapada por depósitos glaciares y parcialmente erosionada por actividad

fluvial. Esto no necesariamente indica que corresponde a una unidad más antigua, sino a que, al encontrarse a mayor altitud, esta colada es afectada por la erosión producida por los hielos durante el invierno, que no alcanzan a afectar las zonas a menor altitud. De hecho, junto al frente de la colada se observa una pequeña morrena terminal, que indicaría el límite de la acción erosiva del hielo (**Figura 8C**). En los levées y frente expuestos, la colada alcanza de 10 a 15 m de altura (**Figura 8B**).

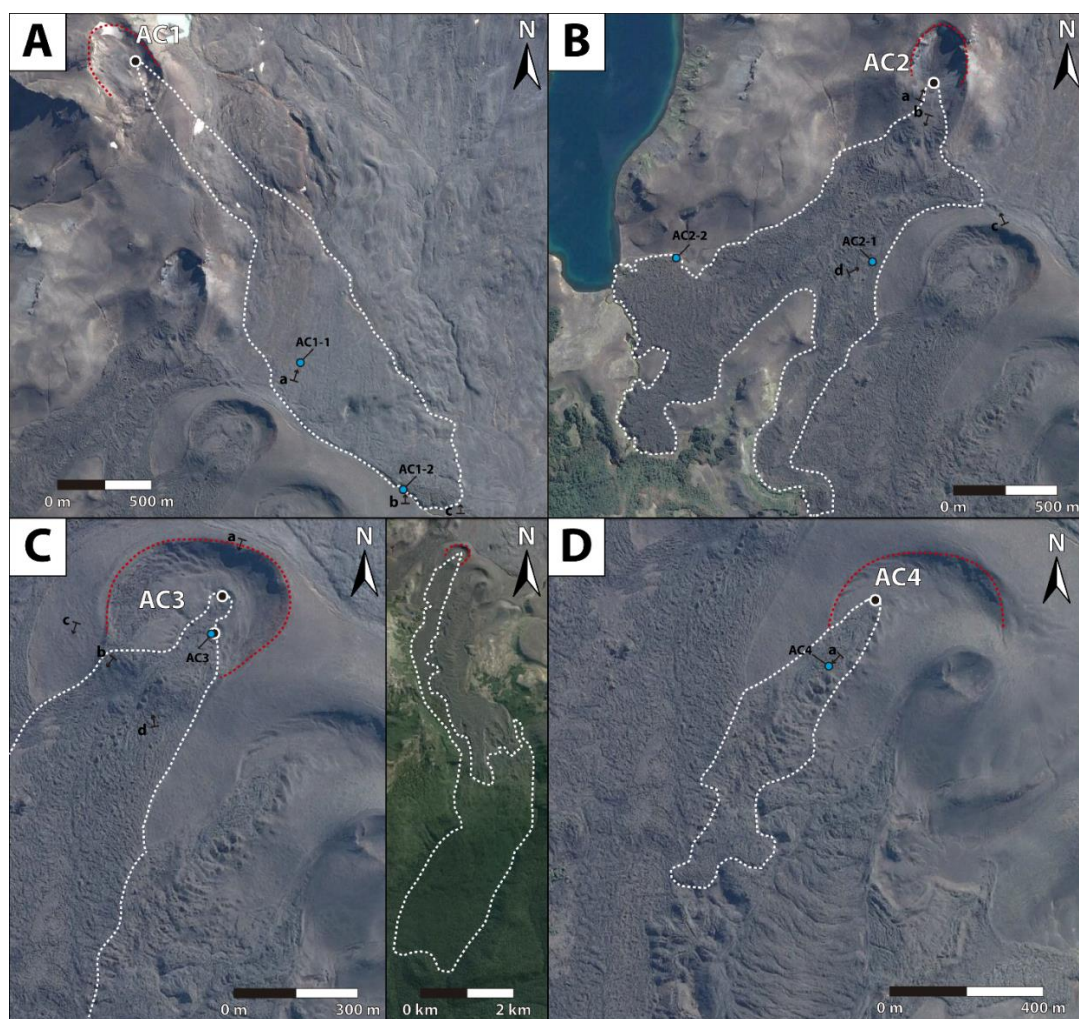


Figura 7. Imágenes satelitales de los centros AC1 a AC4. Las líneas segmentadas blancas marcan el contorno de las coladas y la roja marcan los bordes de los cráteres. Los círculos celestes indican el lugar de muestreo y las flechas con letras minúsculas indican el lugar y dirección en las que se tomaron las fotografías de las figuras siguientes.

El AC2 (**Figura 7B** y **Figura 9**) está formado por un cráter que deja expuestas 3 unidades volcánicas más antiguas (**Figura 9A**): una unidad piroclástico estratificada que correspondería a

una oleada piroclástica (15 m de espesor expuesto), seguida de un flujo de lava “aa” (4 m de espesor) y finalmente depósitos de caída (3 m de espesor) que se observan en gran parte de la ladera sur del QVC. La colada de lava se divide en dos frentes (**Figura 9B**): la primera se emplaza hacia el SW y la segunda, hacia el S, chocando con la colada de AC3, provocando que se desvíe el flujo de AC2 hacia el SW. Esto indicaría que AC3 es anterior o coetáneo con AC2, ya que no se observan evidencias claras de que una se emplace sobre la otra y ambas alcanzan el mismo espesor (10 m).

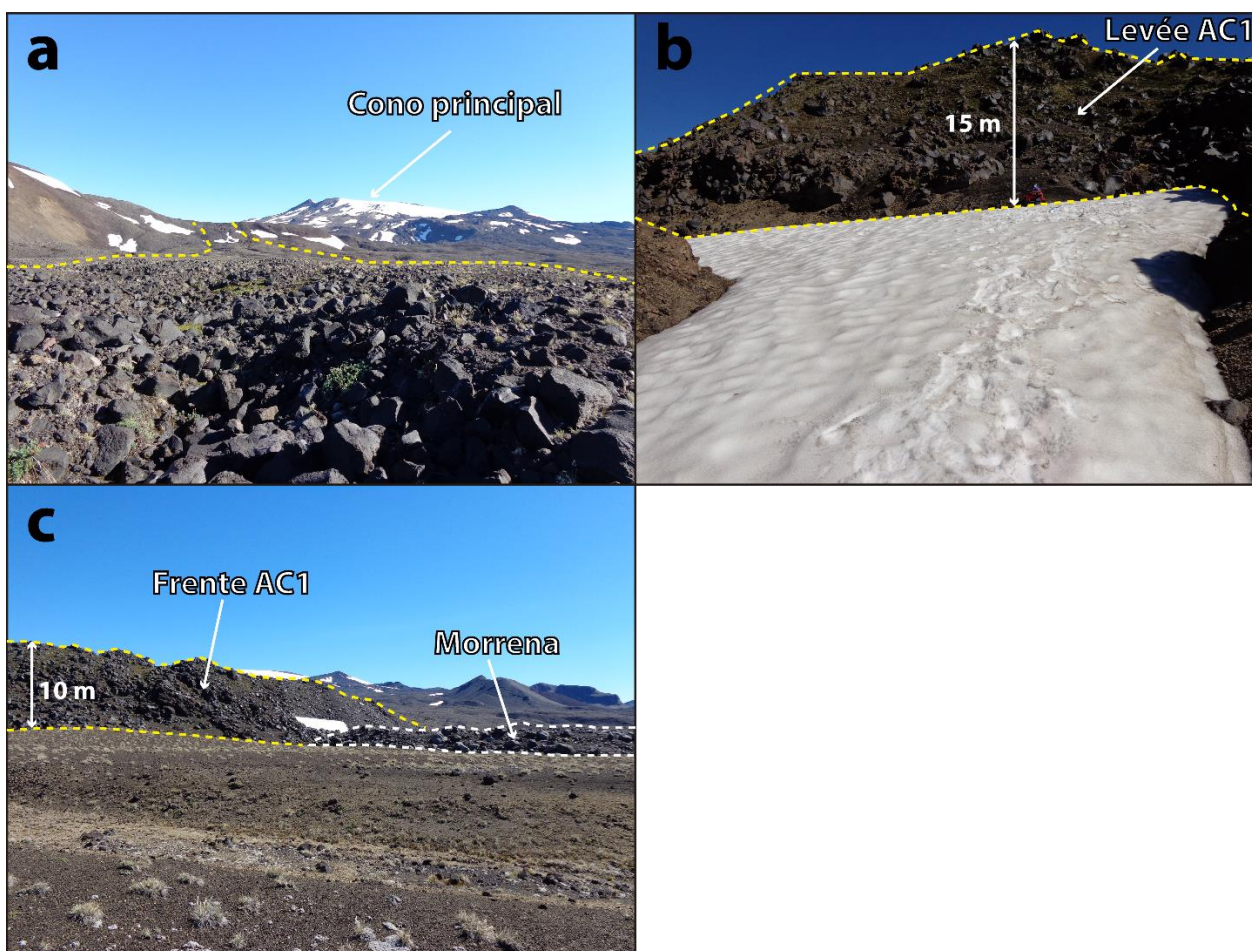


Figura 8. Fotos de la colada de AC1. La ubicación y orientación de las fotos se indican en la **Figura 7A**. (A) centro de colada tipo bloque se obtuvo la muestra AC1-1. Levée de la misma colada donde se obtuvo la muestra AC1-2. (C) Frente de colada AC1 donde se observa una morrena terminal que se extiende de forma paralela al frente de la colada.

AC3 (**Figura 7C** y **Figura 10**) forma un cráter de unos 400 m de diámetro, donde se observan 2 centros de emisión (**Figura 10A**), uno formando un par de pequeños domos y el otro de donde

extruyó la extensa colada que cae hacia el sur. Esta colada es la más extensa en la zona, emplazándose por el valle glacial hacia el sur, alcanzando a los centros eruptivos menores de Llizán.

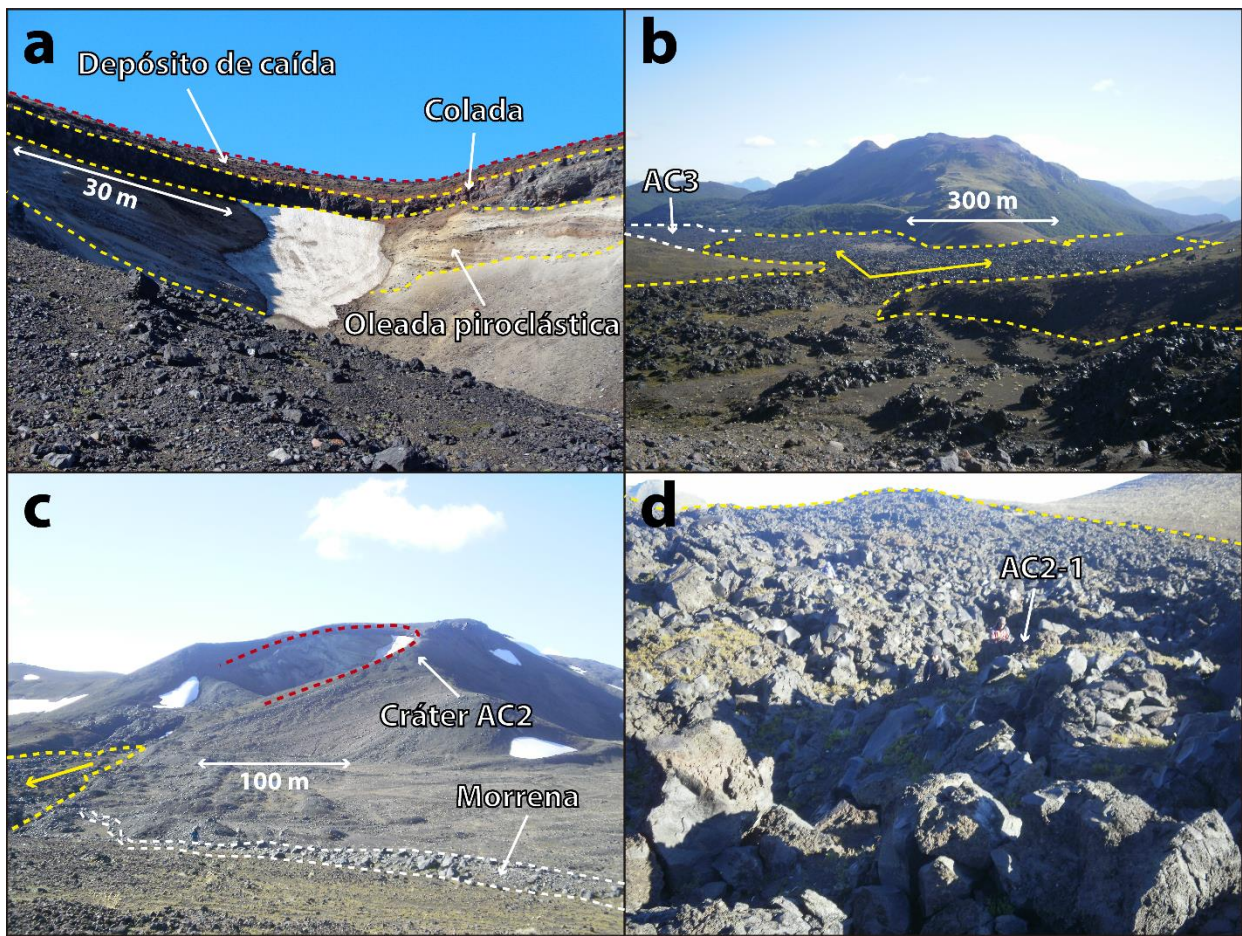


Figura 9. Fotos del centro AC2. Ubicación y orientación de las fotos se indican en la **Figura 7B**. (A) paredes de cráter de AC2 donde se observan los depósitos volcánicos antiguos del QVC. (B) Foto de colada AC2 tomada desde el centro de emisión donde se observa la bifurcación de los 2 frentes. (C) Cráter de AC2 con colada cayendo hacia el sur. (D) centro de colada AC2 donde se obtuvo muestra AC2-1.

El AC5 (**Figura 12A** y **Figura 13**) es el único de los centros estudiados que forma un cono de cenizas que cubre parcialmente el cráter formado por el AC4. Su colada se emplaza sobre las coladas de AC4 y AC3, indicando que AC5 corresponde al evento eruptivo más joven de entre estos 5 AC's. Además, su colada es la de mayor altura, donde su levée externo alcanza hasta 30 m de altura y la zona interior unos 20 m (**Figura 13A**). Una lengua justo al sur del cono que se emplaza hacia el E alcanza unos 10 m de altura (**Figura 13B**). Esta podría ser parte del mismo

centro o pertenecer al centro AC4 (**Figura 7D** y **Figura 11**), que se encontraría cubierto por la colada de AC5.

Los centros AC6 a AC8 (**Figura 12**) se encuentran en una planicie al E y por sobre el nivel del valle glacial que se extiende hacia el sur. Esta planicie está cubierta por lapilli, correspondiente a depósitos de caída y las coladas de los AC's se emplazan sobre estos depósitos. El AC6 pareciera seguir el lineamiento de los centros AC1 a AC5, formando un lineamiento levemente curvo de orientación NW. AC7 y AC8 forman un lineamiento NE junto a AC9 (no estudiado en este trabajo).

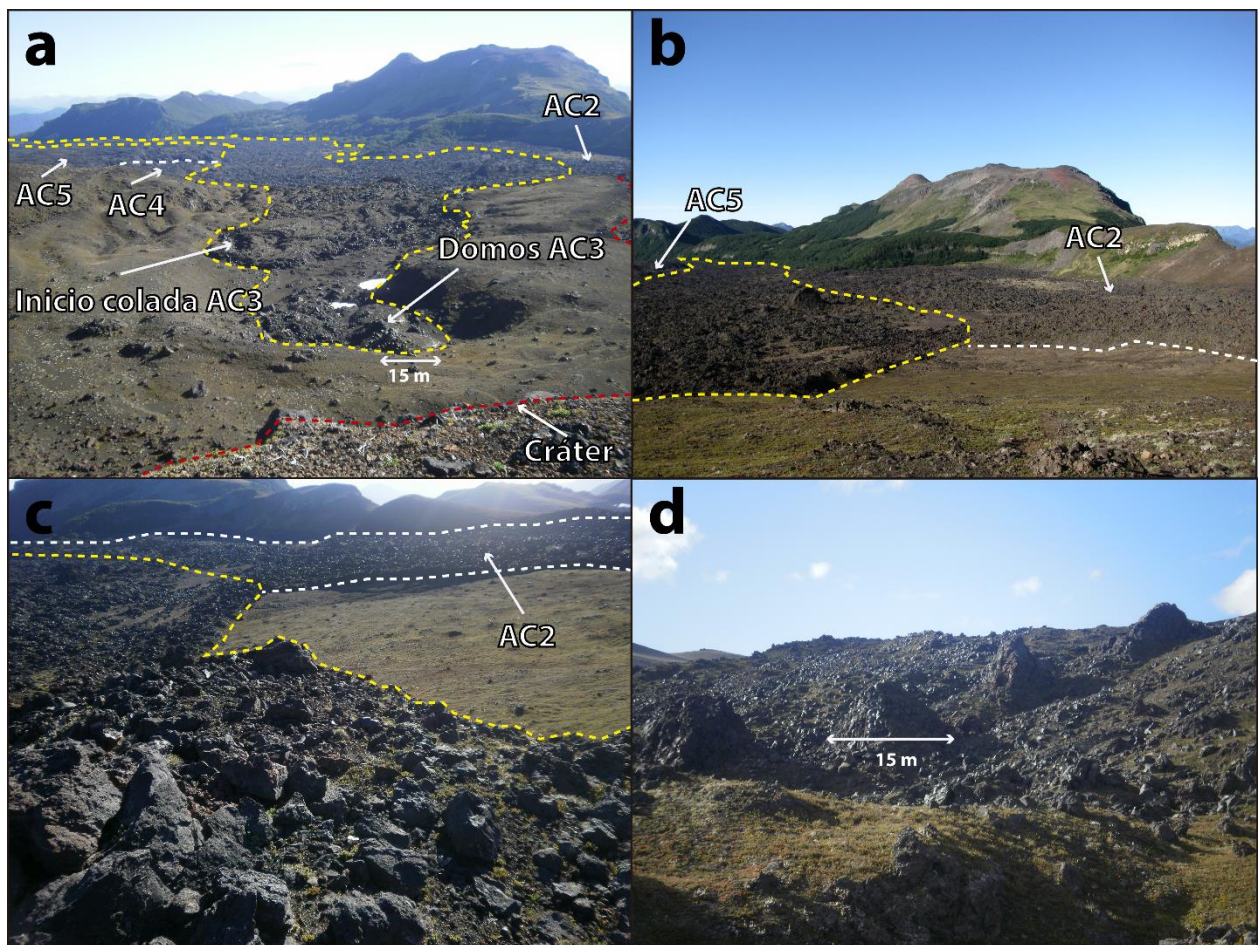


Figura 10. Fotos del centro AC3. Ubicación y orientación de las fotos se indican en la **Figura 7C**. (A) Centro de emisión de AC3. La muestra AC3-1 fue obtenida del inicio de colada AC3. (B) y (C) Contacto de colada AC2 con colada AC3. (D) Morfología de espinas alineadas a lo largo de la dirección de flujo de la colada AC3.

La colada de AC6 alcanza unos 10 m (**Figura 12B** y **Figura 14**) de espesor presentando frentes con dirección NW, W, SW, S y SE, probablemente debido a el relieve sub horizontal de la planicie. El frente sur es el más lejano al punto de emisión y queda en contacto con el lado N de la colada de AC7.

AC7 presenta la colada más ancha de entre los AC's estudiados, de unos 1300 m de ancho (**Figura 12C** y **Figura 15**). Además presenta un canal central que se distingue claramente en la imagen satelital, de unos 250 m de ancho y que cae hacia el W, bajando hacia el valle donde se encuentra con la colada de AC3. Otro frente cae hacia el SW, alcanzando más al sur al mismo valle. El espesor de esta colada es similar al de AC6 (10 m).

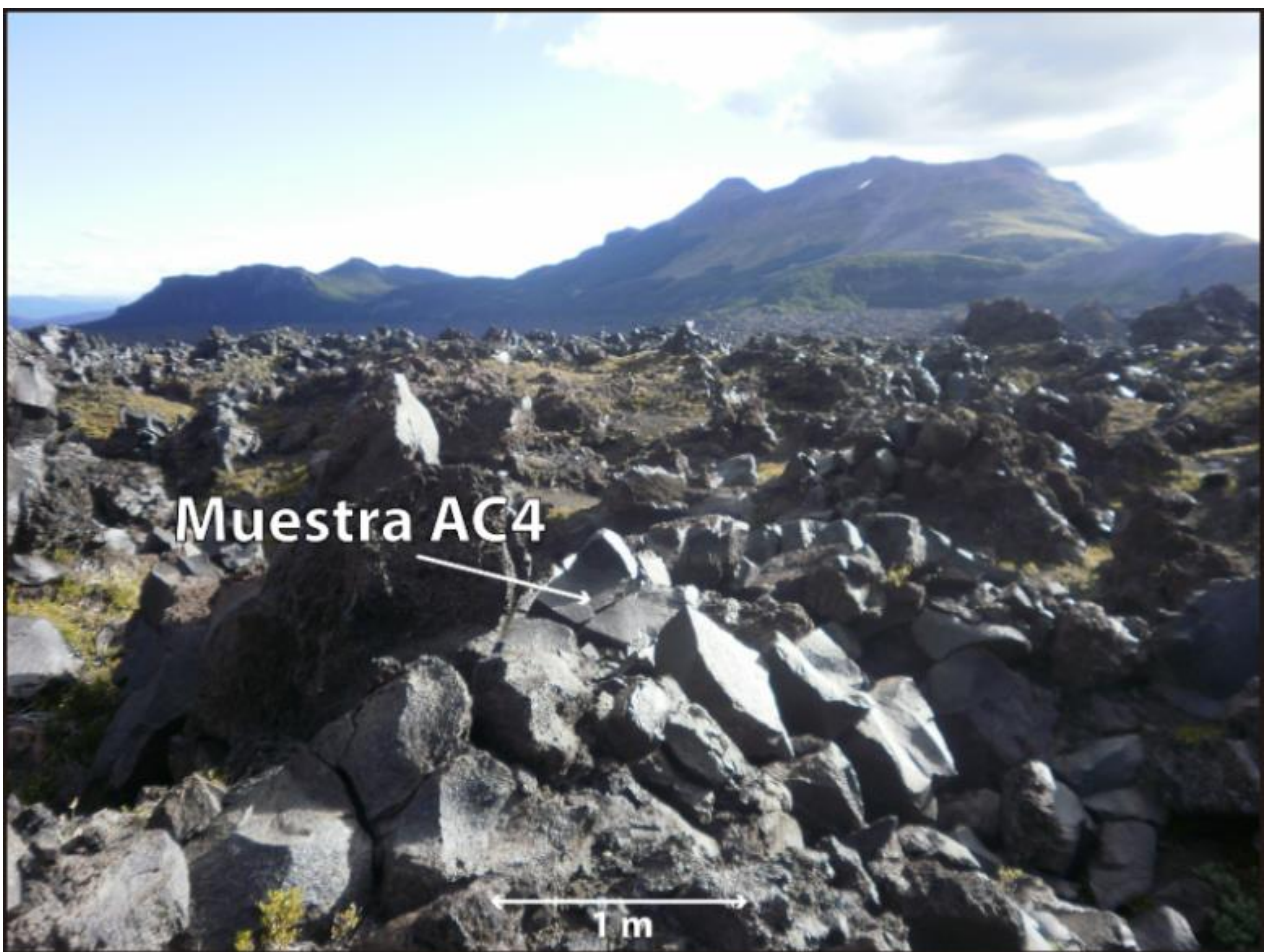


Figura 11. Foto del centro AC4. Ubicación y orientación de las fotos se indican en la **Figura 7D**. Zona proximal de la colada AC4 donde se obtuvo la muestra AC4-1.

AC8 corresponde a un cráter, en el que se emplaza un domo de unos 300 m de diámetro y 20 m de espesor (**Figura 12D y Figura 16A**). Alrededor del cráter hay una distribución de bombas, las que alcanzan hasta 3 m de diámetro junto al cráter y se van haciendo más pequeñas alejándose de este (**Figura 16B y C**). Presentan comúnmente fractura radial.

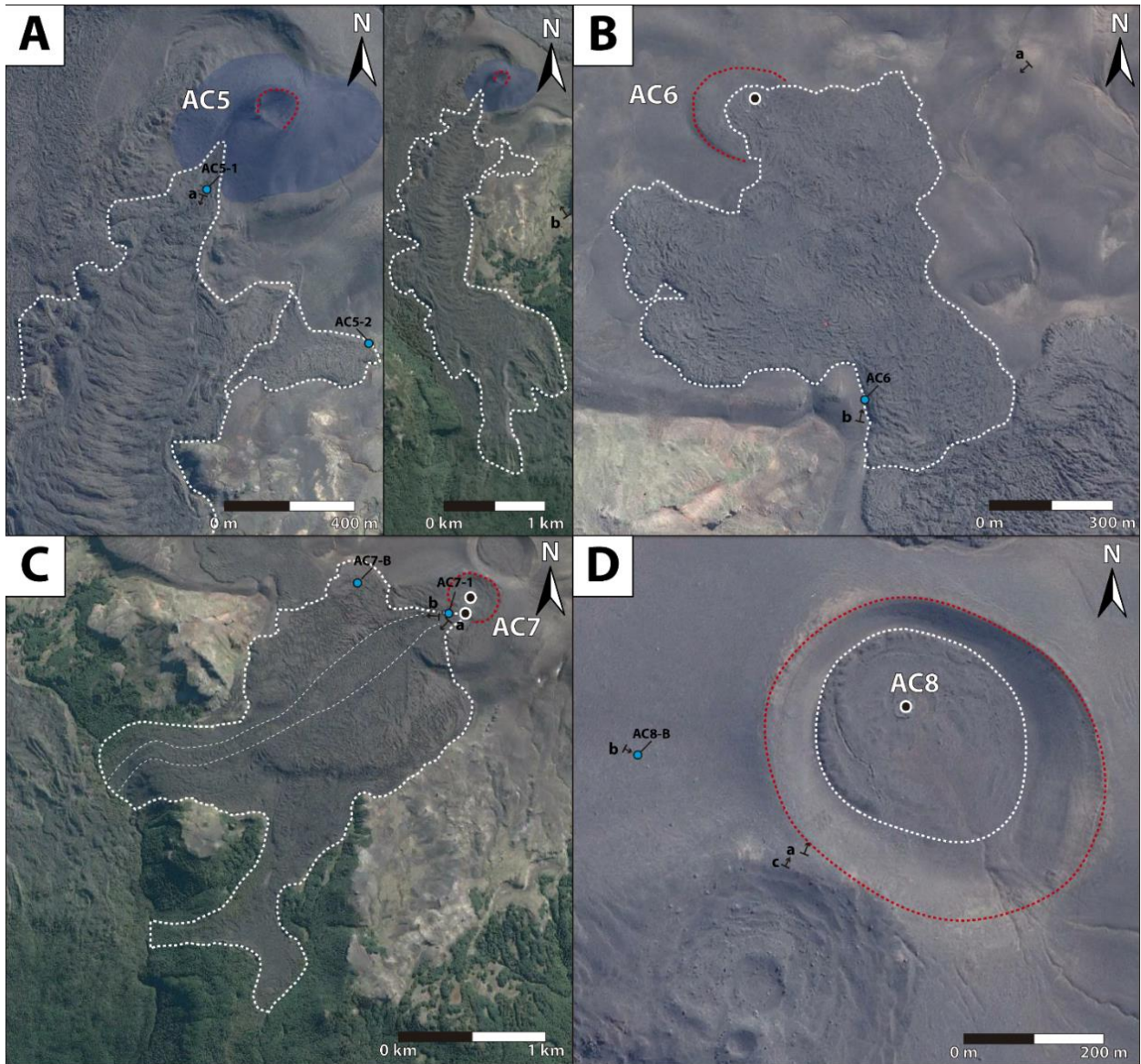


Figura 12. Imágenes satelitales de los centros AC5 a AC8. Las líneas segmentadas blancas marcan el contorno de las coladas y la roja marcan los bordes de los cráteres. Los círculos celestes indican el lugar de muestreo y las flechas con letras minúsculas indican el lugar y dirección en las que se tomaron las fotografías de las figuras siguientes.

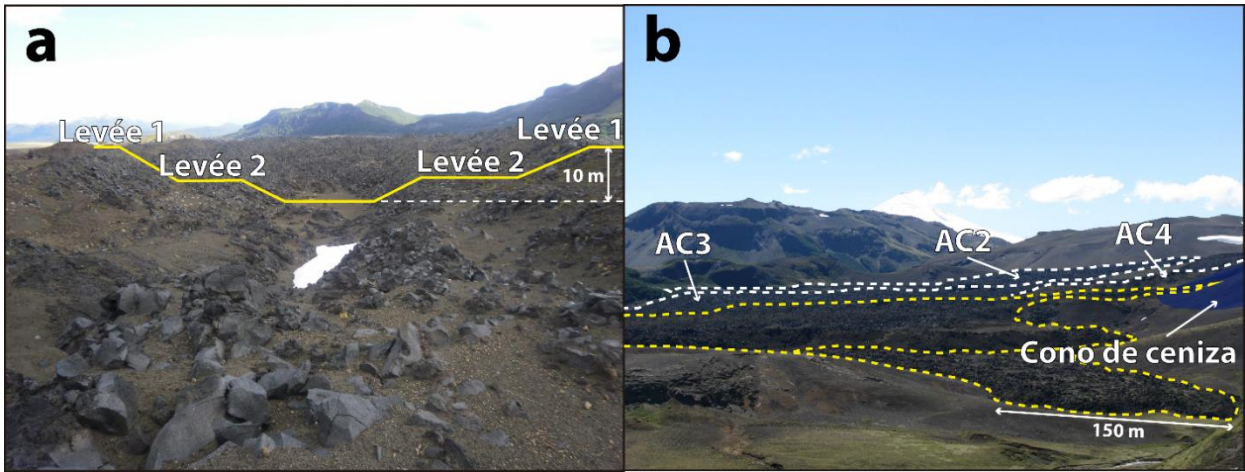


Figura 13. Fotos del centro AC5. Ubicación y orientación de las fotos se indican en la **Figura 12A**. (A) Centro de colada AC5 donde se observa el levée interno y externo. (B) Colada AC5 donde se observa el frente de menor espesor que cae hacia el E y parte del cono de ceniza.

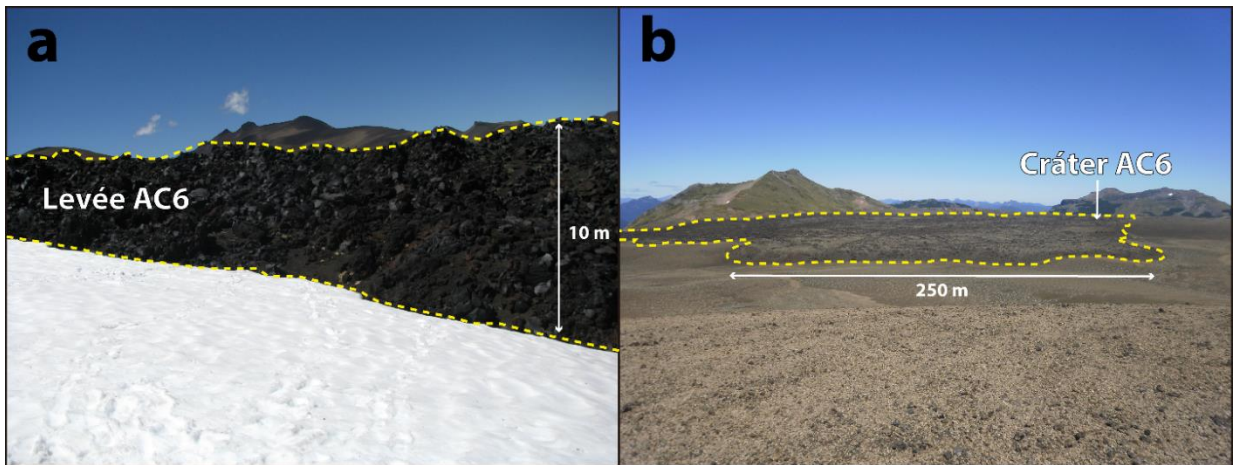


Figura 14. Fotos del centro AC6. Ubicación y orientación de las fotos se indican en la **Figura 12B**. (A) Levée de colada AC6. (B) Colada AC6 vista desde el E.

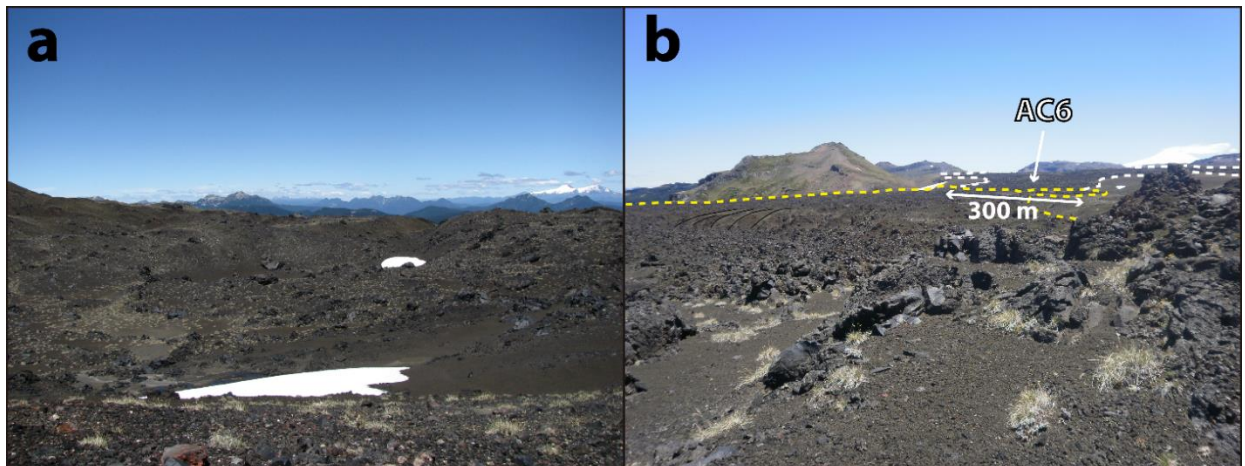


Figura 15. Fotos del centro AC7. Ubicación y orientación de las fotos se indican en la **Figura 12C**. (A) Centro de zona proximal de colada AC7. (B) Contacto de AC6 con AC7 visto desde centro de emisión de AC7.

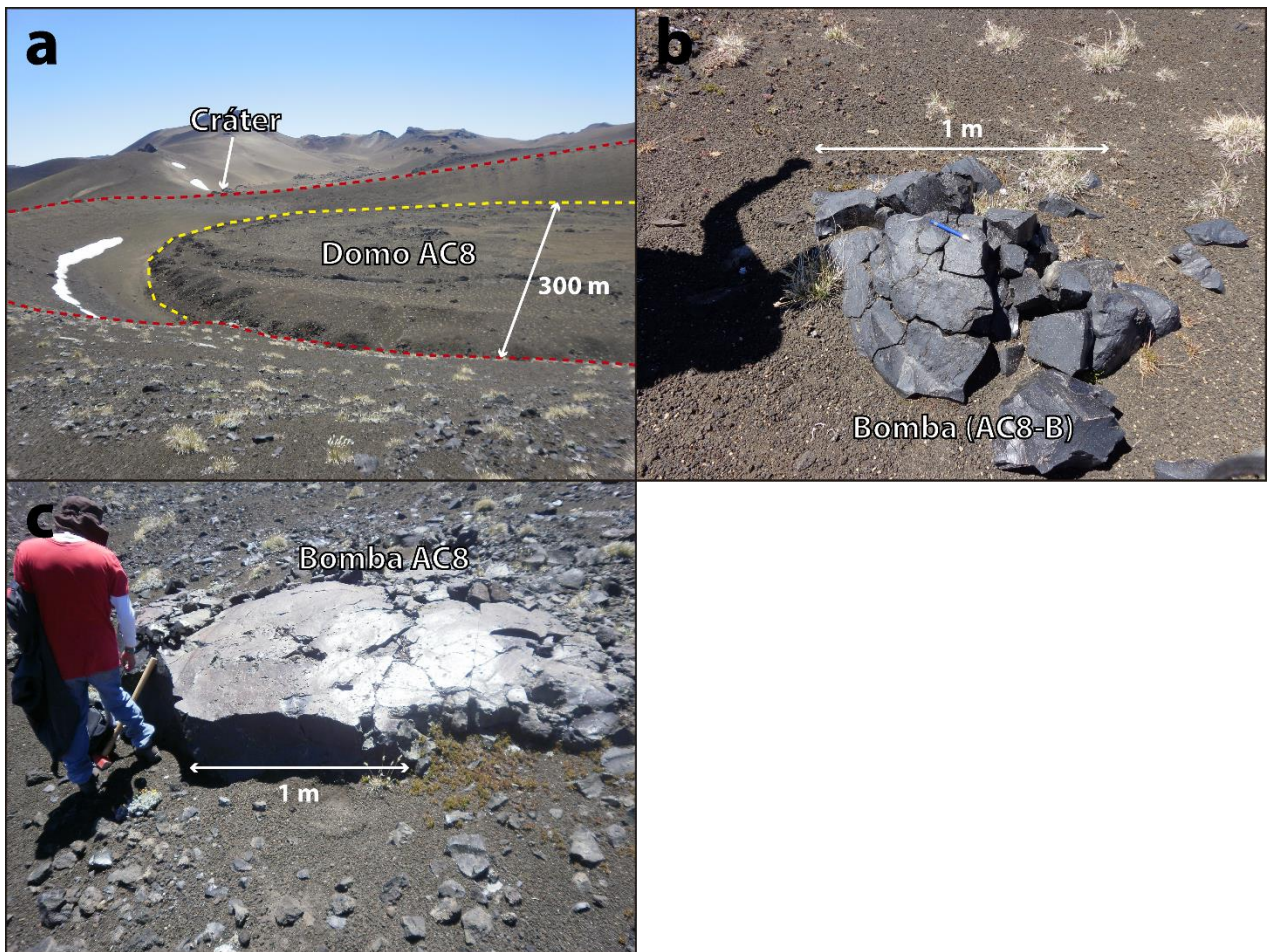


Figura 16. Fotos del centro AC8. Ubicación y orientación de las fotos se indican en la **Figura 12D**. (A) Cráter y domo de AC8. (B) Bomba distal de AC8 donde se obtuvo la muestra AC8-B. (C) Bomba proximal de AC8.

1.8.2 Colada conducto principal

Además de las coladas posglaciales pertenecientes a los AC's concentrados en la zona sur del QVC, existe una extensa colada que se emplaza hacia el norte, proveniente del conducto principal del volcán, a través de dos valles glaciales que convergen (Valle La Rinconada) de orientación NNW (**Figura 17**). En la zonas distales, esta colada se encuentra con las coladas provenientes del centro eruptivo menor Huililco, provenientes desde el E. Se desconoce la relación temporal entre ambas lavas ya que no se observaron su relación de contacto, ocultada por la vegetación de la zona y el emplazamiento de ambas es posterior a la fuerte erosión glacial de la glaciación Llanquihue (<13.000 años ap.; Porter, 1981; Clapperton, 1994; McCulloch et al., 2000). A diferencia de las

coladas pertenecientes a los AC's, estas lavas se encuentran casi totalmente cubiertas por vegetación. La mayoría de los afloramientos corresponden a cortes del camino que sube por el valle, aunque en estos afloramientos se alcanzan a distinguir las características de colada “en bloques” (**Figura 18**). Se recolectaron ocho muestras a lo largo de la colada. Su ubicación está indicada en la **Figura 17** y fotos de los lugares de muestreo se muestran en la **Figura 18**. Su espesor no se puede observar en terreno, por lo que para los cálculos de la **Tabla 1** se utilizó el espesor mínimo observado en las coladas de la ladera sur (10 m).

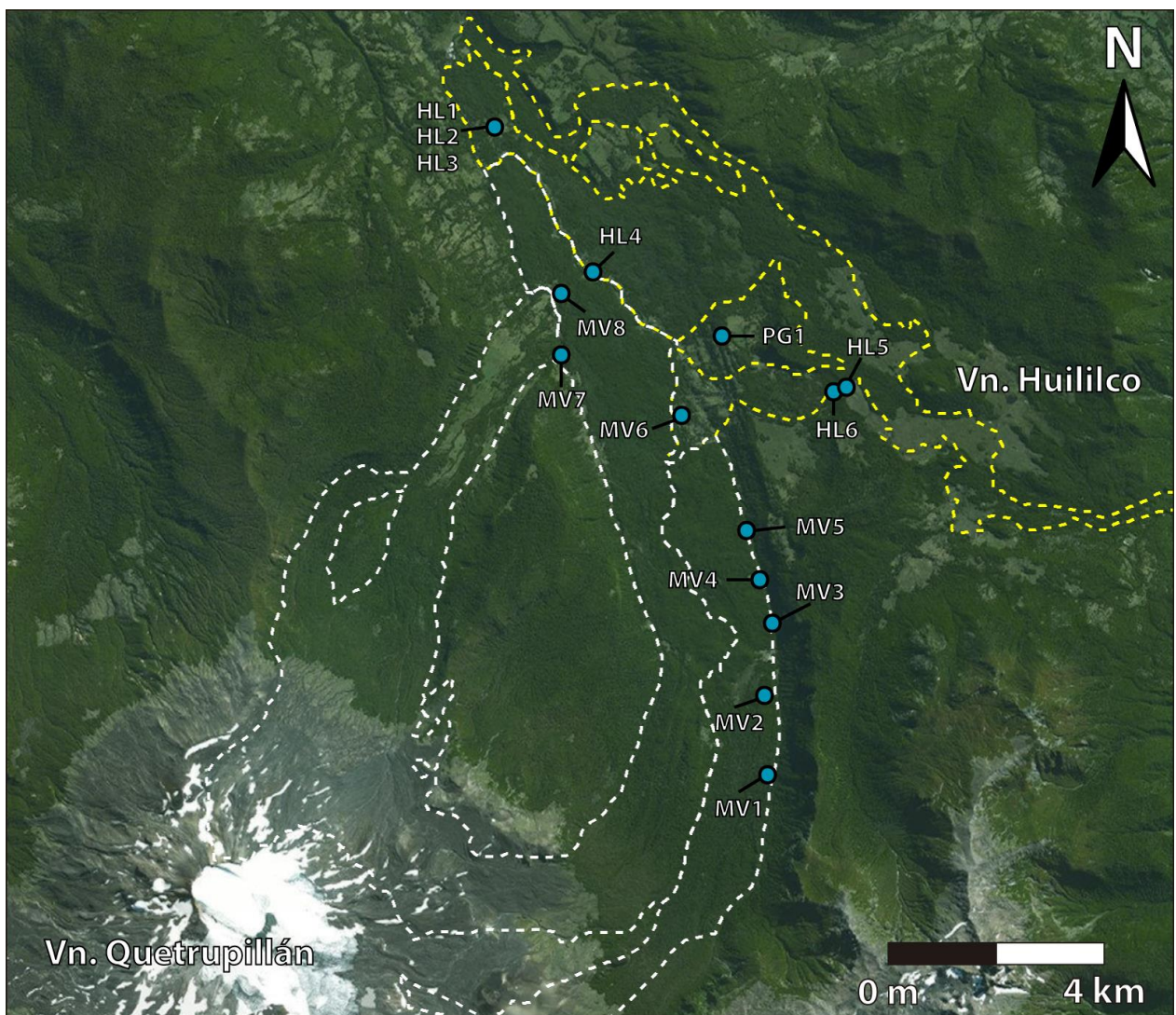


Figura 17. Imagen satelital de la ladera norte del QVC donde se observan la colada holocena del conducto principal del volcán y las coladas provenientes del Vn. Huililco. La línea segmentada blanca marca el contorno de la colada del QVC y la amarilla, las del Vn. Huililco. Los círculos celestes indican las zonas de muestreo que se observan en la **Figura 18**.

Tabla 1. Dimensiones estimadas de las coladas estudiadas. Las superficies se midieron a partir de imágenes satelitales y las estimaciones de espesor se hicieron a partir de mediciones en terreno.

Colada	Superficie medida (m ²)	Espesor estimado (m)	Volumen calculado (m ³)	Tipo de colada
AC1	9,82 x 10 ⁵	13	12,77 x 10 ⁶	En bloques
AC2	9,01 x 10 ⁵	10	9,01 x 10 ⁶	En bloques
AC3	77,59 x 10 ⁵	10	77,59 x 10 ⁶	En bloques
AC4	2,15 x 10 ⁵	10	2,15 x 10 ⁶	En bloques
AC5	23,01 x 10 ⁵	25	57,53 x 10 ⁶	En bloques
AC6	5,01 x 10 ⁵	10	5,01 x 10 ⁶	En bloques
AC7	29,44 x 10 ⁵	10	29,44 x 10 ⁶	En bloques
AC8	0,85 x 10 ⁵	20	1,70 x 10 ⁶	En bloques
MV	378,52 x 10 ⁵	10 (mínimo)	376,04 x 10 ⁶	En bloques
Huililco	150,19 x 10 ⁵	3 (mínimo)	45,06 x 10 ⁶	Aa

1.8.3 Lavas de Huililco

Las coladas del Volcán Huililco observadas en terreno también se encuentran tapadas por vegetación y afloran principalmente en los cortes de los caminos que pasan a través de estas. En estos lugares se observa que estas lavas presentan estructuras de lava tipo “aa”, con un bloque macizo central, donde en algunas zonas se distingue parte de la corteza, constituida de fragmentos irregulares y angulosos típicos de este tipo de coladas. Un espesor mínimo observado de 3 m para esta colada se encuentra en el corte de camino donde se obtuvieron las muestras HL1, HL2 y HL3.

1.9 Metodología

1.9.1 Métodos analíticos

Se recolectaron 12 muestras de lava de los AC’s holocenos de la ladera S de QVC (AC1-1 a AC8-B; **Figura 7** y **Figura 12**), 8 muestras de lava de la colada norte holocena del conducto principal del QVC (MV1 a MV8 **Figura 17** y **Figura 18**), una muestra de lava preglacial del QVC (PG1; **Figura 17**) y cinco muestras de lava de las coladas del Vn. Huililco (HL1 a HL6; **Figura 17**). La

geoquímica de roca total de todas estas muestras fue analizada con XRF (para elementos mayores) y ICP-MS (para elementos traza) en ACT-Labs (Canadá) utilizando los estándares BIR-1a, DNC-1, W-2a.

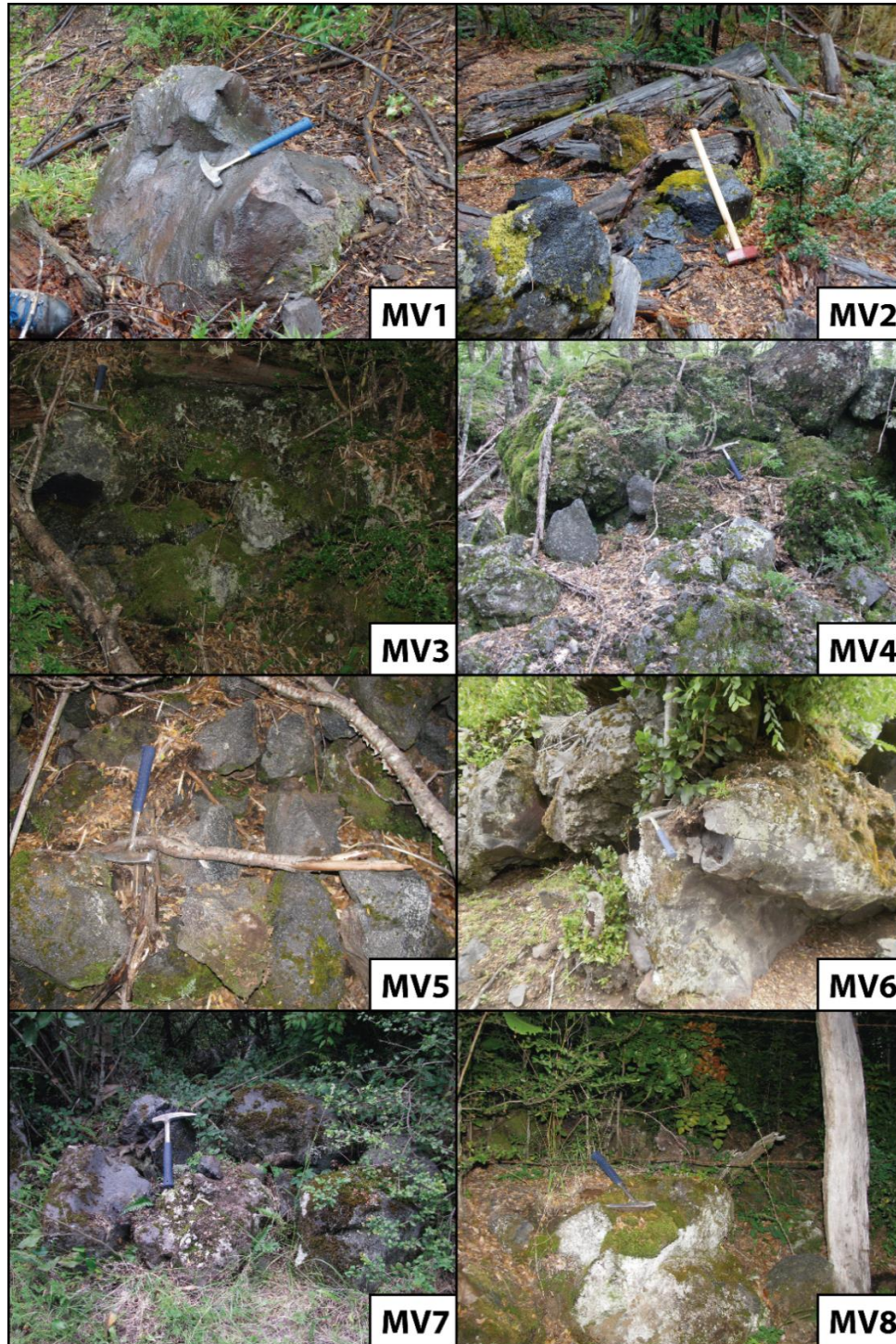


Figura 18. Fotos de los lugares de muestreo de la colada norte del QVC. La ubicación de cada lugar se encuentra indicado en la **Figura 17**.

Además, radios isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se midieron a través de Triton Multi-collector Mass-spectrometer en ACT-Labs utilizando los estándares NBS 987 and JNd-1. Estos radios isotópicos se midieron solo en tres muestras de los AC's y 3 muestras MV. Los resultados de geoquímica de roca total y de razones isotópicas se encuentran en la **Table 3.1** (manuscrito de artículo, Capítulo 3).

Se realizaron cortes transparentes pulidos de las lavas, para poder ser analizadas tanto en microscopio óptico, como microscopio electrónico de barrido (SEM) y microsonda electrónica (EMPA).

Primero se describió la petrografía de las muestras en el microscopio óptico, para luego realizar un análisis más detallado en SEM para las muestras Holocenas del QVC (AC y MV). El SEM (FEI Quanta 250; Universidad de Chile) se utilizó para caracterizar la composición aproximada de las fases minerales, identificar los óxidos de Fe-Ti, identificar mejor las texturas y zonaciones minerales, tomar fotografías de las imágenes BSE y seleccionar los puntos de interés para posterior análisis en EMPA.

Los análisis con microsonda electrónica (JEOL JXA-8230) se realizaron en LAMARX – Universidad Nacional de Córdoba. Las composiciones minerales se obtuvieron con un potencial de aceleración de 15 kV y una corriente del haz de electrones de 20 nA, excepto para plagioclasa (10 nA). Los tiempos de conteo fueron de 10 segundos para el pico y 5 segundos en cada posición de fondo, tanto para los elementos mayores como traza. Los rangos de errores en las mediciones de microsonda para las distintas fases se indican en las **Tabla 2**.

Tabla 2. Rango de errores de medición de microsonda para los distintos componentes de fases minerales analizadas.

Plg	Componente	Error min.	Error max.
Mayores (wt%)	Na ₂ O	0,04	0,07
	Al ₂ O ₃	0,06	0,11
	SiO ₂	0,13	0,16
	K ₂ O	0,01	0,05
	CaO	0,01	0,09
Traza (ppm)	TiO ₂	155	342
	FeO	234	560
	SrO	321	439
	MgO	100	217
Px	Componente	Error min.	Error max.
Mayores (wt%)	MgO	0,05	0,08
	SiO ₂	0,09	0,10
	CaO	0,01	0,07
	FeO	0,05	0,09
Traza (ppm)	Na ₂ O	91	182
	Al ₂ O ₃	136	293
	TiO ₂	156	246
	K ₂ O	44	135
	MnO	160	244
	Cr ₂ O ₃	83	137
Óx. de Fe-Ti	Componente	Error min.	Error max.
Mayores (wt%)	FeO	0,13	0,17
	TiO ₂	0,07	0,39
Traza (ppm)	SiO ₂	112	380
	Al ₂ O ₃	124	293
	MgO	195	370
	Va ₂ O ₃	225	563
	CaO	73	145
	MnO	208	241
	Cr ₂ O ₃	101	148

1.9.2 Herramientas termodinámicas

Termometría:

Para obtener las temperaturas de equilibrio de las fases minerales presentes en las muestras Holocenas del QVC se utilizaron los termómetros de dos piroxenos de Putirka (2008) y de magnetita-ilmenita de Ghiorso y Evans (2008).

El geotermómetro Putirka (2008) es una re-calibración del termómetro de Brey y Köhler (1990).

La ecuación que define la temperatura a la que el par augita-ortopiroxeno estaría en equilibrio es:

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}C)} = 11.2 - 1.96 \ln \left(\frac{X_{EnFs}^{cpx}}{X_{EnFs}^{opx}} \right) - 3.3(X_{Ca}^{cpx}) - 25.8(X_{CrCaTs}^{cpx}) + 33.2(X_{Mn}^{opx}) - 23.6(X_{Na}^{opx}) - 2.08(X_{En}^{opx}) - 8.33(X_{Di}^{opx}) - 0.05P(kbar) \quad (1)$$

Donde X_j^i corresponde a la fracción catiónica del componente j del mineral i, calculado en base a 6 oxígenos. Este termómetro tiene entrega resultados con un error de ± 56 °C. La variación de los valores de temperatura con la presión es de ~ 3 °C por 1 kbar.

Para identificar los pares de piroxeno que se encuentran en equilibrio, los que corresponderían a los que cumplan con la siguiente relación:

$$K_D(Fe - Mg)^{cpx-opx} = (X_{Fe}^{opx} / X_{Mg}^{opx}) / (X_{Fe}^{cpx} / X_{Mg}^{cpx}) = 1.09 \pm 0.14 \quad (2)$$

El termómetro de Ghiorso y Evans (2008) es la última calibración del equilibrio de pares magnetita (titanomagnetita)-ilmenita. Este permite obtener los valores de temperatura y fO_2 a los que se equilibraron estos pares de óxidos de Fe-Ti. Los cálculos de este termómetro se encuentran automatizados en la siguiente página web:

<http://ctserver.ofm-research.org/OxideGeotherm/OxideGeotherm.php>

Al igual que el caso de los piroxenos, antes de calcular las temperaturas se identifican los pares de óxidos de Fe-Ti que se encuentren en equilibrio mediante la siguiente relación descrita por Bacon y Hirschmann (1988):

$$\log(Mg/Mn)_{tmt} = 0.9317 \log(Mg/Mn)_{ilm} - 0.0909 \quad (3)$$

, donde $(Mg/Mn)_i$ es el ratio atómico entre el magnesio y manganeso de la fase i. Los límites superior e inferior del equilibrio son, respectivamente:

$$\log(Mg/Mn)_{tmt} = 0.9430 \log(Mg/Mn)_{ilm} - 0.0124 \quad (4)$$

$$\log(Mg/Mn)_{tmt} = 0.9213 \log(Mg/Mn)_{ilm} - 0.1696 \quad (5)$$

Modelos de cristalización fraccionada:

Se realizaron modelos de cristalización fraccionada con el software rhyolite-MELTS y con modelos de partición de elementos traza.

MELTS (Ghiorso et al., 1995; Asimov y Ghiorso, 1998) es un software para modelación termodinámica de fases de equilibrio en sistemas magmáticos. Permite realizar cálculos de equilibrio de fases de sistemas ígneos entre 500 y 2000 °C y presiones entre 0 y 2 GPa. Como inputs se utiliza la geoquímica de elementos mayores, la información de temperatura, presión y fugacidad de oxígeno. MELTS no modela bien equilibrio de fases que involucren hornblenda y biotita, por lo que la simulación de la evolución de sistemas calcoalcalinos de composición intermedia a silícica no es recomendada, a no ser que no contengan estas fases hidratadas. Además el programa tiende a subestimar la cristalización de apatito.

Rhyolite-MELTS consiste en una actualización de las entalpías de formación de cuarzo y un reajuste en el miembro extremo $KAlSi_3O_8$ de la solución sólida del feldespatos (Gualda et al., 2012). Esto permite modelar mejor en casos de sistemas silicios ricos en volátiles. Para este estudio se

realizaron modelos de evolución magmática por enfriamiento a través de saltos de temperatura, lo que minimiza la energía libre de Gibbs en cada paso.

Para realizar los modelos de cristalización fraccionada a partir de los índices de partición de elementos traza de las fases minerales cristalizadas, se utilizaron las ecuaciones siguientes:

$$C_L = C_0/[D + F(1 - D)] \quad (6)$$

, y:

$$C_L = C_0F^{(D-1)} \quad (7)$$

, donde C_L corresponde a la concentración final del elemento traza en el líquido luego del fraccionamiento, C_0 es la concentración inicial de este elemento, D es el coeficiente de distribución total de la asociación mineral, que se calcula ponderando el coeficiente de partición de cada fase involucrada en el fraccionamiento con la proporción de fraccionamiento de cada fase. Por último, F corresponde a la fracción de líquido restante luego de la cristalización. La ecuación (6) corresponde al modelo de cristalización en equilibrio, mientras que la ecuación (7) define el modelo de cristalización fraccionada o fraccionamiento de Rayleigh, la cual asume que las fases cristalizadas no se reequilibran con el líquido restante.

CAPÍTULO 2

RESULTADOS

2.1 Petrografía

2.1.1 QVC Holoceno

Todas las muestras holocenas del QVC, tanto la de los AC's como las de la colada norte, presentan similares características petrográficas.

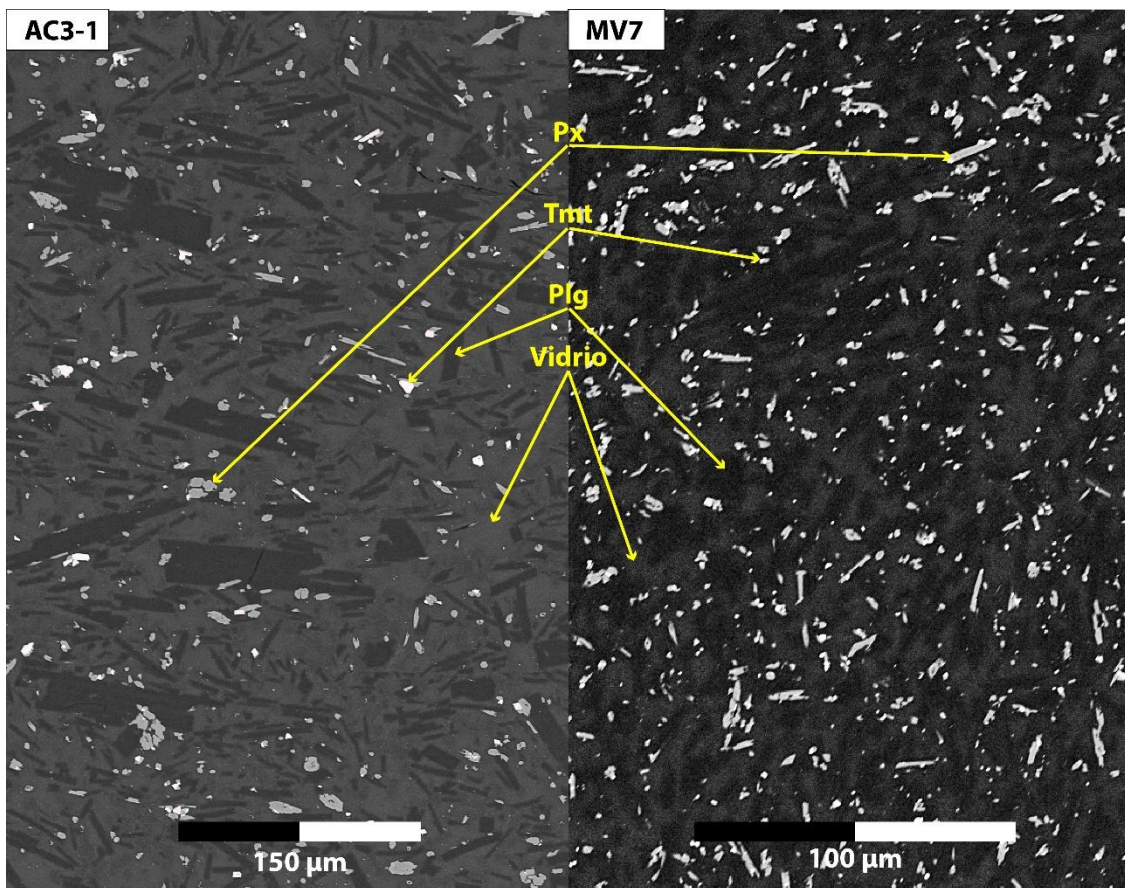


Figura 19. Imagen BSE de la masa fundamental de las muestras AC3-1 y MV7, donde se observan microlitos de plagioclasa, piroxeno y titanomagnetita. Se observa mayor proporción de vidrio en la muestra MV7.

La masa fundamental es rica en vidrio (~50-70 vol%) con microlitos de plg (plagioclasa), px (piroxeno) y tmt (titanomagnetita), en orden de abundancia (**Figura 19**). Los microlitos de plg presentan hábito acicular, al igual que los px, los que también se muestran granulares. Las tmt's se

observan tanto con hábito granular como esqueletal. La masa fundamental además tiene texturas de flujo (hialopilítica) y el vidrio es de color marrón en corte transparente y negro con leve brillo vítreo en muestra de mano **Figura 20**.

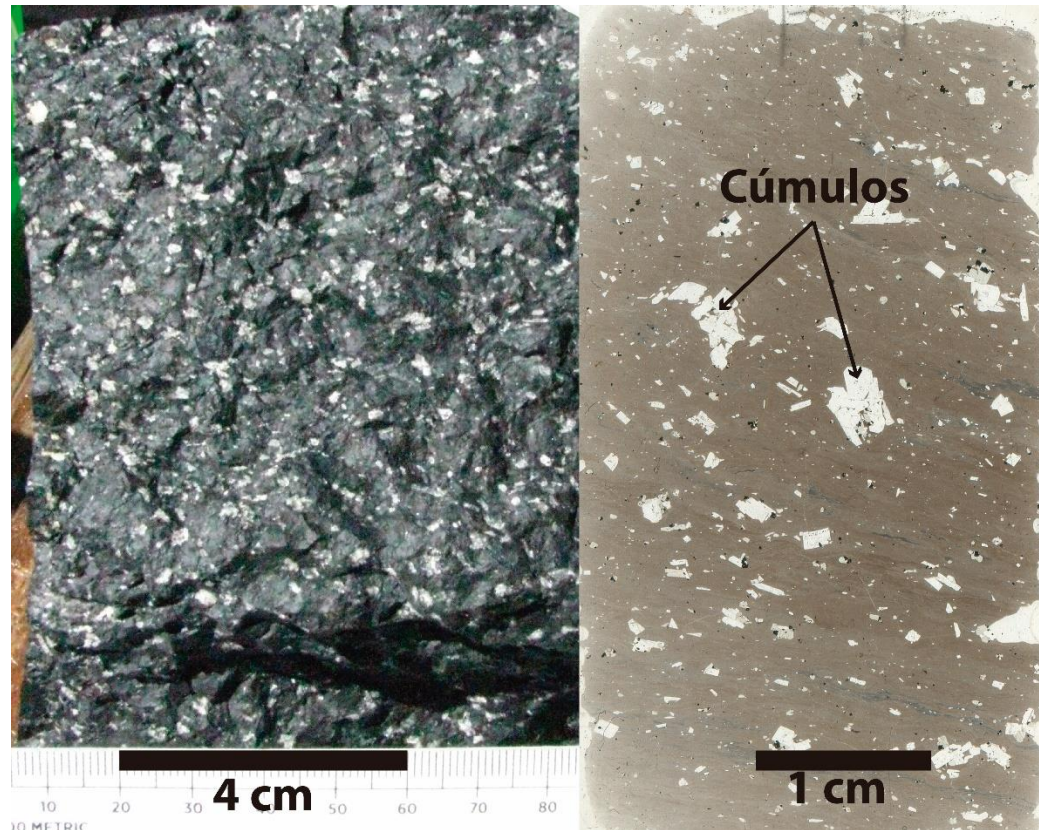


Figura 20. Fotografía de muestra de mano (izquierda) y de corte transparente (derecha) de la muestra AC2-2. Se distinguen cúmulos cristalinos, los que se pueden encontrar en todas las muestras.

Las muestras tienen entre 0 a ~50 vol% de vesículas (**Figura 21A**). El volumen de vesiculación de una muestra no es representativo de toda la colada, sino que es dependiente del sector de la colada donde fue tomada la muestra.

Todas estas lavas son poco cristalinas, con un 5.8-9.0 vol% de fenocristales en las muestras de los AC's y un 11.6-14.1 vol% de fenocristales en las muestras de la colada norte (sin tomar en cuenta las vesículas; **Figura 21B**). Las fases presentes como fenocristales son las mismas para todas estas muestras: plg, cpx (clinopiroxeno) y opx (ortopiroxeno), tmt y ap (apatito). También se observan

cantidades mucho menores de ilm (ilmenita) y po (pirrotina), esta última como inclusiones redondeadas en fenocristales de plg, cpx, opx y tmt. La fase mineral dominante en los fenocristales es plg (69.2-79.8 vol%), seguido de px (10.4-21.0 vol%) y los óxidos de Fe-Ti (5.3-13.2). En los conteos modales no se pudo diferenciar cpx de opx y tmt de ilm, pero con los análisis de imágenes BSE en SEM se distingue que el cpx es más abundante que el opx y la cantidad de ilm es muy escasa ($\ll 1$ vol%), por lo que el porcentaje de óxidos de Fe-Ti corresponde casi totalmente a tmt. El porcentaje de ap tampoco se pudo medir con los conteos modales ya que los cristales son muy pequeños, pero se estima un volumen menor a tmt pero >1 vol%, a partir de las imágenes BSE.

Una de las principales características de todas las muestras de lava holocenas del QVC es la abundancia de cúmulos cristalinos formados por las fases minerales ya nombradas (textura glomeroporfírica; **Figura 22**). Los fenocristales formando cúmulos cristalinos corresponden a un 53-82 vol% del total de fenocristales (**Figura 21D**). En general estos cúmulos cristalinos se encuentran bien preservados, al igual que los fenocristales aislados, pero se encontró un cúmulo en la muestra MV2, que se encuentra intensamente reabsorbido (**Figura 23**).

Todas las fases presentes como fenocristales pueden presentar tamaños menores a 0.1 mm. Las plagioclasas pueden alcanzar hasta 3.4 mm (aisladas y en cúmulos), mientras que los cristales de px de mayor tamaño (hasta 2.9 mm) corresponden a cpx's formando cúmulos cristalinos. Los óxidos de Fe-Ti de mayor tamaño (0.7 mm) en general corresponden a cristales de tmt aisladas o pares tmt-ilm, y en algunos casos sólo ilm. Los apatitos son aciculares o granulares con un largo máximo de 0.6 mm. Se encuentran más comúnmente en cúmulos y como inclusiones en cristales de px, plg y tmt.

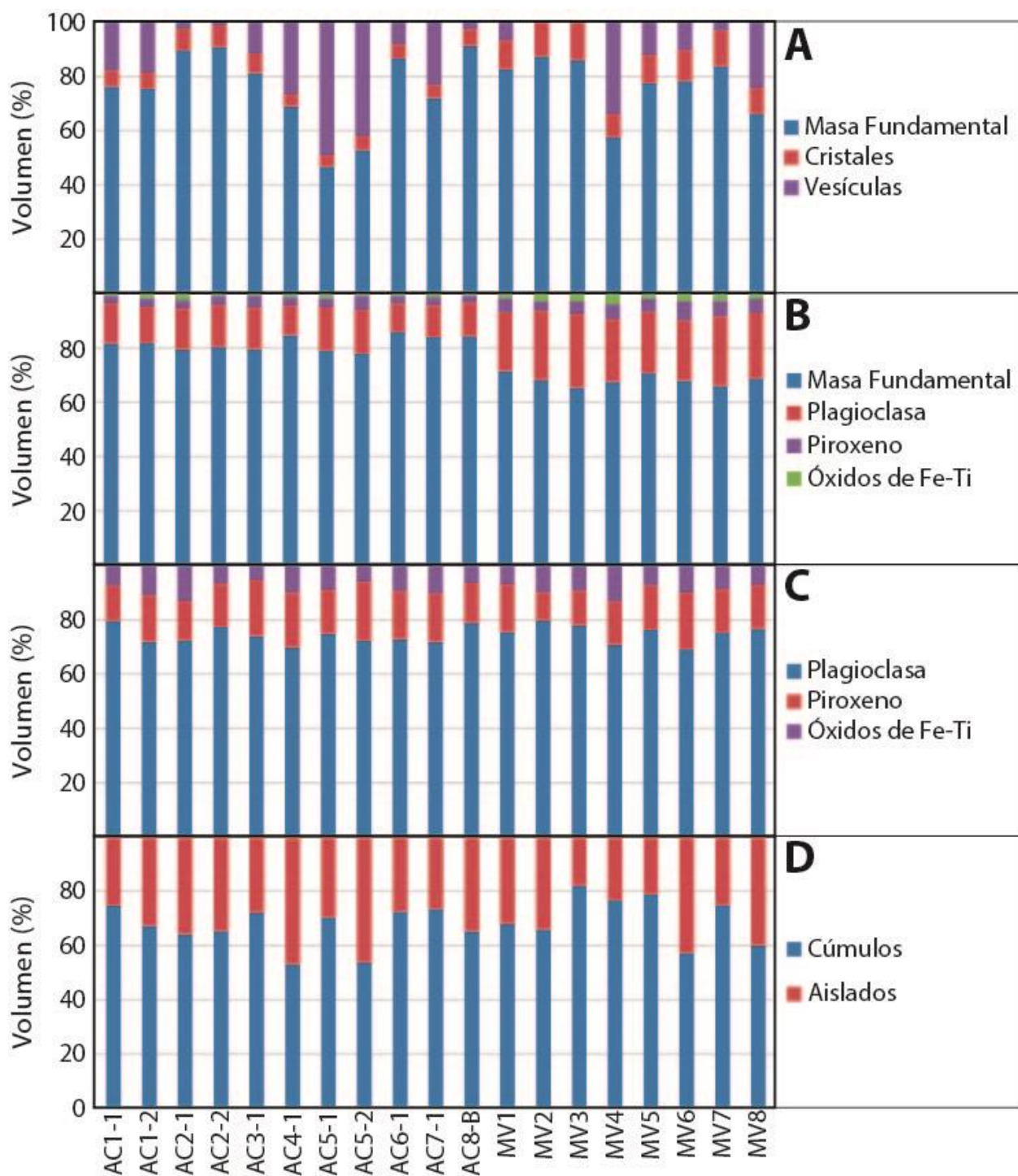


Figura 21. Volúmenes de los componentes de las muestras de las coladas holocenas del QVC a partir de conteos modales de cortes transparentes. (A) Relación volumétrica entre la masa fundamental, los fenocristales y vesículas. (B) Razón entre las masa fundamental y las tres principales fases de fenocristales (en los conteos modales no se diferencia cpx de opx, ni tmt de ilm). (C) Razón entre las fases de fenocristales. (D) Razón entre cúmulos cristalinos y fenocristales aislados.

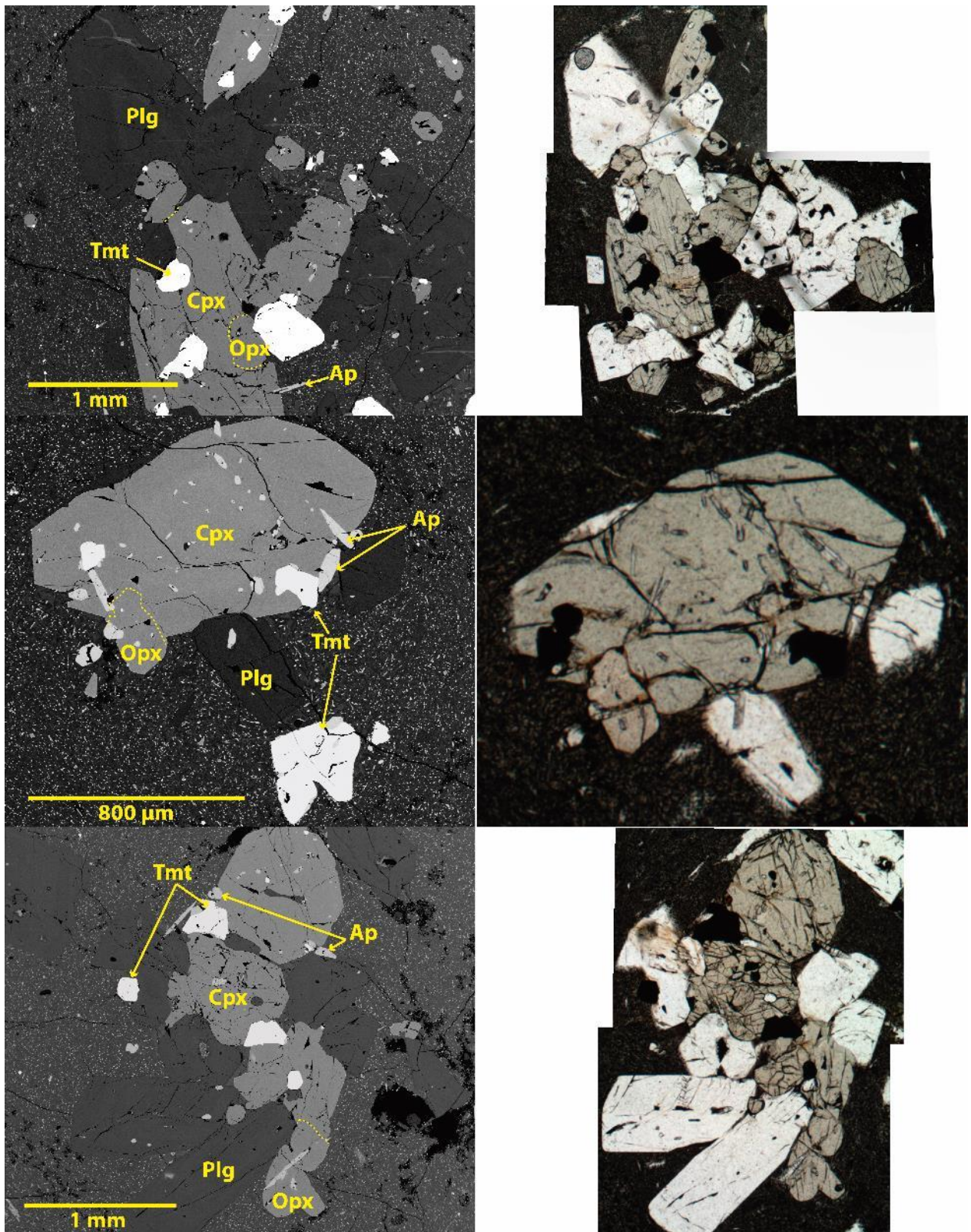


Figura 22. Imágenes BSE (izquierda) y fotografías de cortes transparentes con luz polarizada plana (derecha) de algunos ejemplos de cúmulos cristalinos presentes en las muestras de lava holocenas del QVC.

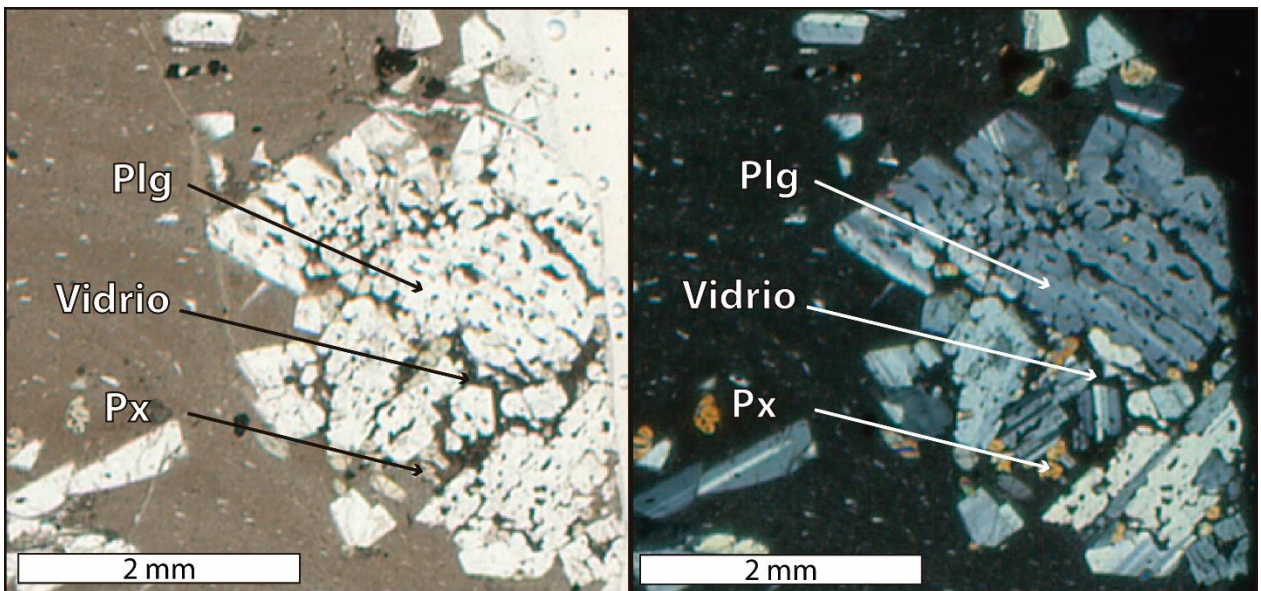


Figura 23. Fotografía de corte transparente con luz polarizada plana (izquierda) y cruzada (derecha) del cúmulo reabsorbido de la muestra MV2.

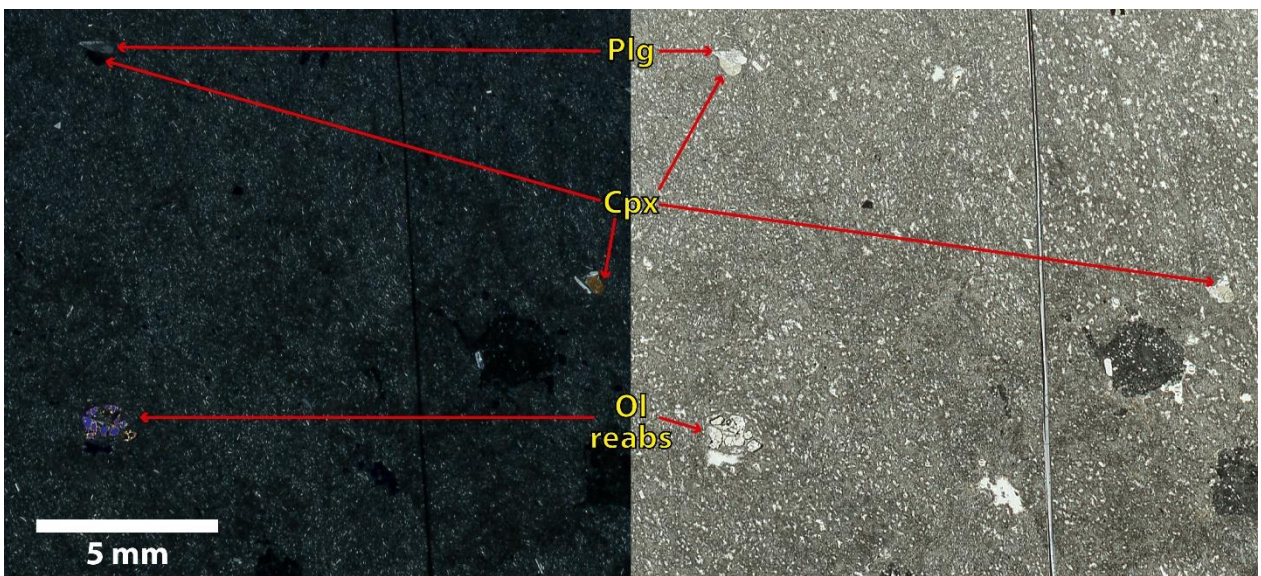


Figura 24. Fotografía de corte transparente con luz polarizada cruzada (izquierda) y plana (derecha) de muestra PG1. Se distingue la textura afanítica con escasos fenocristales de ol, cpx y plg.

2.1.2 QVC preglacial y Huililco

La muestra preglacial del QVC (PG1) corresponde a una lava casi afanítica (<1 vol% fenocristales) con muy escasos fenocristales de ol (olivino), cpx y plg (**Figura 24. Fotografía** de corte transparente con luz polarizada cruzada (izquierda) y plana (derecha) de muestra PG1. Se distingue la textura

afanítica con escasos fenocristales de ol, cpx y plg.). La petrografía observada coincide con la descrita por Hickey-Vargas et al. (1989) para las muestras más antiguas y primitivas del QVC.

Por otro lado, las muestras de lava del Vn. Huililco son porfíricas (~24 vol% fenocristales), con fenocristales de plg (~16 vol%), ol (~6 vol%) y cpx (~2 vol%). La masa fundamental tiene textura intergranular compuesta de estas mismas fases, además de cromo-espinelas, las que también se encuentran como inclusiones en fenocristales de ol. Presentan algunos cúmulos cristalinos, donde se encuentran los fenocristales de cpx en conjunto con plg. Algunas de las plg's presentan texturas de desequilibrio, como zonas con textura sieve y parche (**Figura 25**).

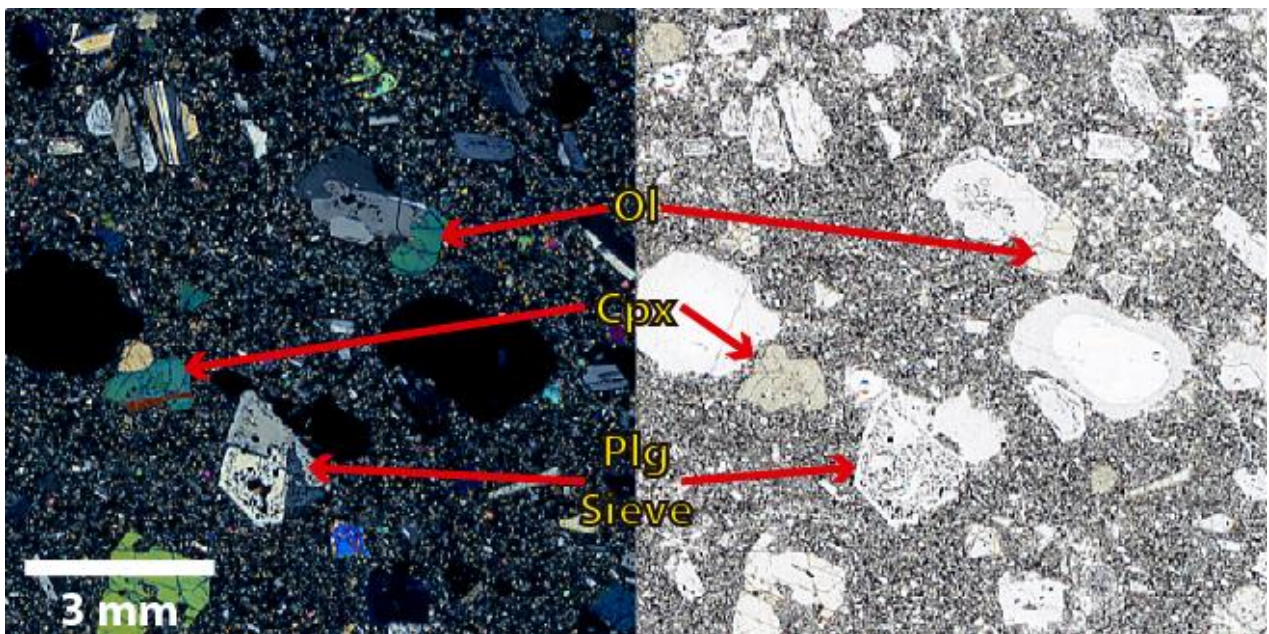


Figura 25. Fotografía de corte transparente con luz polarizada cruzada (izquierda) y plana (derecha) de la muestra

2.2 Geoquímica de roca total y razones isotópicas de Sr-Nd

Todas las muestras analizadas de las coladas holocenas del QVC corresponden a traquitas entre 64.60 y 66.22 wt% de SiO₂ y entre 7.60 y 8.07 wt% de álcalis. Por otro lado, la muestra de lava preglacial del QVC corresponde a una andesita basáltica (56.75 wt% de SiO₂). Las muestras del

Vn. Huililco tienen composiciones de basalto y andesita basáltica (51.77-53.31 wt% de SiO₂). En el diagrama TAS de la **Figura 26A** se compara la composición del QVC y el Vn. Huililco (incluyendo datos de Hickey-Vargas et al., 1989) con datos geoquímicos de productos del Vn. Villarrica (Hickey-Vargas et al., 1989; Lohmar, 2008; Morgado et al., 2015) y del Vn. Lanín (Hickey-Vargas et al., 1989; Lara, 1997). Como se observa en este diagrama, las muestras se pueden dividir en tres grandes grupos según su contenido de SiO₂. Las muestras más silíceas corresponden al grupo de las traquitas holocenas del QVC, y las traquitas y traqui-andesitas del Vn. Lanín (60.6-65.9 wt% de SiO₂). El grupo intermedio corresponde a las andesitas basálticas del QVC, junto con las traqui-andesitas y traqui-andesitas basálticas del Vn. Lanín y las andesitas y andesitas basálticas del Vn. Villarrica (54.8-57.5 wt% de SiO₂). Por último, el grupo de rocas más primitivas las componen las andesitas basálticas y basaltos del Vn. Huililco, junto con las traqui-andesitas basálticas, traqui-basaltos y basaltos del Vn. Lanín y las andesitas basálticas y basaltos del Vn. Villarrica (50.9-53.2 wt% de SiO₂). Se observa también que las concentraciones de álcalis aumentan de W a E, ya que para un mismo rango de SiO₂ el Vn. Villarrica muestra los menores contenidos de álcalis y el Vn. Lanín presenta los valores de álcalis más altos, mientras que el Vn. Huililco y el QVC tienen valores intermedios. Esto también se observa en el diagrama AFM (**Figura 26B**), donde además todas las muestras pertenecen a la serie calcoalcalina.

En los diagramas Harker de la **Figura 27** se pueden distinguir las diferencias composicionales entre los diferentes centros eruptivos. El Al₂O₃ disminuye con el contenido de SiO₂, donde el Vn. Lanín muestra concentraciones más altas, mientras que el Vn. Huililco muestra concentraciones similares a los basaltos del Vn. Villarrica y las andesitas basálticas del QVC tienen concentraciones de Al₂O₃ similares a las andesitas basálticas del Vn. Villarrica. Las concentraciones de los elementos compatibles como MgO y CaO decrecen con el contenido de SiO₂, pero además decrecen geográficamente de W a E, con las rocas del Vn. Villarrica mostrando los valores más altos y el

Vn. Lanín el más bajo, con el Vn. Huililco y el QVC entre ambos. Lo contrario ocurre con los elementos incompatibles como el Na_2O y K_2O , donde su concentración aumenta con el SiO_2 y de W a E. P_2O_5 muestra una tendencia similar pero con una leve disminución de su concentración en las traquitas. El Fe_2O_3 y el TiO_2 son similares para todos los centros eruptivos, con un aumento desde el grupo de menor SiO_2 al de SiO_2 intermedio y luego disminuyen en las muestras más silíceas, esto podría estar asociado al inicio del fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti en composiciones entre andesita basáltica y andesita.

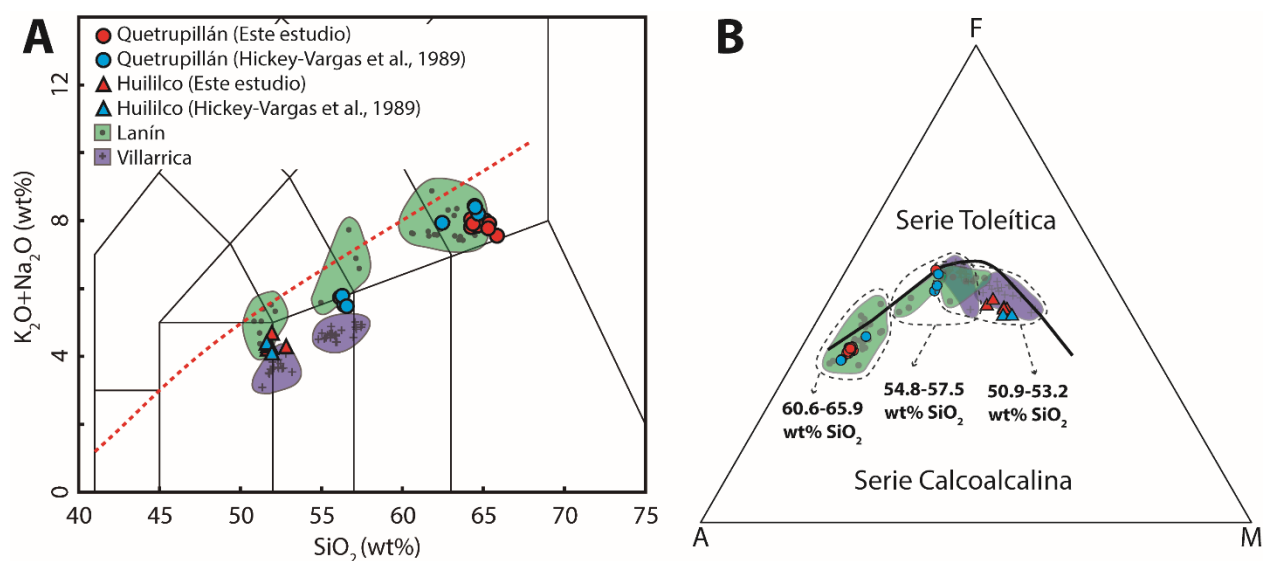


Figura 26. (A) Diagramas TAS y (B) diagrama AFM donde las líneas segmentadas encierran los 3 grupos según su contenido de SiO_2 . Las muestras de los volcanes Villarrica y Lanín son de Hickey-Vargas et al. (1989), Lohmar (2008), Morgado et al. (2015) y Lara (1997).

Las razones de La_N/Yb_N (**Tabla 3**) de las muestras del QVC y las del Vn. Huililco son similares, con 5.26-5.84 para las traquitas del QVC, 3.87-4.57 para las andesitas basálticas del QVC y 5.38-6.53 para las muestras del Vn. Huililco. En los diagramas de REE de la **Figura 28** se puede observar que una anomalía negativa de Eu se va acrecentando en las rocas más silíceas. En estos gráficos se observa que las traquitas del Vn. Lanín tienen un patrón de REE muy similar a las traquitas del QVC, con razones de La_N/Yb_N de 5.04-6.72, mientras las muestras más primitivas e intermedias del Vn. Lanín son levemente más ricas en REE que las del Vn. Huililco y QVC, respectivamente,

aunque con razones La_N/Yb_N similares (5.31-7.21 para las de SiO_2 intermedio y 5.11-5.69 para las de menor SiO_2). Por otro lado el Vn. Villarrica presenta una razón La_N/Yb_N menor (1.94-2.87 para los basaltos y 2.21-2.86 para las andesitas basálticas).

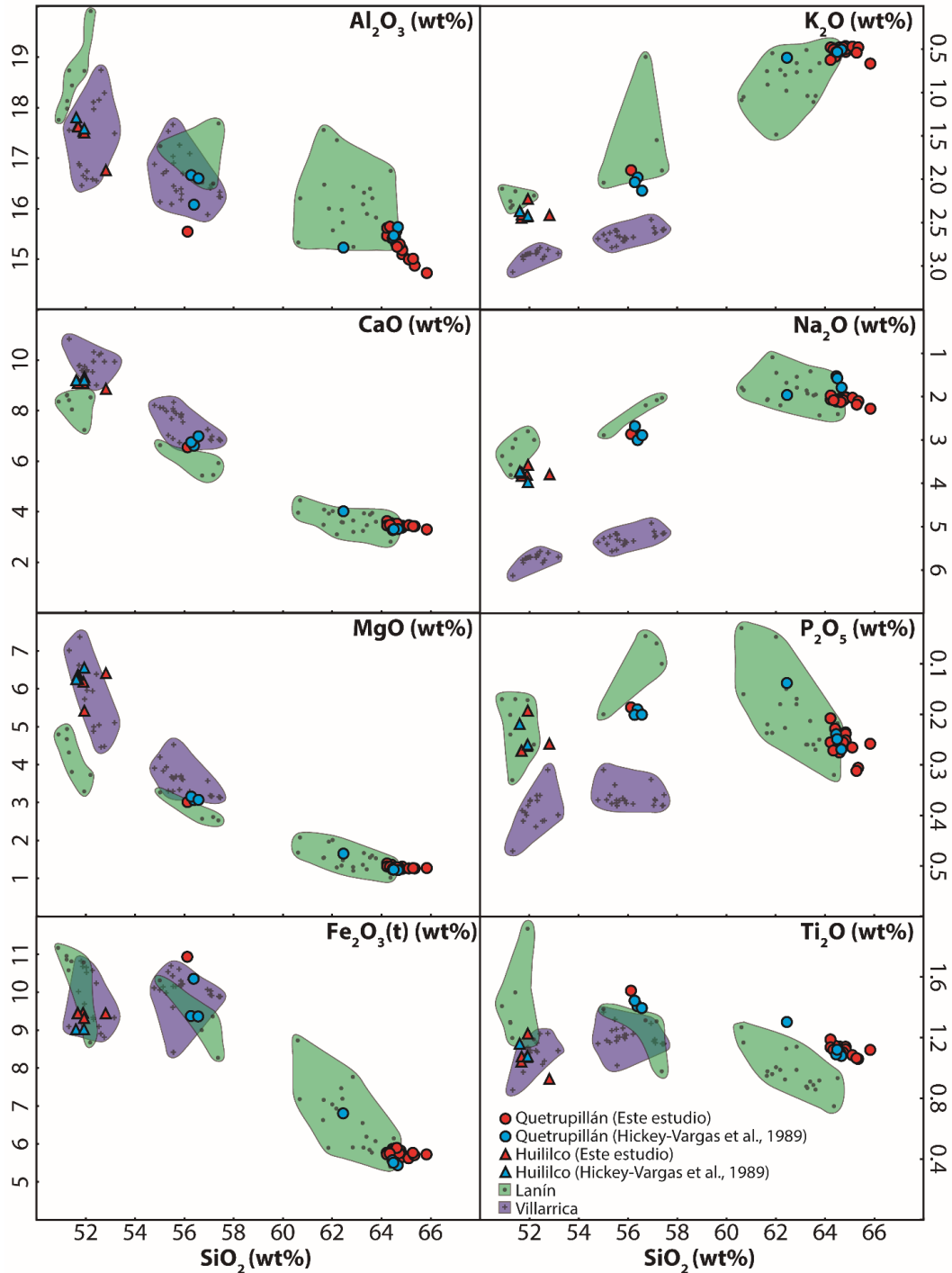


Figura 27. Diagramas Harker de elementos mayores de las muestras del QVC y Vn. Huililco. Las muestras de los volcanes Villarrica y Lanín son de Hickey-Vargas et al. (1989), Lohmar (2008), Morgado et al. (2015) y Lara (1997).

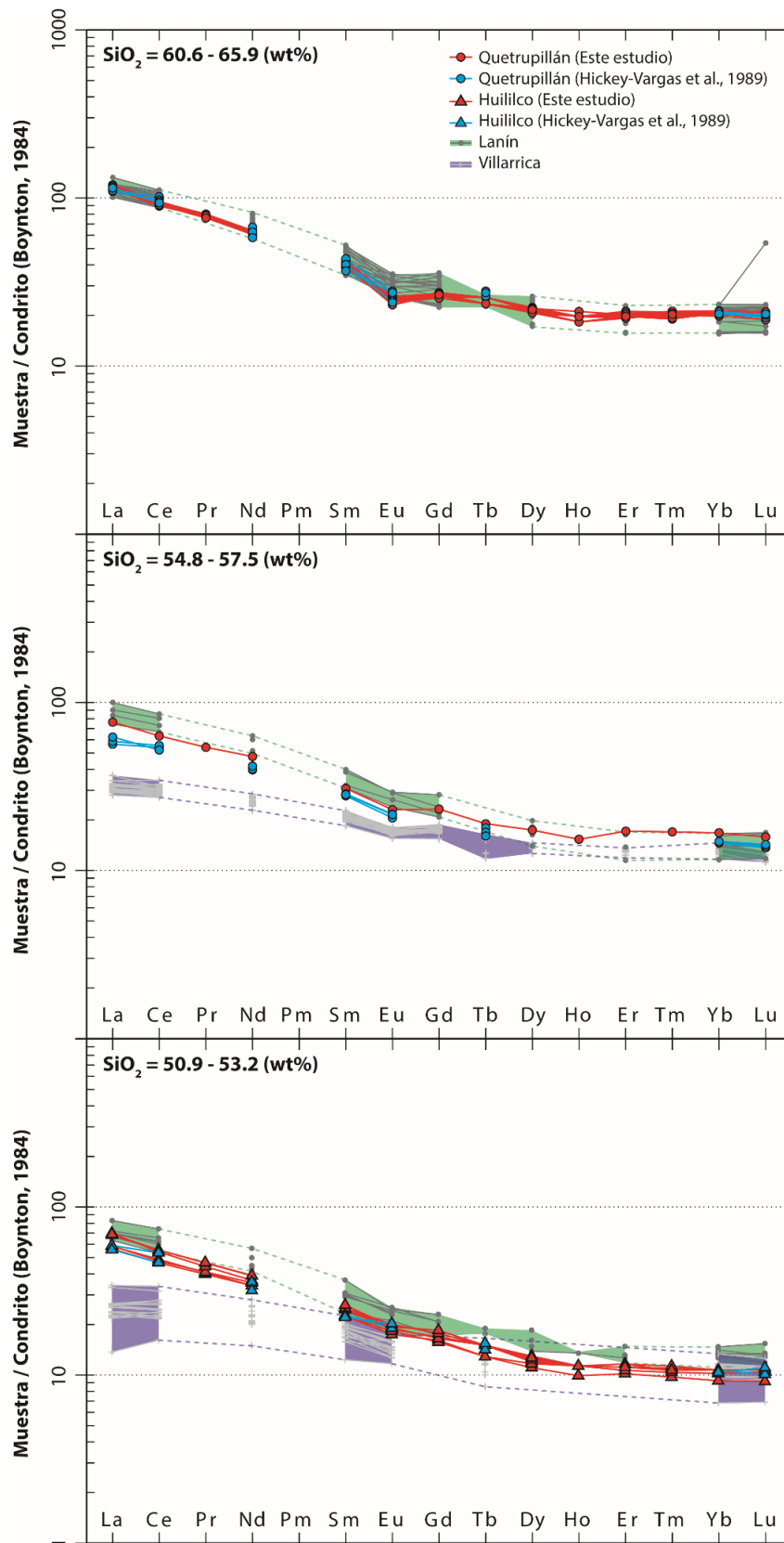


Figura 28. Diagramas de REE de las muestras de este estudio y de la bibliografía, separados en los 3 grupos según su composición de SiO_2 . Las muestras de los volcanes Villarrica y Lanín son de Hickey-Vargas et al. (1989), Lohmar (2008), Morgado et al. (2015) y Lara (1997).

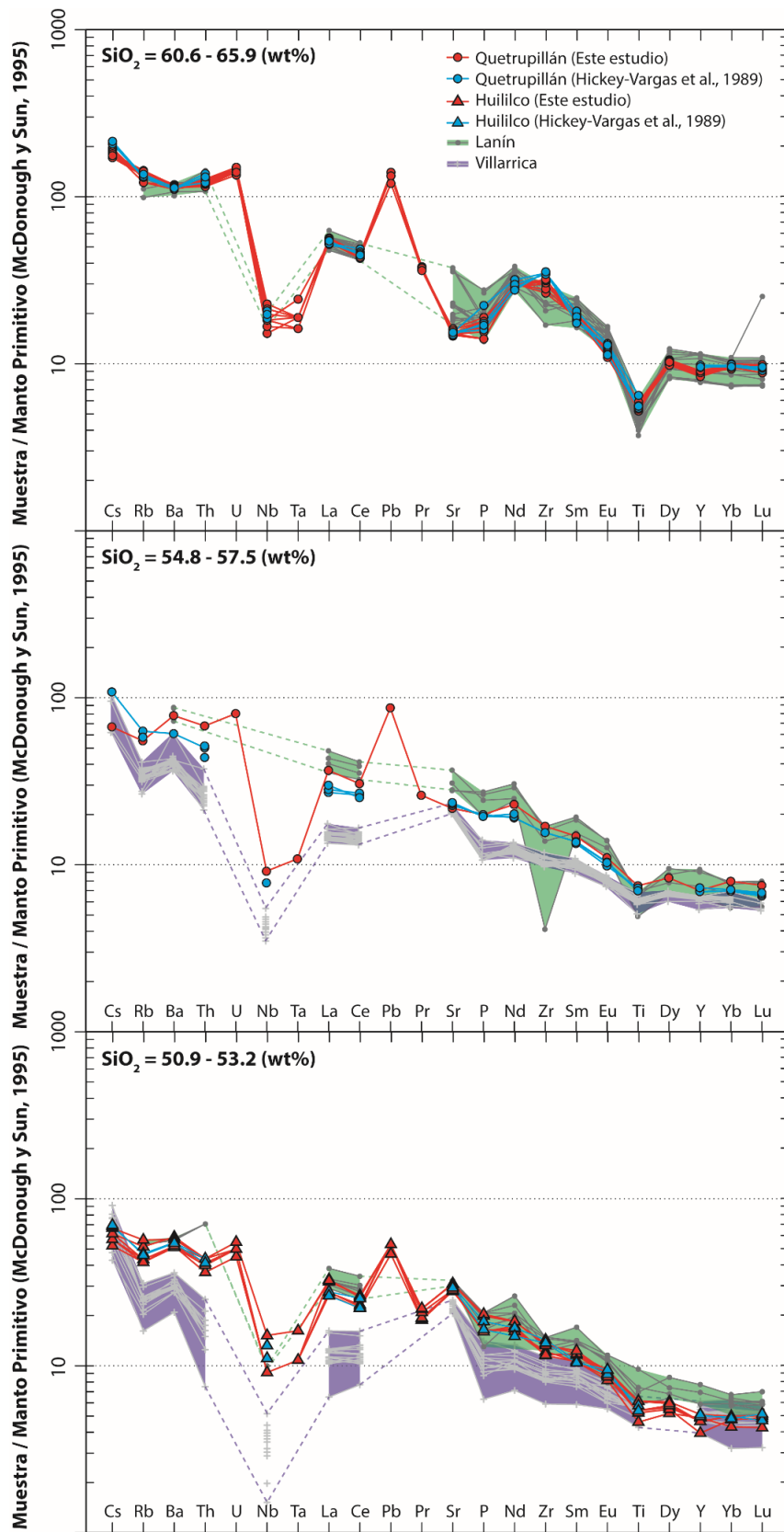


Figura 29. Diagramas Spider de las muestras de este estudio y de la bibliografía, separados en los 3 grupos según su composición de SiO_2 . Las muestras de los volcanes Villarrica y Lanín son de Hickey-Vargas et al. (1989), Lohmar (2008), Morgado et al. (2015) y Lara (1997).

Tabla 3. Rango de razones La_N/Yb_N para los volcanes Villarrica, Quetrupillán, Lanín y Huililco, divididos en 3 grupos según su contenido de SiO_2 .

SiO₂ (wt%)	50.9-53.2	54.8-57.5	60.6-65.9
Villarrica	1.94-2.87	2.21-2.86	--
QVC	--	3.87-4.57	5.26-5.84
Huililco	5.38-6.53	--	--
Lanín	5.11-5.69	5.31-7.21	5.04-6.72

Estas características también se observan en los diagramas de multielementos de la **Figura 29**, donde se distingue que los productos del Vn. Villarrica están empobrecidos en los elementos más incompatibles con respecto a los volcanes Huililco, Lanín y el QVC. Las curvas de elementos incompatibles para el Vn. Huililco y el QVC son similares, con mayor concentración de elementos incompatibles en las muestras más silíceas. Todas estas muestras presentan la anomalía negativa de Nb-Ta típica de magmas calcoalcalinos de ambientes de subducción, además de una anomalía positiva de Pb. Anomalías negativas de Sr, P y Ti, inexistentes en las muestras del Vn. Huililco, se van acentuando hacia las muestras más diferenciadas. Estas anomalías se pueden asociar al fraccionamiento de plagioclasa, apatito y titanomagnetita, fases que están presentes en las traquitas del QVC. La principal diferencia entre las muestras del QVC y Vn. Huililco con el Vn. Lanín consiste en que el último presenta una anomalía negativa de Zr, inexistente en los otros dos centros eruptivos (las traquitas de QVC incluso muestran una anomalía positiva de Zr).

En el gráfico de la **Figura 30** se observan los 6 datos de razones isotópicas de Sr y Nd del análisis de las muestras de este estudio, además de los análisis de Hickey-Vargas et al. (1989) y Morgado et al. (2015) para los volcanes Villarrica, Lanín y los centros eruptivos menores cercanos, incluidos el Vn. Huililco. Se puede ver que a pesar de estar geográficamente cercanos, estos centros presentan un cierto nivel de dispersión en sus razones isotópicas. Los nuevos datos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las traquitas del QVC coinciden con los de la literatura, mostrando una mayor dispersión en los valores de $^{143}Nd/^{144}Nd$. En el sector se distinguen 3 grupos con razones isotópicas similares. El grupo de

menor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ lo forman el QVC y Vn. Lanín, junto a 5 centros eruptivos menores, incluyendo el Vn. Huililco (junto a Redondo, Relicura, Pichares y Huelemolle). El grupo de mayor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ lo forman el Vn. Villarrica junto a otros 2 centros menores (Cañi y San Jorge), mientras que el grupo de menor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se conforma de 3 centros eruptivos menores (Cordillera Cañi, Caburgua y La Barda). Dentro del grupo al que pertenece el QVC, Huililco y Relicura son los únicos con datos que se traslapan con el rango del QVC en sus valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

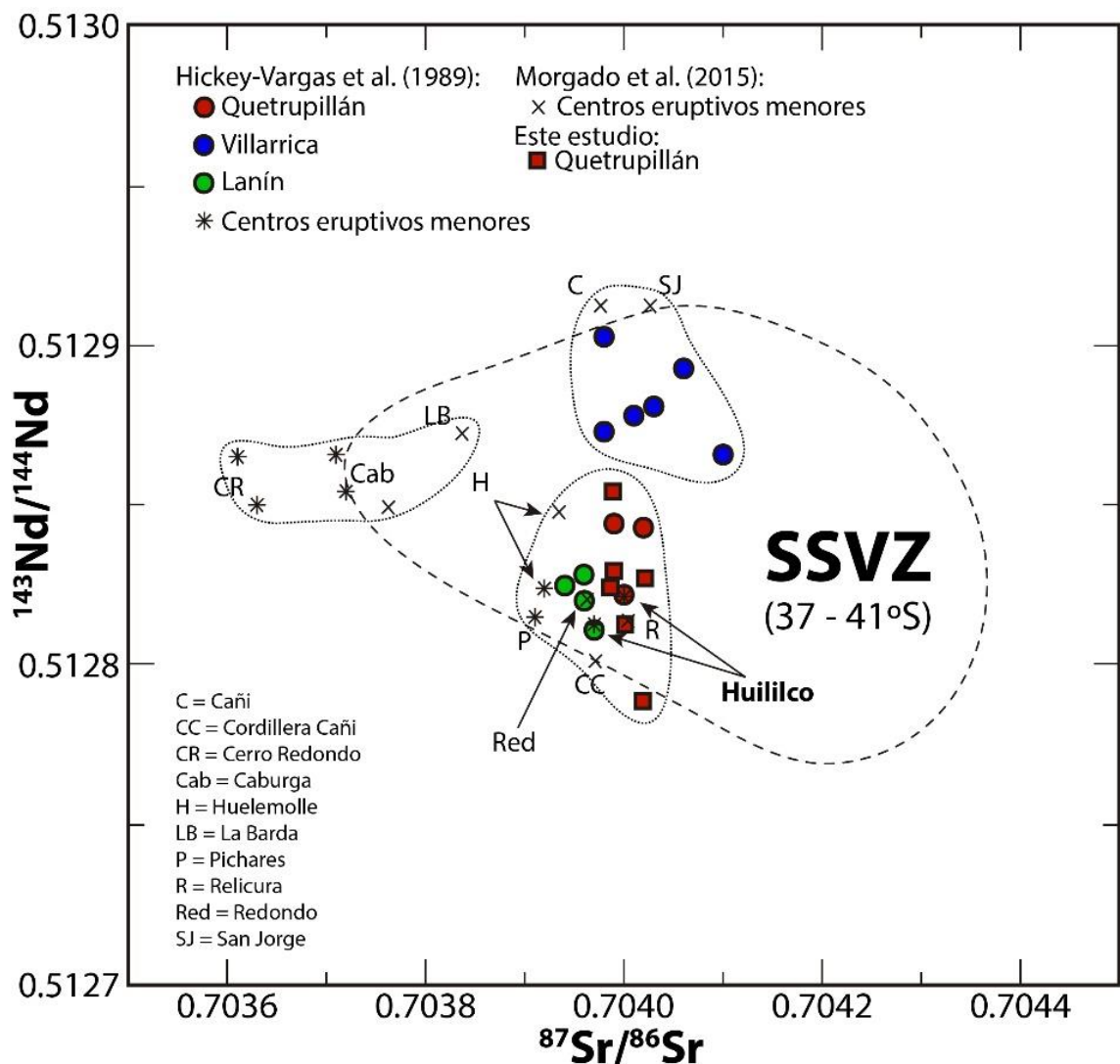


Figura 30. Nuevos datos de razones isotópicas de Sr y Nd para del QVC, junto con los de otros autores para el QVC y los centros eruptivos aledaños. El área marcada por la línea segmentada muestra el rango de las razones isotópicas de los productos volcánicos del sur de la Zona Volcánica Sur (SSVZ) y se obtuvo de López-Escobar et al. (1995). Las líneas punteadas encierran a los tres grupos según sus razones isotópicas.

2.3 Química mineral

Se analizaron 8 muestras de las traquitas holocenas del QVC con microsonda electrónica. Todos los datos de los análisis de microsonda electrónica se encuentran en el **Anexo**. La composición de las fases minerales son muy similares entre las distintas muestras. Los fenocristales de px tienen composiciones bastante homogéneas y existen diferencias composicionales entre fenocristales aislados y en cúmulos cristalinos. Los fenocristales de cpx corresponden a augitas con un rango composicional de entre $\text{En}_{42-47}\text{Fs}_{12-19}\text{Wo}_{38-42}$, mientras que los fenocristales de opx consisten en enstatitas con composición de $\text{En}_{64-68}\text{Fs}_{28-32}\text{Wo}_{03-04}$ (**Figura 31A**). La composición de los microlitos es más heterogénea, con gran variación en el contenido de Ca ($\text{En}_{38-67}\text{Fs}_{18-35}\text{Wo}_{03-40}$). Como muestra la **Figura 31B**, la composición de los cpx's no se encuentran en equilibrio con la composición de roca total de las traquitas, según el test de equilibrio cpx-fundido de Putirka (2008):

$$\ln K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{cpx-liq}} = 0.28 (\pm 0.08)$$

, donde los fenocristales de cpx más ricos en Mg que la composición de cpx en equilibrio con las traquitas. Para el caso de los fenocristales de opx, se observa que se encuentran parcialmente en equilibrio, según el mismo autor:

$$\ln K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{opx-liq}} = 0.4805 - 0.3733X_{\text{Si}}^{\text{liq}} (\pm 0.08)$$

, pero también tienden a estar desplazados hacia un mayor contenido de Mg que el necesario para el equilibrio con las traquitas.

Al igual que en el caso de los fenocristales de px, las composiciones de los óxidos de Fe-Ti no presentan diferencias relevantes entre cristales aislados y cúmulos cristalinos. Los cristales de ilm tienen un rango composicional de Ilm_{90-94} , mientras que los fenocristales de tmt abarcan composiciones de Usp_{64-86} , similares a los microlitos de tmt, con Usp_{67-86} (**Figura 32**).

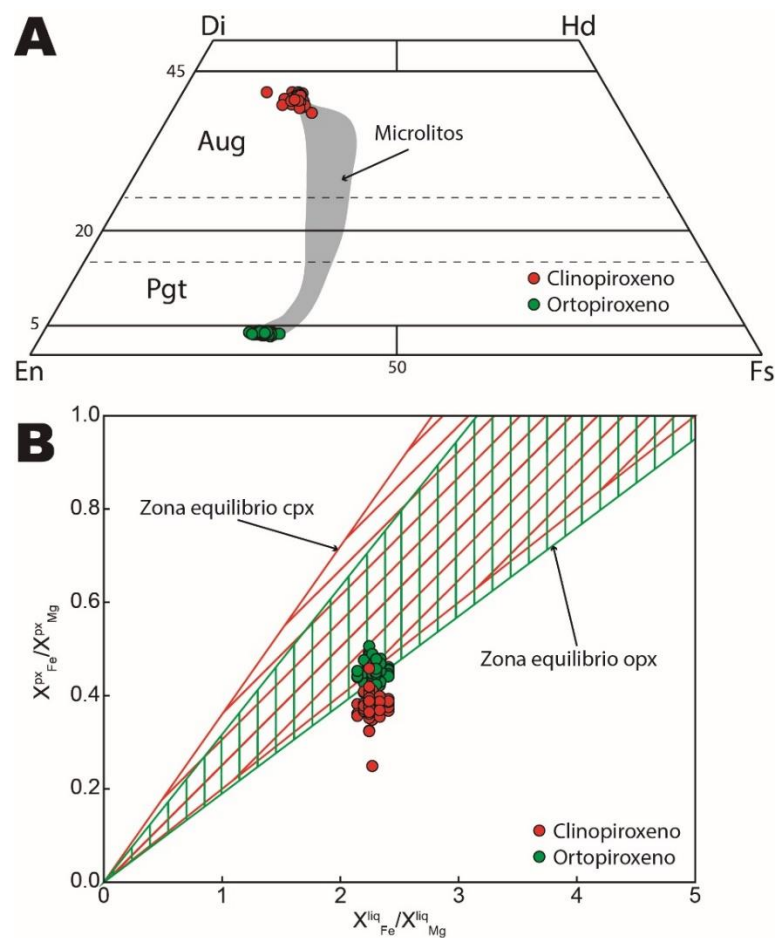


Figura 31. (A) Datos composicionales de microsonda de los piroxenos de las traquitas del QVC. El área gris indica el rango composicional de los microlitos. (B) Test de equilibrio entre piroxenos y roca total para las traquitas del QVC.

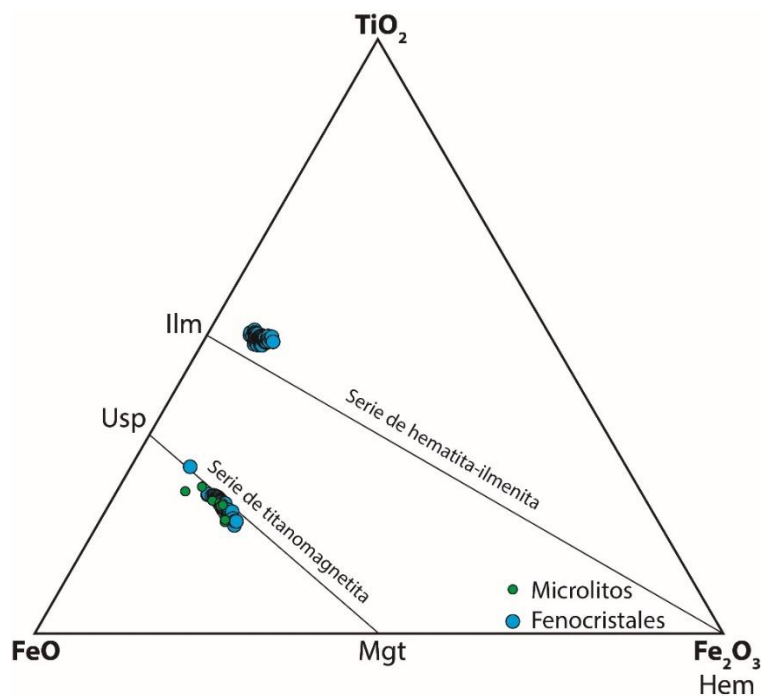


Figura 32. Datos de microsonda de la composición de óxidos de Fe-Ti de las traquitas del QVC.

Según sus texturas y composiciones, los fenocristales de plg fueron clasificadas en 3 grupos. El Grupo 1 consiste en los fenocristales de plg que muestran una zonación oscilatoria entre An₄₀₋₅₀, los que pueden alcanzar hasta 3.4 mm. Estas plg's se presentan tanto como fenocristales aislados como formando parte de los cúmulos cristalinos (**Figura 33**). Los fenocristales de plg del Grupo 2 alcanzan tamaños similares al Grupo 1, pero no se encuentran formando cúmulos cristales en conjunto con cristales de px. Su principal característica es que presentan un núcleo más rico en Ca (An₇₀₋₈₅) el que cambia abrupta o gradualmente a un borde de zonación oscilatoria con el mismo rango composicional al Grupo 1 (An₄₀₋₅₀) (**Figura 34** y **Figura 35**). Estos cristales de plg usualmente presentan un núcleo de composición An₄₀₋₅₅ evidencias de fuerte reabsorción, el cual queda rodeado por el núcleo rico en Ca previamente descrito (**Figura 35**). El Grupo 3 corresponde a cristales de plg de menor tamaño (<1 mm), que comúnmente están adheridos a los bordes de cristales más grandes, o se encuentran de forma aislada. Este grupo tienen una composición homogénea entre An₄₀₋₄₅.

2.3 Termometría y oxibarometría

Se utilizó el termómetro de 2 piroxenos de Putirka (2008) para calcular la temperatura de los pares cpx-opx de las traquitas holocenas del QVC. Primero se eligieron los pares que cumplían con el test de equilibrio de cpx-opx del mismo autor. 40 pares mostraron estar en equilibrio (**Figura 36A**). Los pares pertenecientes a cúmulos cristalinos entregan temperaturas de 920-961 ±56 °C, mientras que los pares no pertenecientes a cúmulos entregaron temperaturas de 896-931 ±56 °C (**Figura 36C**). La incertidumbre en la presión con este método (±3.7 kbar) es muy alta y se acentúa con la incertidumbre de la temperatura (±56 °C) por lo que en los cálculos realizados se utilizó una presión de 0.8 kbar, donde la variación de la temperatura con la presión es de ~3 °C por cada 1 kbar.

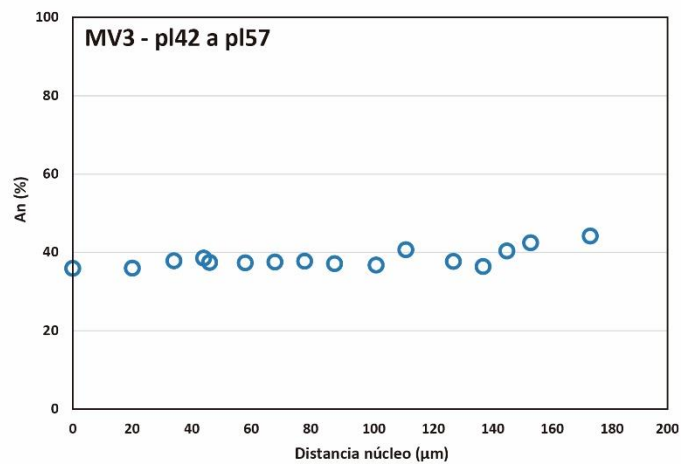
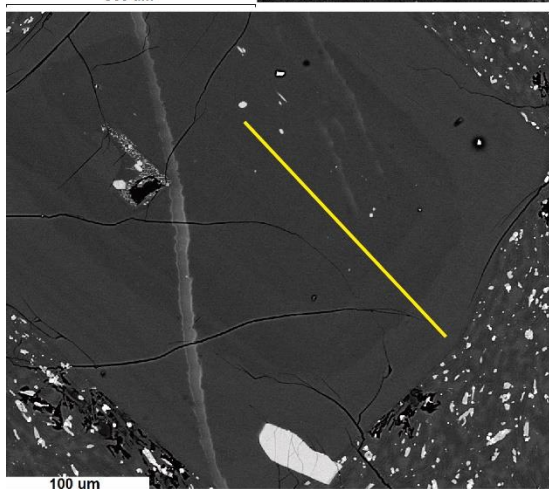
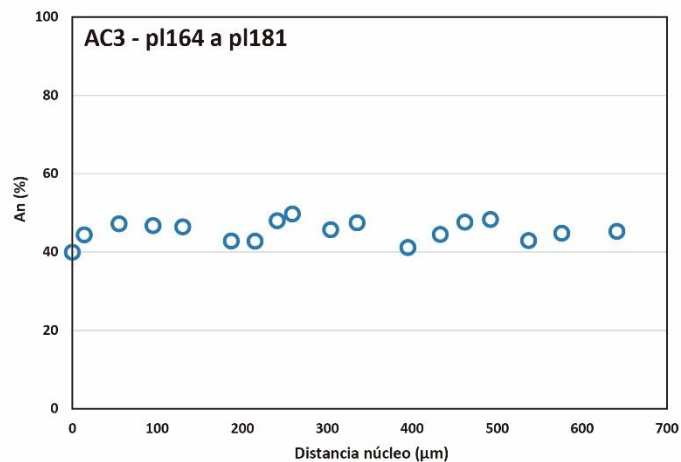
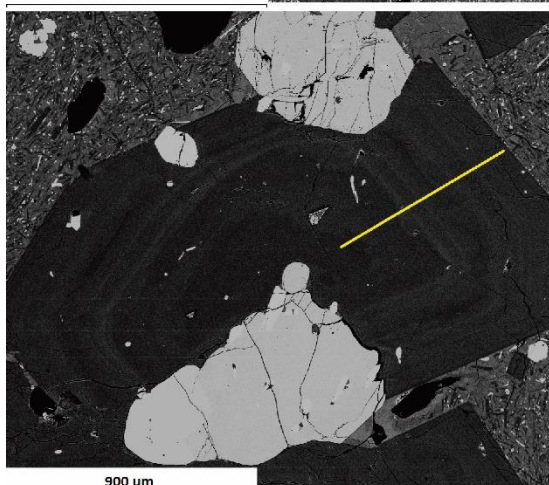
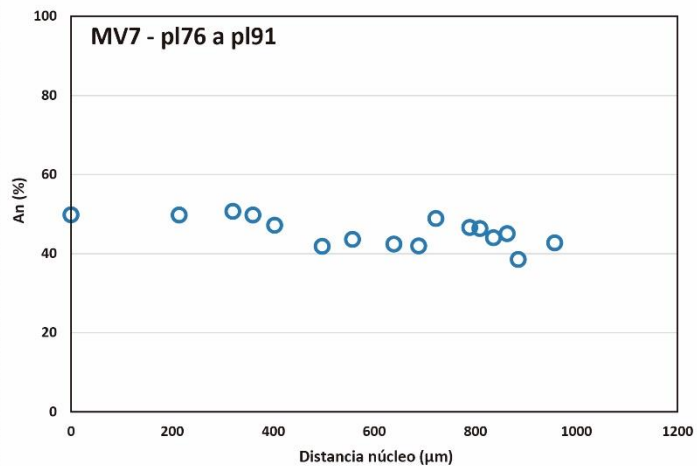
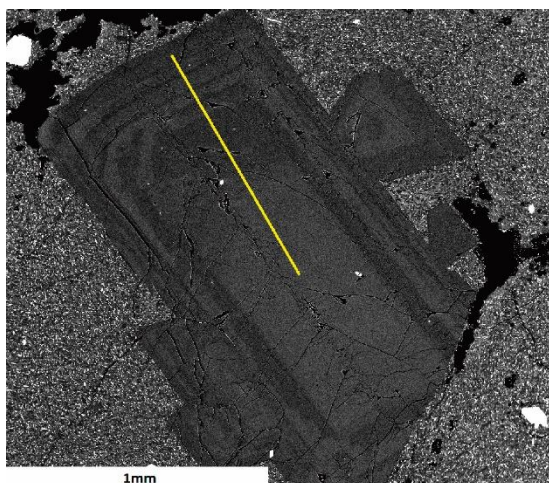


Figura 33. Imágenes BSE (izquierda) y perfiles de composición de anortita (derecha) de fenocristales de plagioclasa del Grupos 1. Los círculos en el perfil indican los datos de microsonda y la línea amarilla marca la ubicación del perfil en el cristal. Los datos de microsonda indicados en el perfil se encuentran en el **Anexo**.

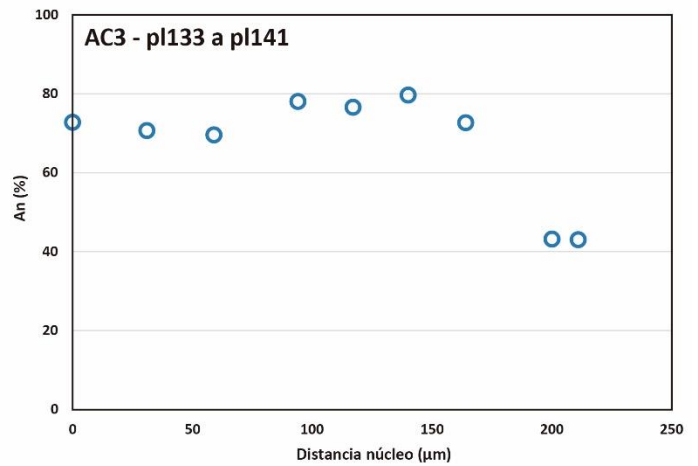
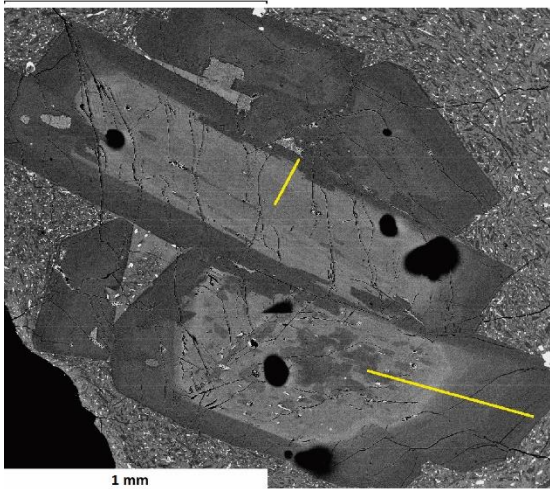
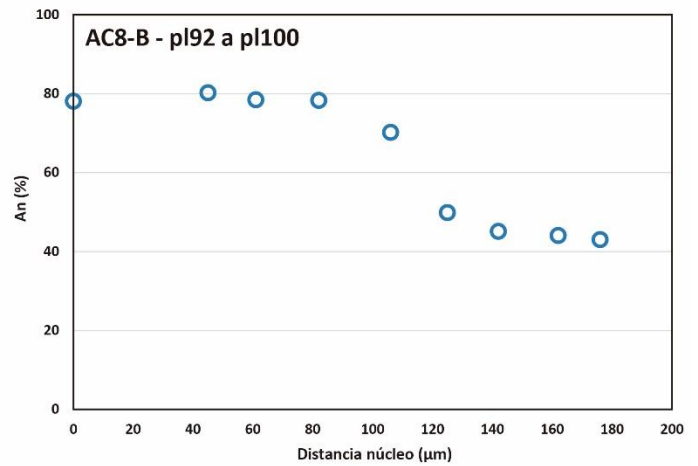
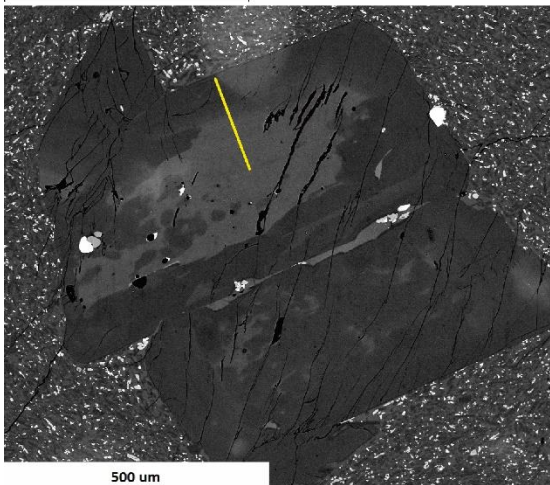
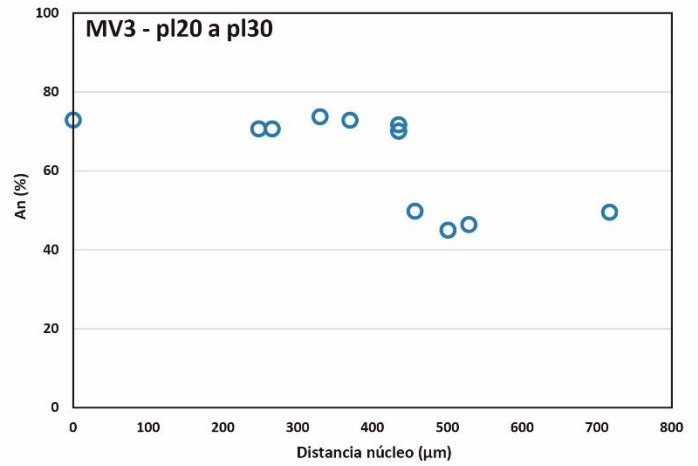
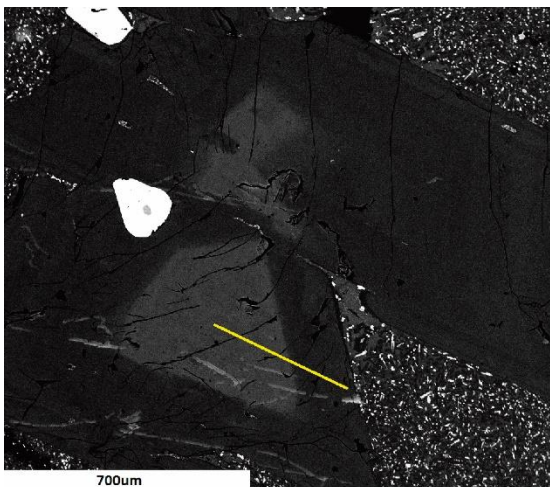


Figura 34. Imágenes BSE (izquierda) y perfiles de composición de anortita (derecha) de fenocristales de plagioclasa del Grupos 2 que no poseen un núcleo reabsorbido pobre en anortita. Los círculos en el perfil indican los datos de microsonda y la línea amarilla marca la ubicación del perfil en el cristal. Los datos de microsonda indicados en el perfil se encuentran en el **Anexo**.

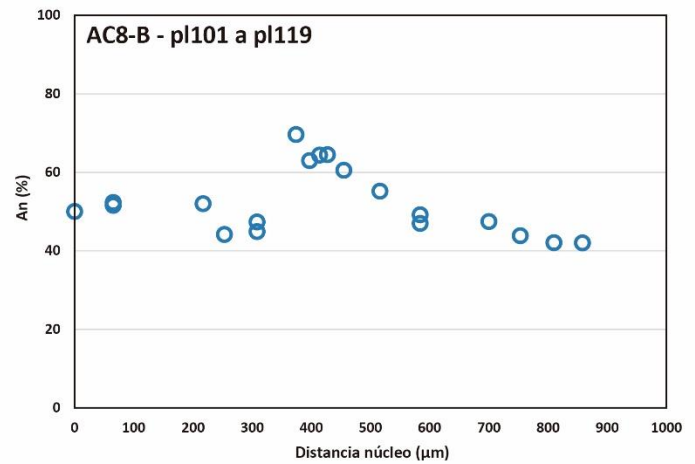
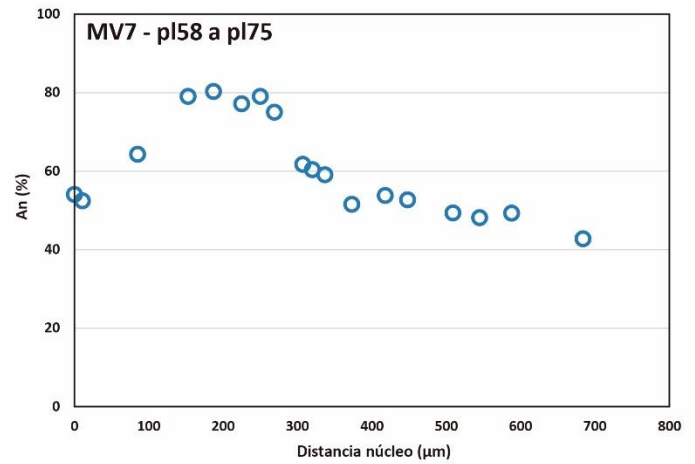
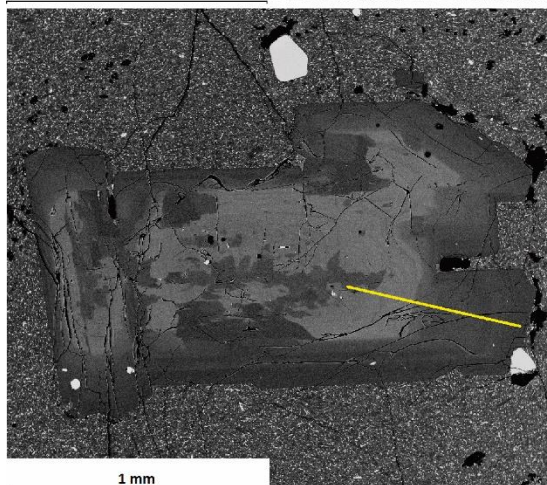
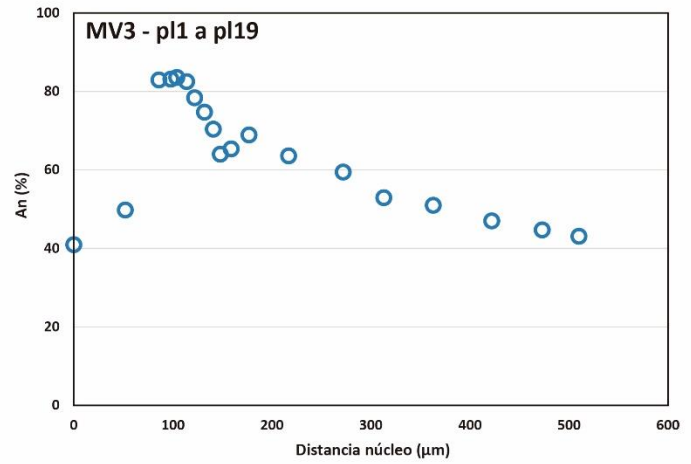
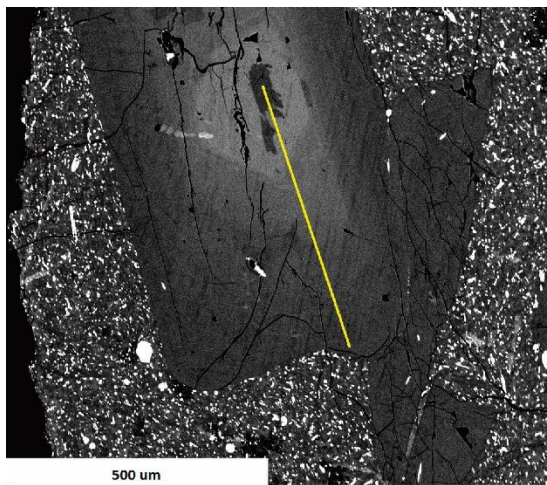


Figura 35. Imágenes BSE (izquierda) y perfiles de composición de anortita (derecha) de fenocristales de plagioclasa del Grupos 2 que poseen un núcleo reabsorbido pobre en anortita. Los círculos en el perfil indican los datos de microsonda y la línea amarilla marca la ubicación del perfil en el cristal. Los datos de microsonda indicados en el perfil se encuentran en el **Anexo**.

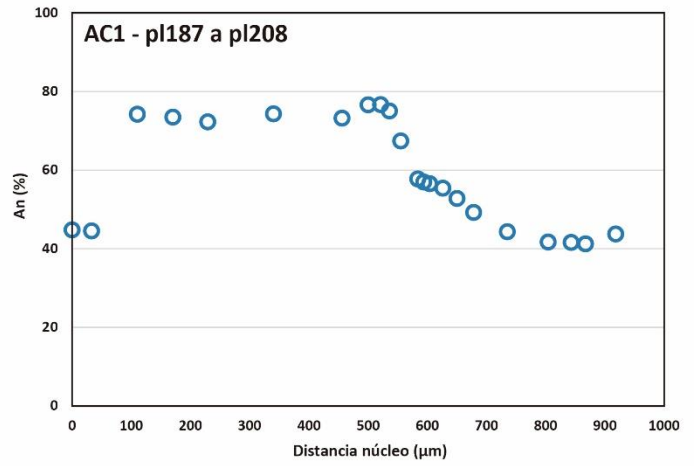
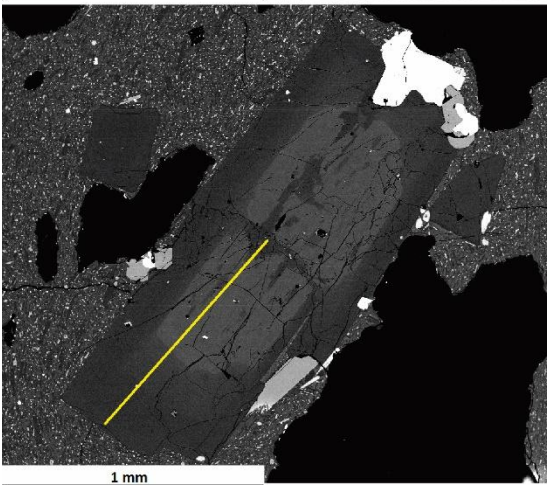
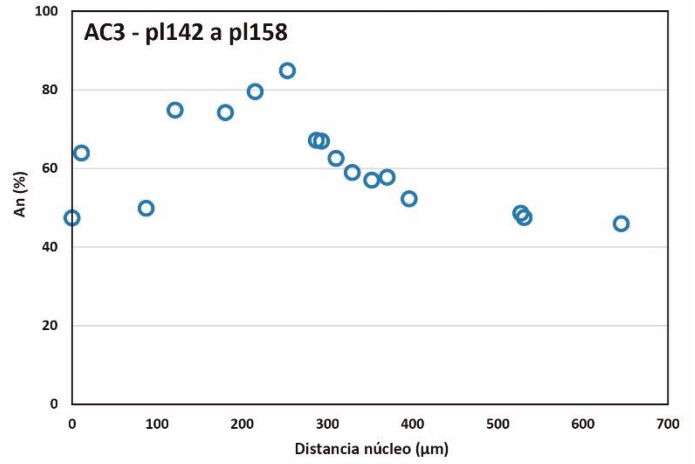
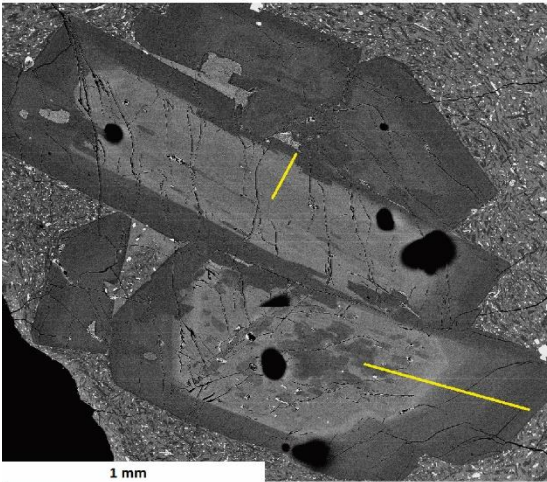
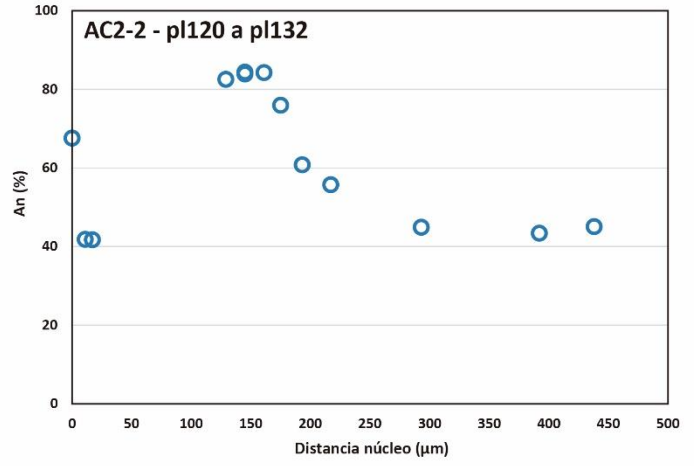
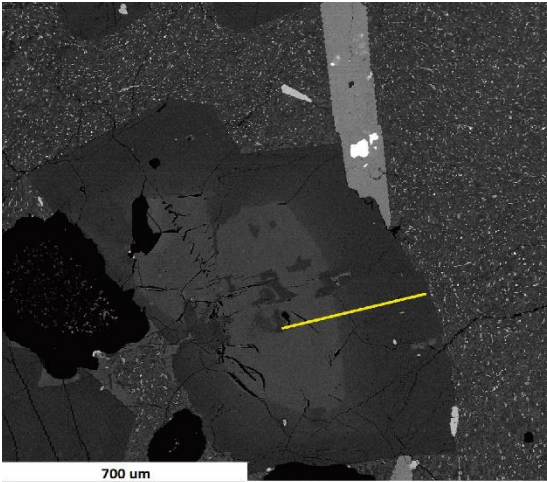


Figura 35. (Continuación).

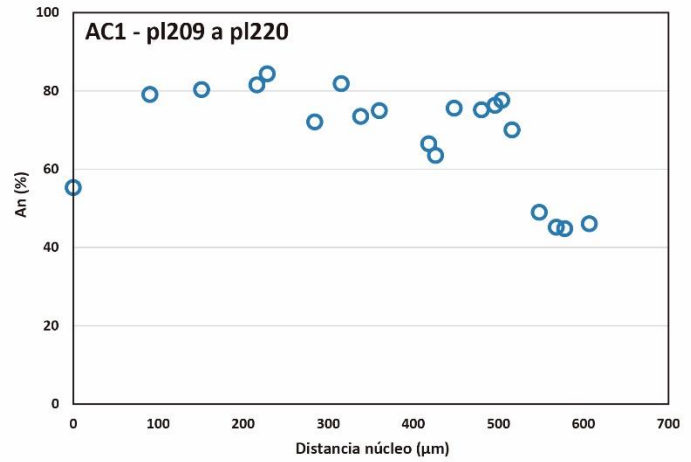
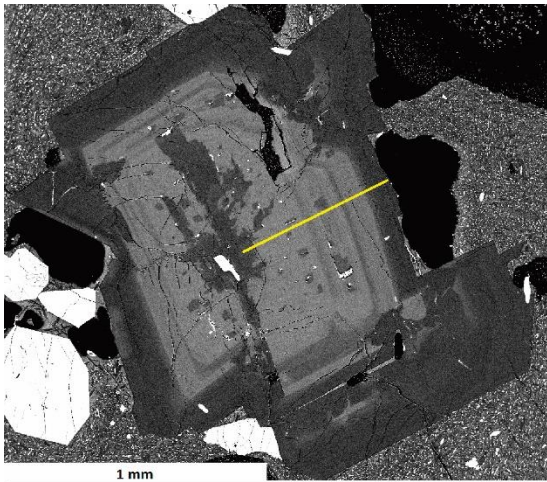


Figura 35. (Continuación).

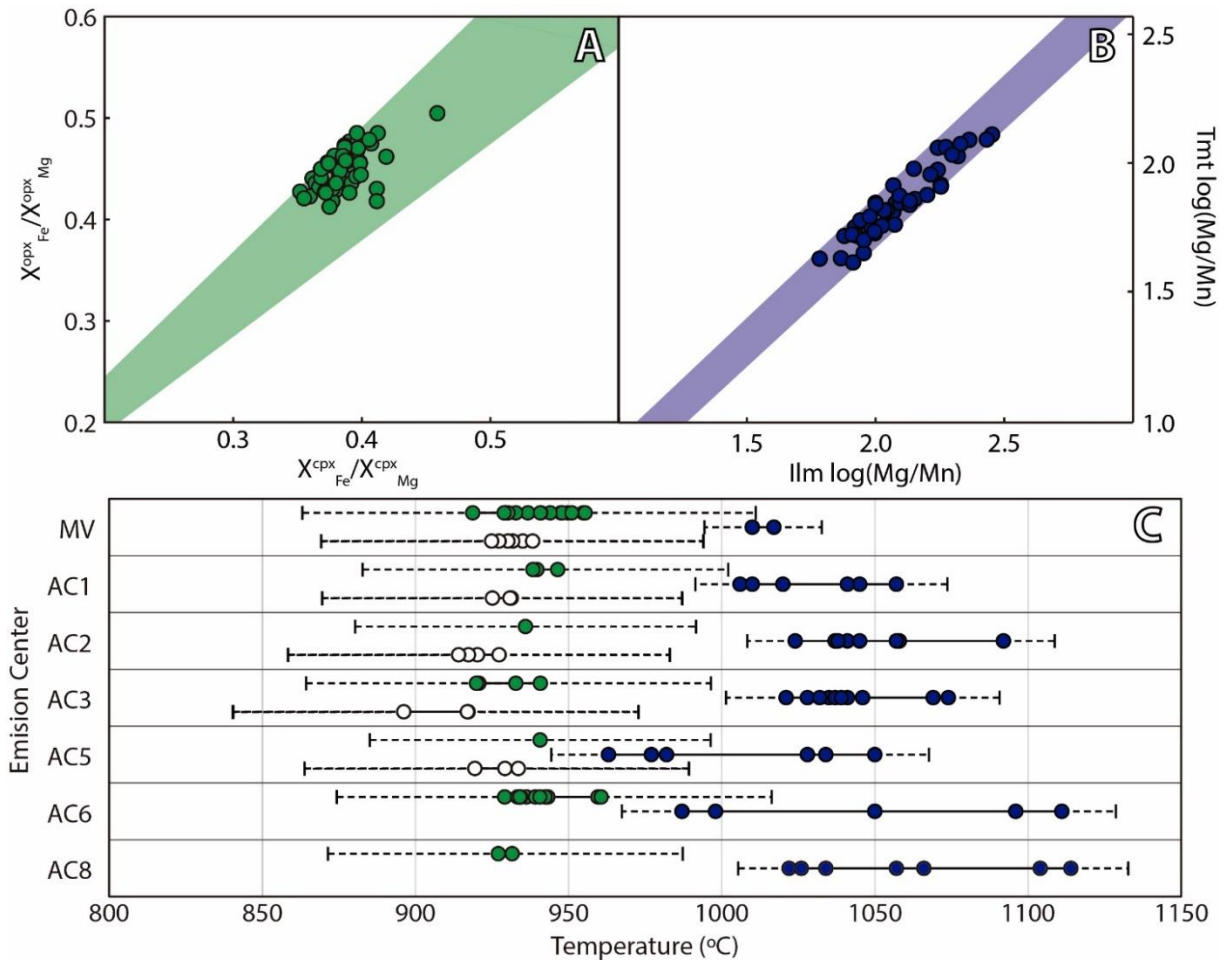


Figura 36. (A) Test de equilibrio cpx-opx (Putirka, 2008). (B) Test de equilibrio tmt-ilm (Bacon & Hirschmann, 1988). (C) Temperaturas obtenidas con termometría de dos piroxenos (Putirka, 2008) y óxidos de Fe-Ti (Ghiorso & Evans, 2008) para cada muestra de lava analizada en EMPA. Círculos verdes = pares de px en cúmulos cristalinos. Círculos blancos = pares de px aislados. Círculos azules = pares de óxidos de Fe-Ti. Las líneas sólidas abarcan las temperaturas entre máximo y mínimo, mientras que las líneas segmentadas indican el máximo y mínimo error.

Por otro lado, se utilizó el termómetro y oxibárometro de tmt-ilm de Ghiorso y Evans (2008) para calcular las temperaturas y el estado de oxidación del equilibrio de los pares tmt-ilm de las traquitas del QVC. Se utilizó el test de equilibrio de Mg-Mn de Bacon y Hirschmann (1988) con el que se identificaron 44 pares tmt-ilm en equilibrio (**Figura 36B**). Los resultados abarcan un rango bastante amplio de temperatura, desde 963 hasta 1114 °C, con errores entre 15 y 22 °C (**Figura 36C**). Sin embargo la mayor parte de los resultados son mayores que 1000 °C. Los valores calculados de fO_2 van entre -0.11 a $0.56 \pm 0.25 \Delta NNO$ (valores para NNO de O'Neill and Pownceby, 1993). No se observó relación entre las temperaturas y las características texturales de los pares de óxidos de Fe-Ti (ya sea por su tamaño o si se encuentran o no asociados a cúmulos cristalinos).

CAPÍTULO 3

TRACHYTIC LAVAS OF THE QUETRUPILLÁN VOLCANIC COMPLEX, CHILE (39°30'S): EXAMPLES OF REJUVENATION OF A CRYSTALLINE MUSH RESERVOIR

Brahm, R.^{1*}, Parada, M.A.¹, Morgado, E.¹, Contreras, C.¹

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile/ Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA)

* Corresponding author at: Centro de Excelencia de Geotermia de los Andes (CEGA), Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago 8370450, Chile.

E-mail addresses: rbrahm@ing.uchile.cl (R. Brahm), maparada@cec.uchile.cl (M. Parada), emorgado@ing.uchile.cl (E. Morgado), clcontre@ing.uchile.cl (C. Contreras)

Abstract

The Quetrupillán Volcanic Complex is a stratovolcano placed in the center of a NW volcanic chain, between the Villarrica and Lanín Volcanoes, in the South Volcanic Zone of the Andes. Its youngest effusive products are dominated by crystal-poor (6-14 vol% phenocrysts), crystal clot-bearing trachytes (64.6-66.2 wt% SiO₂), while more primitive products has been found in older units of this stratovolcano. Geochemical trends from W to E in the volcanic chain shows an increase in incompatible elements and LREE/HREE ratios, and a decrease in ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd isotopic ratio, which have been explained by gradual W-E change in the slab-derived fluids or in the contamination of magma by lithospheric mantle. Huililco small eruptive center is the closest volcano to Quetrupillán, with geochemical similarities with trachytes that suggests its common primitive source. Rhyolite-MELTS and trace elements models indicates that the trachytes generation was mainly due to ~60 wt% fractional crystallization at shallow depths (<1 kbar), near the NNO and QFM oxygen buffers. H₂O saturation was reached in the final stages of the trachyte evolution with pre-eruptive temperatures of 901-966°C (±56°C), calculated with two-pyroxene thermometry.

From its textures, the trachytes are interpreted as the interstitial melt within a mush zone that was extracted and accumulated before eruption. A localized interaction of the crystal mush with a hotter magma recharge is interpreted from the complex zonation of a plagioclase phenocryst group, with evidence of resorption and regrowth of a Ca-richer plagioclase, followed by an abrupt return to the previous conditions. Entrapment of the new magma in the mush zone, followed by localized melting and recrystallization of the mush, culminated in the migration of the hybridized magma to the melt accumulation zone. This migration could have happened through diking by brittle rupture of the mush zone or through convection and ductile remobilization of the crystal network. Cryptic heating just before eruption was recorded by the fast re-equilibration of Fe-Ti oxides, with calculated temperatures of 963 to 1114°C (± 22).

3.1 Introduction

Generation of intermediate (andesite to dacite) volcanic products have been explained mostly through crystal fractionation (Garrison et al., 2012; Pichavant et al., 2002; Rodríguez et al., 2007) or mixing processes between mafic and silicic magmas (Reuby and Blundy, 2009; Millet et al., 2014; Kent et al., 2010). Wide evidence of the latter are commonly found as mafic quenched enclaves (Chiaradia et al., 2009) and strong zonation and disequilibrium textures in phenocrysts (Millet et al., 2014). Both processes (crystal fractionation and mixing) could be (and usually are) involved, with different magnitude, in the generation of the same magma.

In many cases the emplacement of a new magma batch occurs in a highly crystalline magmatic chamber (crystal mush), which could inhibit or difficult the mixing between magmas or, on the other hand, could produce mixing by remobilization and convection of the highly crystalline magma.

This crystal-rich mushy zones are currently one of the most accepted models of magma storage, where liquid phase is kept as interstitial melt within a dense crystal network or mush zone (Bachmann et al., 2007; Cashman and Spark, 2013). In this semi-rigid state there is no convection in the chamber and melt extraction processes allows the migration and accumulation of crystal-poor eruptible melt above this mush zone (Bachmann and Bergantz, 2004; Hildreth, 2004), generating eruptions of differentiated, crystal-poor volcanic products, often with glomeroporphyric textures. This crystal mushes can develop during millions of years, due incremental emplacement of different magma batches. The interaction between the crystal mush and this new batches could be recorded in the zonation and disequilibrium textures of phenocrysts.

If the intrusion rate is high enough, an important section of the crystal network could be remobilized, producing self-mixing ('mixing bowl'; Bergantz et al., 2015; Passmore et al., 2012). This kind of interaction would generate wide disequilibrium features and could even generate eruption of the crystal mush zone, producing crystal-rich volcanic products (Huber et al., 2011). Other authors discuss that the same crystal mush could act as a rheological barrier (Kent et al., 2010), forcing the new batches to stall at the bottom of the chamber, producing localized interaction between the two magmas, which would limit mixing between the magmas and would obscure the evidence of recharge in the volcanic products. Transport of recharge magma through the mush zone has also been proposed to happen through diking (Wright et al., 2011), where the crystal mush zone behaves as a brittle material, with no remobilization and less interaction between the two magmas

In this paper we analyze the youngest silicic lava flows of the Quetrupillán Volcanic Complex (QVC) and we first study their relation with the volcanic products of the nearby Villarrica, Lanín and Huililco volcanoes. The intensive parameters of the QVC products are obtained through thermobarometry methods and crystal fractionation models. Presence of a crystal mush and

interactions with hotter, mafic magma is interpreted from the textures and mineral zonations presented in the lava samples.

3.2 Geological Setting

The QVC is part of the South Volcanic Zone of the Andes (39°30'S). It is located in a wide volcanic field constituted by the Villarrica-Quetripillán-Lanín (V-Q-L) WNW chain of stratovolcanoes and a series of small eruptive centers, mainly concentrated to the north of the V-Q-L chain (Figure 3.1a).

The Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ) is the main structure that domains the tectonic activity produced by the subduction of the Nazca plate over the South American plate between 38° and 47°S (Cembrano et al., 1996; Cembrano and Lara, 2009). The LOFZ is an intra-arc dextral transpressive fault system, which accommodates deformation through the NNE master fault and through subsidiary ENE transtensive dextral faults (Cembrano and Lara, 2009). There are also WNW structures, severely disoriented from the present stress field, which are interpreted as pre-andean, sinistral transpressive, reactivated structures (López-Escobar, 1995; Sanchez et al., 2013). The Mocha-Villarrica fault zone, under the V-Q-L volcanic chain, is one of this disoriented structures (Hackney et al., 2006).

The basement of the study area (Lara and Moreno, 2004; Moreno and Lara, 2008) is constituted by intrusive rocks of the Patagonian Batholite, of Cretaceous and Miocene ages, and mainly made of diorites to granites, with subordinated tonalites. There are also stratified volcanoclastic units from Paleocene to Pliocene ages. The products from older volcanoes of the modern volcanic arc constitute the younger units of the basement.

The study area was affected by glaciation during Pleistocene times (Porter, 1981; Clapperton, 1994; McCulloch et al., 2000). Around this area the Llanquihue glaciation reached its maximum extension at ca. 20,000 yr ago and a readvance event ca. 15,000 yr ago that culminated ca. 13,000 yr ago. This glaciation produced different degrees of erosion in the area, allows to chronologically classify volcanic products into pre-, intra-, late- and post-glacial.

Also, stages of pressure drop during deglaciations have been commonly associated with stages of high eruptive activity (Lohmar et al., 2012; Huybers and Langmuir, 2009). Particularly, explosive eruptions of the Curacautín Ignimbrite of 13.8-13.85 ky BP (Llaima Volcano; Moreno and Clavero, 2006), and Licán Ignimbrite of ca. 13.9 yr BP (Lohmar et al., 2007) can be associated to times of pressure drop due deglaciation.

The QVC is built above an 8 km-diameter collapse caldera and its summit (2360 m.a.s.l.) was truncated by a later explosive event during pre- to intra-glacial stages. The last eruption of the QVC was registered on July 06, 1872 (Petit-Breuilh, 1994). There is no extensive studies about the QVC history, but preliminary studies of Pavez (1997) defined four units dominated by bimodal products of mainly andesitic and dacitic compositions. The youngest unit is constituted by postglacial materials composed of pyroclastic deposits and blocky trachytic lava flows, most of them from the eleven adventive centers (AC's) that surround the southern flank of the main edifice (Figure 3.1b) and a voluminous lava flow erupted from the main vent (MV) and emplaced over the north flank of the main volcanic edifice. Previous geochemical analysis (Hickey-Vargas et al., 1989) shows that the more evolved compositions concentrate in the later stages of the volcano evolution.

Villarrica Volcano (2828 m.a.s.l.) is one of the most active volcanoes of the South Volcanic Zone of the Andes, with eight mafic historic eruptions since 1787, culminating in the 2015 eruption. Quaternary highly explosive eruptions has been identified, that produced the Licán (~13 ky; Clavero and Moreno, 1994; Lohmar et al., 2007) and Pucón (~3.5 ky; Clavero and Moreno, 1994)

mafic ignimbrites, with the formation of two nested calderas. Nowadays, the crater of the volcano shows a lava lake with constant degassing.

Lanín Volcano (3747 m.a.s.l.; Lara, 2004) is the easternmost stratovolcano of the V-Q-L chain. It has products of Middle Pleistocene to late Holocene ages. It has been cataloged as an active volcano, even though it has no historic eruptions. Its volcanic products show a wide range of compositions in every stage of its evolution, from basalts to trachytes.

Huililco Volcano is located ca. 12 km NE of the QVC main vent. It is composed of a scoria cones with two vents and 'aa' lava flows. Three lobes are emplaced to the W, and one to the E. These lava flows are emplaced over preglacial volcanic products of the QVC and older volcanoes.

3.3 Sampling and Analytical Methods

Twelve samples were collected from blocky lava flows or bombs of eight Holocene adventive centers (AC's) of QVC on the south flank of the main volcanic edifice, eight samples were collected from the Holocene blocky lava flow emitted from the main vent (MV) on the north flank of the volcano and six samples were collected from the Huililco Volcano 'aa' lava flows (Figure 3.1b). Additionally, PG1 sample was collected from an "aa" lava flow, on the east wall of La Rinconada Valley, where the MV lava flow was deposited. This lava was affected by the strong glacial erosion (Llanquihue glaciation) and it forms part of the basement of the Huililco lava flows, so is interpreted as an older, preglacial unit of the QVC. All collected samples were geochemically analyzed, six of the Holocene QVC trachyte samples were also analyzed for isotopic composition and eight trachyte samples were selected for SEM and EPMA analyses. Whole rock compositions were measured with XRF (for major elements) and ICP-MS (for trace elements) at ACT-Labs (Canada) using BIR-1a, DNC-1, W-2a standards. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotope ratios were

obtained with Triton Multi-collector Mass-spectrometer at ACT-Labs using NBS 987 and JNd-1 standards. Mineralogical analysis were performed with Scanning Electron Microscopy (FEI Quanta 250) at the University of Chile and Electron Microprobe (JEOL JXA-8230) at LAMARX – National University of Córdoba. The mineral composition were obtained with an accelerating potential of 15 kV and electron beam current of 20 nA, except for plagioclase (10 nA). Counting times were 10 seconds for peak and 5 seconds at each background position for major and minor elements.

3.4 Petrography

All Holocene samples of the QVC (AC's and MV blocky lava flows) show similar petrographic characteristics. They are well-preserved, crystal-poor glomeroporphyritic lavas with a glass-rich groundmass (Figure 3.2a y b). AC's samples have ~6-9 vol% phenocrysts, while the MV samples show slightly higher phenocryst contents (~11-14 vol%). Between 53-82 vol% of these phenocrysts are forming crystal clots in each sample. The phenocryst phases are plagioclase (plg; ~69-80 vol% of phenocrysts), clino- and orthopyroxene (cpx and opx; ~10-21 vol%), titanomagnetite and ilmenite (tmt and ilm; ~5-13 vol%) and apatite (ap; <5 vol%). Also, rounded pyrrhotite inclusions (<<1 vol%) are common in plg, px and the Fe-Ti oxide phenocrysts. All these phases can be found as isolated phenocrysts or forming crystal clots (Figure 3.2 y 3.3). The groundmass is hyalopilitic, with plg, px and tmt microlites (in order of abundance), and 50-70 vol% of glass. Most of the samples are vesiculated (0-50 vol% vesicles). In general, phenocryst phases and crystal clots are well preserved, with a few exceptions of resorption features in some phenocrysts and one crystal clot which shows a pervasive resorption textures (Figure 3.2c y d).

Plg crystals can reach to 3.4 mm long, and the bigger crystals are usually (but not exclusively) associated with crystal clots. Pyroxene phenocrysts are between >0.1 and 2.9 mm in size, with the bigger crystals commonly made of cpx. Cpx-opx proportions could not be measured by point counting method, but from SEM analyses can be distinguished that cpx is more abundant. Fe-Ti oxides are smaller (<0.7 mm in size). As, with the pyroxenes, tmt-ilm proportions could not be measured with point counting method, but from SEM analyses is evident that ilm is scarce and tmt is the dominant Fe-Ti oxide phase.

PG1 preglacial sample of the QVC is a nearly aphyric basaltic andesite with scarce (<1 vol%) olivine (ol), cpx and plg phenocrysts. Huililco lavas are porphyritic (~24 vol% phenocrysts) with phenocrysts of plg (~16 vol%), ol (~6 vol%) and cpx (~2 vol%), within an intergranular groundmass composed of the same minerals plus cr-spinel, which is also found as inclusions in ol phenocrysts. Pyroxene phenocrysts are found in crystal clots with plg. Some plg crystals have strong disequilibrium features like sieve and patchy zones.

3.5 Geochemical and isotopic data

The QVC Holocene lavas are trachytes (63.38-65.73 wt% SiO₂), the preglacial QVC lava sample (PG1) is a basaltic andesite, (55.65 wt% SiO₂) and the Huililco samples are basalts to basaltic andesites (51.29-52.51 wt% SiO₂), all of them with subalkaline affinities (Table 3.1; Figure 3.4). For the major and trace element diagrams, Huililco and QVC whole rock compositions are compared with Villarrica and Lanín data from the literature (Hickey-Vargas et al., 1989; Lara, 1997; Lohmar, 2008; Morgado et al., 2015). Existing composition data of QVC and Huililco products from Hickey-Vargas et al., 1989 are also plotted. All samples are clustered into three groups according their SiO₂ content, separated by two compositional gaps (Figure 3.4 and 3.5).

The low-SiO₂ group is composed by Villarrica and Lanín most primitive products plus the Huililco samples. The mid-SiO₂ group is formed by the intermediate Lanín samples, the intermediate Villarrica samples from the Pucón and Licán ignimbrites, with the preglacial samples of QVC. The high-SiO₂ group is constituted of the trachytes and trachy-andesites of Lanín volcano and the Holocene QVC trachytes.

The compatible elements Ca and Mg show a decreasing trend with SiO₂ content, and they also tend to decrease from W to E (except for the overlapping MgO content of Huililco and primitive Villarrica products), while the incompatible elements Na and K increase with SiO₂ and from W to E (Figure 3.5). The Al₂O₃ concentration also decrease with SiO₂ content, but there is more overlapping between volcanic centers. Also, Al₂O₃ and Fe₂O₃(t) contents are very dispersed within the QVC basaltic andesites, where higher values of Al₂O₃ are accompanied with lower values of Fe₂O₃(t). A steep decreasing trend can be distinguish within the QVC trachytes, and sub-horizontal trends are seen in CaO, MgO and Na₂O concentrations for the same samples. Fe, Ti and P show their higher concentrations in the mid-SiO₂ group, with overlapping values for the different volcanoes, except for the depleted P concentrations of the Villarrica products.

QVC, Huililco and Lanín products have similar La_N/Yb_N values (5.04 to 6.72), with slightly lower values for the preglacial QVC basaltic andesites (3.87 to 4.57), while Villarrica products show values of 1.94 to 2.87 (Figure 3.6b).

All samples present the typical Nb-Ta negative anomaly (Figure 3.6a) of calcoalkaline magmas in a subduction setting. Villarrica samples are depleted in all trace elements, especially in the more incompatible elements, while Huililco and QVC trace elements concentrations are similar to Lanín samples (Figure 3.6a and b). Trachytes from QVC and Lanín have almost the same pattern, except for the slightly positive Zr anomaly in QVC, contrasting with the slightly negative Zr anomaly in Lanín. Strong Sr, P and Ti negative anomalies appear in the trachytes, which are not present in the

less silicic groups. This anomalies can be associated to fractionation of phases that are present in the QVC trachytes (plg, ap and Fe-Ti oxides). Sr negative anomaly increase with SiO₂ content is in agreement of the decrease of Eu/Eu* values, which are also associated with plagioclase fractionation.

Available Sr and Nd isotopic ratio data of volcanic systems close to the QVC (Villarrica and Lanín volcanoes and minor eruptive centers; Hickey-Vargas et al., 1989; Morgado et al., 2015) and 6 new data for the QVC trachytes (Table 3.1) are plotted on Figure 3.7. Even though these volcanoes are distributed in a small area (~1200 km²), there is an important dispersion of the isotopic ratios. The QVC has a narrow range in the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios (0.7039856±3-0.704021±4), while the ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios are more widely dispersed (0.512789±19-0.512854±10). The volcanic centers can be divided in three groups from their Sr-Nd isotopic ratios. Low-Sr group is constituted of QVC, Lanín, Huililco and other 5 small eruptive centers (Huelemolle, Pichares, Redondo, Cordillera Cañi and Relicura). Villarrica, with the small eruptive centers of San Jorge and Cañi make the high-Sr group. Finally, Cerro Redondo, Caburgua and La Barda small eruptive centers constitute the low-Nd group.

3.6 Mineral Chemistry

Only the mineral chemistry of QVC trachyte samples was analyzed with EMPA. Representative compositions of the mineral phases are shown in Table 3.2. Pyroxene phenocrysts, mostly forming crystal clots, are augites with narrow compositional range of En₄₂₋₄₇Fs₁₂₋₁₉Wo₃₈₋₄₂ and enstatites of En₆₄₋₆₈Fs₂₈₋₃₂Wo₀₃₋₀₄, while the microlites have a wider compositional range of En₃₈₋₆₇Fs₁₈₋₃₅Wo₀₃₋₄₀ (Figure 3.8a), Cpx phenocrysts are in chemical disequilibrium with the melt composition (assuming equivalent to the whole-rock composition of nearly aphyric trachytes) following the

cpx-melt equilibrium test of Putirka (2008) (Figure 3.8b). On the contrary, opx phenocrysts are mostly in chemical equilibrium with the whole rock composition (Figure 3.8b) and even though they appear to be in equilibrium with clinopyroxene crystals as it is indicated by the cpx-opx equilibrium test of Putirka (2008) (Figure 3.10a).

Tmt have a wide compositional range of Usp_{64-86} , similar to the microlites (Usp_{67-86}), but ilm phenocryst compositions have a narrow range (Ilm_{90-94}). Both Fe-Ti oxide phenocrysts are found in crystal clots, but mostly as isolated microphenocrysts or as microphenocrysts pairs.

Three groups of plg phenocrysts were defined. Group 1 plg phenocrysts (Figure 3.9a and b) reach up to 3.4 mm long and show oscillatory zoning between An_{40-50} . They appear as isolated crystals or as part of crystal clots that include px crystals. Group 2 plg phenocrysts (Figure 3.9c to f) can reach the same size as Group 1 crystals, but they are not found in association with px-bearing crystal clots. They exhibit a core composition of An_{70-85} that gradually or abruptly change to an oscillatory zoned rims of An_{40-50} . Most Group 2 plg phenocrysts have a Ca-poor core of An_{40-55} (Figure 3.9d to f), similar to the Group 1 plg compositions. These cores are surrounded by the An_{70-85} zones. Group 3 plg phenocrysts are smaller (< 1 mm), commonly adhered to bigger crystals (Figure 3.9a and d) or forming isolated crystals and they have a homogeneous composition (An_{40-45}).

3.7 Thermobarometry

The two-pyroxene geothermometer of Putirka (2008) was used for the QVC trachyte augite-enstatite pairs. Temperatures were calculated from 40 pyroxene pairs that passed the two-pyroxene test for equilibrium of Putirka (2008) (Figure 3.10a). The uncertainties in pressure are high for this method (± 3.7 kbar), and they get higher taking in account the temperature uncertainties (± 56 °C),

so pressure is not constraint. The temperature calculations were done assuming 0.8 kbar and the temperature variation with pressure is about 3 °C every 1 kbar. Pyroxene pairs from crystal clots gives temperatures between 920 and $961 \pm 56^\circ\text{C}$ (Figure 3.10c), while for isolated pyroxene phenocryst pairs, the temperature results are 896 to $931 \pm 56^\circ\text{C}$.

On the other hand, 44 pairs of ilm-tmt occurring as isolated crystal pairs or forming part of crystal clots that passed the equilibrium test of Bacon and Hirschmann (1988) (Figure 3.10b) were used to calculate T and $f\text{O}_2$ values with the thermometer and oxybarometer of Ghiorso and Evans (2008). The results cover a wide range of temperatures, from 963 to 1114°C (Figure 3.10c), with uncertainties between 15 and 22°C , however, most temperatures are higher than 1000°C . The calculated $f\text{O}_2$ values vary between -0.11 and $0.56 \pm 0.25 \Delta\text{NNO}$ (NNO values after O'Neill and Pownceby, 1993). The temperature differences of the Fe-Ti oxide pairs is not correlated to the size of the grains or if they are or not associated with crystal clots.

3.8 Discussion

3.8.1 Magmatic relationship within the Villarrica-Quetrupillán-Lanín volcanic chain

The whole rock geochemistry of the products of the three stratovolcanoes shows a clear gradual change from W to E, reflected mainly in the trace elements abundance and some major elements. Villarrica volcano shows the lowest abundances of incompatible elements and lower LaN/YbN (LREE/HREE) ratios, while QVC, Lanín and Huililco volcanoes have similar values (for each SiO_2 group) with higher concentrations in Lanín samples, with the exception of the high- SiO_2 group,

where most compatible and incompatible element concentrations of QVC and Lanín trachytes are overlapping.

The gradual change in the concentration of elements for Villarrica and Lanín volcanoes, and their difference in isotopic ratios were previously described by Hickey-Vargas et al. (1989) and two possible explanations are discussed. The first one proposes a W to E decrease because of decreasing influx of slab-derived hydrous fluids due to the progressive dehydration of the subducted oceanic plate. This would result in the lower LREE/HREE and incompatible elements abundances at the Villarrica Volcano. The second explanation says that the difference between the magmas comes from increasing contamination of the magma by enriched subcontinental lithosphere from W to E.

In contrast with the V-Q-L volcanic chain, the small eruptive centers around the area do not follow the same geochemical and isotopic correlation with its location from the arc front, and have been explained mainly by differences in the magmatic source and local tectonic regime differences (Hickey-Vargas et al., 2002; McGee et al., in revision). Despite this, Huililco small eruptive center appears to adjust to the geochemical and isotopic trends of the V-Q-L chain.

McGee et al. (in revision) propose that Huililco and the QVC could share its plumbing system based on their geochemical and isotopic similarities and the disequilibrium textures in the plg phenocrysts of the Huililco basalts, a feature that is unusual in simple monogenetic magmatic systems. This means that Huililco basalt compositions may represent the geochemistry of the parental magma that produced the QVC trachytes.

Evidence that supports this hypothesis that Huililco basalt composition could have generated the QVC trachytes by fractional crystallization processes is shown in Figure 3.11, where the whole rock compositions of QVC and Huililco samples are analyzed in PER diagrams (Pearce Element Ratios; Pearce, 1968; Russell and Nicholls, 1988; Stanley and Russell, 1989). Figure 3.11a

identifies Zr and K as possible conservative elements, because they approximate a straight line that intersects the origin when plotted against each other as cations. This means that if Huililco generated the QVC products by fractional crystallization, K and Zr are not fractionated through any crystal phase and is not added by processes like crustal assimilation. This is in agreement with the absence of biotite, amphibole, K-feldspar and zircon in any of the studied samples. The PER assemblage test diagram of Figure 3.11b indicates that fractionation of a plg + cpx + ol + usp (ulvöspinel) + ap (all phases seen in the QVC trachytes or Huililco basalts) mineral association could explain the generation of the QVC trachytes from a parental magma of the Huililco lava composition. In this PER diagram the fractionation of opx evolves with a different slope, but the effect of the fractionation of this phase (with ubiquitous presence in the QVC trachytes) are not present in the diagram of Figure 3.11b, probably because the proportion of opx fractionation is small in comparison of the sum of the other phases and is obscured by them.

3.8.2 Fractional crystallization as main process for the generation of the QVC trachytes

Using a Huililco basalt composition (HL2; Table 3.1), fractional crystallization models were done with rhyolite-MELTS software (Gualda et al., 2012; Ghiorso and Gualda, 2015) to simulate the formation of the QVC trachytes through the evolution of major elements composition of the residual melt. Trace element fractional crystallization models (Rollinson, 1993) were also used to confirm if the trace elements patterns could also be duplicated. The models were divided in two stages. Stage 1 consisting in the differentiation from HL2 to the QVC preglacial basaltic andesite (PG1 and Q1-3; Table 3.1) and stage 2 consisting in the evolution from the latter (PG1 and Q1-3) to the QVC trachyte compositions. PG1 and Q1-3 represent the QVC basaltic andesite composition with the lowest and highest Al₂O₃ content, respectively. Rhyolite-MELTS simulations were run

under isobaric conditions different pressure values (0.5 to 5 kbar). QFM and NNO oxygen buffers were used, because the Fe-Ti oxide oxybarometry results are closer to the NNO buffer conditions, but simulations under the QFM buffer better reproduces the Fe-Ti oxide compositions.

Stage 1 simulations uses a crystal fractionation model which better reproduced the final compositions than equilibrium crystallization. Best reproduction of the QVC basaltic andesite compositions are obtained at low pressures (<1 kbar), mainly due to strong alkali concentration in the residual melt at higher pressures. Figure 3.12a consist of Harker diagrams of Al_2O_3 , CaO, MgO and Na_2O , shows the evolution of the residual melt compositions for the best fit simulations (0.8 kbar-QFM buffer and 0.65 kbar-NNO buffer). The main fractionated phases are plg, ol and cpx, with small amounts of tmt and low-Ca px or opx. The QFM buffer favors the crystallization of low-Ca cpx over opx, while with the NNO buffer opx and a small amount of low-Ca cpx are fractionated. Details of the mass and composition of the fractionated phases can be found on the Appendix I.

Water concentration in magmas inhibits plagioclase crystallization (Almeev et al., 2012), therefore, Al_2O_3 concentration in the residual melt is rapidly depleted at lower water contents and slowly depleted at higher water contents. Plg liquidus temperature could even get low enough to stop plg crystallization, allowing Al_2O_3 concentration in the residual melt. Undersaturated conditions with water contents between 0.8 and 1.2 wt% (for the QFM simulations) and between 0.7 and 1.1 wt% (for the NNO simulations) produces the >1 wt% difference in Al_2O_3 content of the PG1 and Q1-3 samples, without strongly affecting the other oxides (Figure 14).

The Rayleigh fractionation equation was used to generate a trace element model evolution of stage 1 and the results is shown in Figure 3.12b. The details about the selected distribution coefficients (K_D) are described in the Appendix II. From HL2 sample, at 40 wt% of solid phases with 20:60:16:4 mass proportions of ol:plg:cpx:ap, very similar composition to the PG1 sample is reached. Even

though apatite is not crystallized in the rhyolite-MELTS simulations, a small amount of it is needed to maintain the low P_2O_5 concentrations of the QVC basaltic andesites.

Stage 2 simulations better reproduces the QVC trachytes with equilibrium crystallization. Two initial compositions were used, PG1 and HL2, which represents the continuation of the simulations of low and high water contents of stage 1, respectively. Most of the excess of CaO in the rhyolite-MELTS simulations (Figure 3.12a) is consequence of the underestimation of apatite crystallization of the model. In this stage, the NNO buffer generates opx while the QFM buffer crystallize low-Ca cpx (Appendix I), so probably the conditions in which opx crystallized in the trachytes were more oxidized than with QFM buffer conditions. Water saturation at this stage produces an increase in plg crystallization, changing the trend of Al_2O_3 decrease in the residual melt and making it evolve with the same slope shown by the trachytic samples, hence, this trend in the trachytes probably reflects plg fractionation of plg in saturated conditions. The water saturation concentrations increase with pressure, increasing the Al_2O_3 content of the residual melt. At 0.8 kbar with the QFM buffer the residual melt and the QVC trachytes trends overlap (Figure 3.12a), where water saturation is ~3.3 wt% H_2O . This also happens at 0.65 kbar with the NNO buffer, where water saturation is ~2.9 wt% H_2O . This means that the trachytes evolved at shallow levels of the crust, at pressures below 1 kbar (probably below 0.8 kbar).

For stage 2 a trace element model of fractional crystallization was also made with the equilibrium crystallization equation. Only four REE were selected for this model, because few elements have good K_D 's data for all the phases used in silicic compositions (Figure 3.12b). A 45 wt% crystallization of a 54:20:9:15:2 ratio of plg:cpx:opx:tmt:ap reproduce the REE composition of the QVC trachytes. Details of the K_D 's used in this model can be found in the Appendix II.

In summary, the QVC magmas would have been generated mainly by fractional crystallization at shallow levels of the crust (<1 kbar), from a magma of similar geochemical characteristics than

Huililco basalts. Differentiation took place mostly in undersaturated conditions, until it reached saturation near the trachytic compositions with ~2.9-3.3 wt% H₂O. Buffer conditions were probably near NNO and QFM buffers, with variations due the water redistribution that generated the differences in Al₂O₃ contents of the QVC basaltic andesites.

3.8.3 Crystal mush rejuvenation

Interstitial melt concentrated through extraction

The low crystal cargo of the QVC trachytes, added to the ubiquitous presence of crystal clots, indicates the existence of a crystal network, which allowed the interstitial melt to be extracted. Efficient extraction of melt occurs in a crystal mush about 50-70 % crystallinity (Bachmann and Bergantz, 2004; Dufek and Bachmann, 2010) because at lower crystallinities convection processes are still taking place and at higher crystallinities the decrease of permeability prevent melt migration through the crystal mush. Also, the cpx-melt disequilibrium (Figure 3.8b) agrees with the fact that the high crystallization of mush zone generates an interstitial melt so differentiates that would be in disequilibrium (if no time for re-equilibrium) with some mineral phases of the crystal network. Additionally, the observed homogeneity of mineral composition (e.g. QVC pyroxene composition; Figure 3.8a) is consistent with a highly crystalline chamber, where the intense crystallization associated to mush formation, releases abundant latent heat that brings the cooling rate close to zero (Huber et al. 2009). Accordingly, the differentiation of the interstitial melt is expected to take place without crystal segregation (before melt extraction), which is consistent with the fact that the equilibrium crystallization model better reproduce trachyte generation by rhyolite-MELTS simulations. Pyroxene temperatures (920-961 ±56 °C) are interpreted as the temperature range of this crystal mush.

Recharge and crystal mush rejuvenation

The zonation of plagioclase phenocryst previously described give us an insight on the interaction of the crystal mush with a hotter, more primitive magma during the trachytes evolution. The An₇₀₋₈₅ intermediate zone of Group 2 plg phenocrysts was formed under conditions of higher temperatures and lower SiO₂ content than the partially resorbed core (An₄₀₋₅₅) commonly present. The formation of the An₄₀₋₅₀ oscillatory rims around the An-rich zone of all Group 2 plagioclase phenocrysts indicates the restoration of conditions similar to those of the resorbed cores. Even though other disequilibrium features are not widely seen in the trachytes, there is some scarce evidence of heating in the partially resorbed crystal clots found in one of the AC samples (Figure 3.2c and d).

The model of Figure 3.13 assumes a rejuvenation event of the crystal mush by the arrival of hot magma from below to explain the compositional and textural features of plg. The resorbed cores of Group 2 plg crystals are interpreted as the remnants of crystals formed in the mush at the same conditions of the Group 1 plg crystals before the intrusion. Interaction between the mush and the new magma batch must be localized and isolated, so it only affects a part of the crystals in the mush and not affect the other crystal clots. It also needs to open the system, after the resorption and regrowth of the Ca-rich zone, to transport the Group 2 plg to the melt accumulation zone, where they return to the previous conditions that allow the An₄₀₋₅₀ rims to growth.

Most likely this interaction happened at the base of the mush zone, where the crystal mush itself can act as a trap for new mafic intrusions (Kent et al., 2010) and the mush column can act as a physical barrier for heat and mass transport to the upper parts of the chamber.

If the new batch stalls just below the crystal network, heat and volatile transfer would generate melting of the crystal network (heating model; Figure 3.13b). The fusion of solid part of the mush

would mix with the trachytic melt resulting in a more basic melt where the regrowth of the An₇₀₋₈₅ zones occur Figure 3.13c. Another option is direct interaction of the new batch and the mush zone (mixing model). Bergantz et al. (2015) concluded that at low rate of intrusion of a new, hotter magma in a mush of basic composition, would produce the penetration and spreading of the new magma batch through the crystal network, as a porous material, displacing the trachytic melt. The magma would interact with the crystal network, melting it and creating a stable cavity of fluidized magma, where the Ca-rich zones of Group 2 plg crystals can grow (Figure 3.13b). The heating and mixing models are boundary cases, and something between both cases probably took place, where the melt that produced the Ca-rich zones is a mix of melted crystals of the mush, trachytic interstitial melt and the new magma batch.

A simulation of mixing between the interstitial melt (represented by the whole-rock trachytic composition of sample AC7-B) and the melt composition equivalent to the crystal clot composition (representative of the crystal network; see Appendix III for details on the calculation of the clots composition) was performed to test if the heating model is enough to generate the An₇₀₋₈₅ zones in the plg crystals. The resultant melt from this mixing would represent the melt obtained after heating and total fusion of the crystal network just above the new magma input. The procedure assumes that the melting proportions of the solid phases are the same as their abundance.

The estimated composition of the clots is gabbroic (Figure 3.14a). As said before, the melt extraction window of a crystal mush is between 50-70% crystallinity (Dufek and Bachmann, 2010), therefore, after extraction, a minimum of 30 vol% of interstitial melt would still be trapped in the mush zone. This means that the most primitive residue possible after melt extraction is gabbroic diorite (70 vol% or ~75 wt% of crystal clots and 30 vol% or ~25 wt% of trachytic interstitial melt). This would produce an intrusive-extrusive compositional gap of around 9-12 wt% SiO₂, which is

consistent with the compositional gaps discussed in Brophy (1991) and Dufek and Bachmann (2010), resulting from melt segregation of a crystal mush.

MELTS results at 0.8 kbar and QFM buffer for liquidus temperatures and compositions of plagioclases crystallized from liquids derived from mixing between trachyte composition and melt equivalent to the crystal clot composition are shown in Figure 3.13b. The less anorthitic plagioclase core composition (An_{70}) of Group 2 plagioclase phenocrysts is reproduced from a melt of 50 wt% mixing at 1011°C (i.e. 50-89 °C higher than the 920-961 °C of the px pairs in crystal clots), but the more anorthitic Group 2 plagioclase core composition (An_{85}) is not reproduced, which could be indicative of some participation of the new hot magma batch in the mixing.

Melt migration: diking or remobilization?

After the generation of the An_{70-85} zones, the resulting plg crystals must be transported through the mush zone in to the accumulation zone Figure 3.13b. This transport should be sufficiently fast to generate the abrupt change between the Ca-rich zone and the An_{40-50} rims Figure 3.9. In addition, the proportion of basic melt transported with the Group 2 plg crystals need to be low in relation to the accumulated trachytic melt to not produce a significant change in the trachytic melt conditions, causing no disequilibrium textures in the other phenocryst phases.

Wright et al. (2011) interpreted that the mush zone could behave as a brittle material and fracture, generating dikes through the mush that would rapidly transport the Group 2 plg crystals to the melt accumulation zone without much interaction with the rest of the crystals in mush.

Regardless, Bergantz et al. (2015) developed a numerical simulation of the intrusion of a hotter melt into a basaltic mush zone, where the remobilization of a zone of the mush (mixing bowl) was produced, generating convection and mixing of the mush and the new magma batch. If this was the case of the QVC trachytes, more complex zonation features in plg and other disequilibrium textures

would be expected. Lower rate of intrusion and the fact that the crystal mush under the QVC is more silicic (and viscous) than the simulation, could produce a smaller grade of remobilization, transporting the rejuvenated magma through a ductile medium, with some convection of the crystal mush.

Second heating event: eruption trigger?

The higher temperatures of Fe-Ti oxide equilibria compared with those calculated from pyroxene composition (Figure 3.10c) evidences the existence of a post-pyroxene heating event of $\sim 130^{\circ}\text{C}$. To explain why this heating does not affect pyroxene composition, it is necessary to take into account that Fe-Ti interdiffusion rates in oxide phases are orders of magnitude faster than those of pyroxene Fe-Mg interdiffusion. For example at 1000°C diffusivity (D) of Fe-Ti in titanomagnetite ($X_{\text{Ti}} = 0.2$) is $5,6 \times 10^{-16} \text{ m}^2/\text{s}$ (Aragon et al., 1984; Van Orman & Crispin, 2010), while D of Fe-Mg interdiffusion in clinopyroxene and orthopyroxene at 1000°C is $1.9 \times 10^{-20} \text{ m}^2/\text{s}$ and $7.9 \times 10^{-20} \text{ m}^2/\text{s}$, respectively (Müller et al., 2013). This means that the re-equilibration of Fe-Ti oxides after heating is four orders of magnitude faster than pyroxenes and if the time interval between heating and eruption is sufficiently short, the heating will only be recorded in the Fe-Ti oxides. The observed wide range of temperatures of Fe-Ti oxides indicates that the temperature increase was not homogeneous, probably because of the short time available to re-equilibrate all oxide crystals as a consequence of eruption. The existence of the partially melted crystal clot found in one of the QVC trachytes is the only direct evidence of late stage disequilibrium (Figure 3.2c y d).

3.9 Conclusions

The geochemical and isotopic gradation from W to E within the V-Q-L volcanic chain, does not include the small eruptive centers to the north, with the exception of the Huililco Volcano, which

is located near the center of the V-Q-L volcanic chain and its products appears to be genetically related to the QVC products. Villarrica is depleted in incompatible elements and has higher $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, while Lanín shows higher concentrations of incompatible elements and lower $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios. Mostly, QVC and Huililco patterns lay in between both of the other two stratovolcanoes, but closer to Lanín compositions. Decreasing of the influx of slab-derived fluids in the mantle source and/or interaction with more enriched lithospheric mantle to the E has been previously proposed to explain this differences.

The QVC trachytes were generated from a parental magma with similar composition of the Huililco basalts, by ~60 wt% fractionation of ol + plg + cpx + opx + tmt + ap (+ ilm). All the differentiation process took place at shallow depths (<1 kbar) and under oxidation conditions near NNO and QFM oxygen buffers. The trachytes reached water saturation in their late stage of evolution, with concentrations probably near ~2.9-3.3 wt% H₂O, depending on the pressure values. Water addition from new magma pulses or/and water redistribution in the magma chamber can account for the ~1.3 wt% Al₂O₃ difference within the preglacial QVC basaltic andesites. Calculated two-pyroxene temperatures indicates that the QVC trachytes were at 920-961 °C (±56).

The low crystallinity and the ubiquitous presence of crystal clots indicates that the QVC trachytes represents the extracted interstitial liquid of a crystal mush zone. Even though this melt can be generated by mainly crystal fractionation, characteristic zonation patterns of the Group 2 plg phenocrysts, indicate its interaction with a hotter magma input. The new magma batch would first stall in some lower level of the mush zone, where it would generate melting of the crystal network due to heating and/or mixing with the new magma batch. Regrowth of Ca-rich plg zones was follow by relatively rapid transport of the hybridized melt to the accumulation zone, where the return to the previous conditions produced rim growths with the same composition as the resorbed cores. This transport could have taken place through brittle fracture of the mush zone producing dikes or

as restricted remobilization and convection of the crystal network, producing minimum perturbations in the stability of the rest of the crystals in the mush.

Scarce direct evidence of a late heating event is seen mainly as a partially melted crystal clot in one of the samples, but the wide range of higher temperatures of Fe-Ti oxides (963 to 1114 ±22 °C) reflects a >100 °C heterogeneous heating that was rapidly followed by eruption, denying the reequilibrium of slower diffused phases as pyroxenes.

Acknowledgments

R.B. was supported by CONICYT MSc graduate fellowship. This project was funded by FONDAP-CONICYT project 15090013 “Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA)” for providing financial support. Many thanks to the people at LAMARX - National University of Córdoba for their assistance with the microprobe. Special thanks to Lucy McGee for the Huililco samples whole rock geochemistry analysis and the helpful discussions, and also Francisco Gutierrez and Angelo Castruccio for the revisions.

References

- Almeev, R.R., Holtz, F., Koepke, J., Parat, F., 2012. Experimental calibration of the effect of H₂O on plagioclase crystallization in basaltic melt at 200 MPa. *American Mineralogist* 97 (7): 1234-1240.
- Aragon, R., McCallister, R. H., Harrison, H. R., 1984. Cation diffusion in titanomagnetites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 85 (2): 174-185.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology* 45 (8): 1565-1582.
- Bachmann, O., Miller, C.F., de Silva, S.L., 2007. The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167 (1): 1-23.

- Bacon, C.R., Hirschmann, M.M., 1988. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist* 73 (1): 57-61.
- Bergantz, G.W., Schleicher, J.M., Burgisser, A., 2015. Open-system dynamics and mixing in magma mushes. *Nature Geoscience* 8: 793-796.
- Bindeman, I.N., Davis, A.M., Drake, M.J., 1998. Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 (7): 1175-1193.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 63-114, Amsterdam.
- Brophy, J.G., 1991. Composition gaps, critical crystallinity, and fractional crystallization in orogenic (calc-alkaline) magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109 (2): 173-182.
- Cashman, K.V., Spark, R.S.J., 2013. How volcanoes work: A 25 year perspective. *GSA Bulletin* 125 (5): 664-690.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259 (1): 55-66.
- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471 (2): 96-113.
- Chiaradia, M., Müntener, O., Beate, B., Fontignie, D., 2009. Adakite-like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158 (5).
- Clapperton, C.M., 1994. The quaternary glaciation of Chile: a review. *Revista Chilena de Historia Natural* 67: 369-383.
- Clavero, J., Moreno, H., 1994. Ignimbritas Licán y Pucón: evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del Volcán Villarrica, Andes del Sur, 39°25'S. VII Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 250-254, Universidad de Concepción, Concepción.
- Dufek, J., Bachmann, O., 2010. Quantum magmatism: magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology* 38 (8): 687-690.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., Aoki, K.-i., 1984. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research* 89 (B2): 662-672.
- Garrison J.M., Reagan, M.K., Sims, K.W.W., 2012. Dacite formation at Ilopango Caldera, El Salvador: U-series disequilibrium and implications for petrogenetic processes and magma storage time. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 13 (6): 1525-2027.
- Ghiorso, M., Evans, W.E. 2008. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *American Journal of Science* 308 (9): 957-1039.
- Ghiorso, M.S., Gualda, G.A.R., 2015. An H₂O-CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, in press.

- 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 (5): 875-890.
- Hackney, R., Echtler, H., Franz, G., Götze, H.-J., Lucassen, F., Marchenko, D., Melnick, D., Meyer, U., Schmidt, S., Tášrová, Z., Tassara, A., Wienecke, S., 2006. The segmented overriding plate and coupling at the south-central Chilean margin (36° and 42°S). Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M., Wigger, P., eds. *The andes-active subduction orogeny*, New York, Springer: 355-374.
- Hickey-Vargas, R., Moreno Roa, H., Lopez Escobar, L., Frey, F.A., 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanín volcanic chain (39.5° S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103 (3): 361-386.
- Hickey-Vargas, R., Sun, M., Lopez-Escobar, L., Moreno-Roa, H., Reagan, M.K., Morris, J.D., Ryan, J.G., 2002. Multiple subduction components in the mantle wedge: Evidence from eruptive centers in the Central Southern volcanic zone, Chile. *Geology* 30 (3): 199-202.
- Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136 (3): 169-198.
- Huber, C., Bachmann, O., Manga, M., 2009. Homogenization processes in silicic magma chambers by stirring and latent heat buffering. *Earth and Planetary Science Letters* 283 (1): 38-47.
- Huber, C., Bachmann, O., Dufek, J., 2011. Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: melting-induced internal fracturation and assimilation processes in magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 304 (4): 443-454.
- Huybers, P., Langmuir, C., 2009. Feedback between deglaciation, volcanism, and atmospheric CO₂. *Earth and Planetary Science Letters* 286 (4): 479-491.
- Kent, A.J.R., Darr, C., Koleszar, A.M., Salisbury, M.J., Cooper, K.M., 2010. Preferential eruption of andesitic magmas through recharge filtering. *Nature Geoscience* 3 (9): 631-636.
- Lara, L., 1997. Geología y geoquímica del Volcán Lanín (39.5°S/71.5°W), Andes del Sur, IX Región, Chile (Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geología). Universidad de Chile, Santiago, Chile
- Lara, L., 2004. Geología del Volcán Lanín, Región de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 88, 14 p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.
- Lara, L.E., Moreno, H., 2004. Geología del área Liquiñe-Neltume, regiones de Los Lagos y de La Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 83, 19 p., 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.
- Lohmar, S., 2008. Petrología de las ignimbritas Licán y Pucón (Volcán Villarrica) y Curacautín (Volcán Llaima) en los Andes del Sur de Chile (Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología). Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Lohmar, S., Robin, C., Gourgaud, A., Clavero, J., Parada, M.A., Moreno, H., Ersoy, O., López-Escobar, L., Naranjo, J.A., 2007. Evidence of magma–water interaction during the 13,800 years

BP explosive cycle of the Licán ignimbrite, Villarrica volcano (Southern Chile). *Revista Geológica de Chile* 34 (2): 233–247.

Lohmar, S., Parada, M.A., Gutiérrez, F., Robin, C., Gerbe, M.C., 2012. Mineralogical and numerical approaches to establish the pre-eruptive conditions of the mafic Licán Ignimbrite, Villarrica Volcano (Chilean Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 235 (1): 55-69.

López-Escobar, L., Parada, M.A., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., Kempton, P.D., Moreno, H., 1995. Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (41° - 42° S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119 (4): 345-361.

Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Varekamp, J.C., 1984. The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 23 (1): 69-108

McCulloch, R.D., Bentley, M.J., Purves, R.S., Hulton, N.R.J., Sugden, D.E., Clapperton, C.M., 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* 15 (4): 409-417.

McDonough, W. F., Sun, S.-s, 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3): 223-253.

McGee, L., Brahm, R., Rowe, M., Handley, H.K., Morgado, E., Lara, L.E., Turner, M.B., Vinet, N., Parada, M.A., Valdivia, P., Flores, A., in revision. A geochemical approach to distinguishing competing tectono-magmatic processes preserved in small eruptive centres. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.

Millet, M.A., Tutt, C.M., Handler, M.R., Baker, J.A., 2014. Processes and time scales of dacite magma assembly and eruption at Tauhara volcano, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 53 (1): 213-237.ç

Moreno, H., Clavero, R., 2006. *Geología del Volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de los Lagos*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 98, 37 p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.

Moreno, H., Lara, L., 2008. *Geología del área Pucón-Curarrehue, Regiones de la Araucanía y de los Lagos*, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 115, 36 p., 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.

Morgado, E., Parada, M.A., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., McGee, L., 2015. Contrasting records from mantle to surface of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelemolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 306 (1): 1-16.

Müller, T., Dohmen, R., Becker, H.W., ter Heege, J.H., Chakraborty, S., 2013. Fe-Mg interdiffusion rates in clinopyroxene: experimental data and implications for Fe-Mg exchange geothermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166 (6): 1563-1576.

O'Neill, H. S. C., Pownceby, M. I., 1993. Thermodynamic data from redox reactions at high temperatures. I. An experimental and theoretical assessment of the electrochemical method using stabilized zirconia electrolytes, with revised values for the Fe-FeO, Co-CoO, Ni-NiO and Cu-

- Cu₂O oxygen buffers, and new data for the W-WO₂ buffer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114 (3): 296-314.
- Passmore, E., Maclennan, J., Fitton, G., Thordarson, T., 2012. Mush disaggregation in basaltic magma chambers: evidence from the AD 1783 Laki eruption. *Journal of Petrology* 53 (12): 2593-2623.
- Pavez, A., 1997. Geología e historia evolutiva del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39.5°L.S. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1443-1447, Universidad Católica del Norte, Antofagasta.
- Pearce, T.H., 1968. A contribution to the theory of variation diagrams. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 19 (2): 142-157.
- Petit-Breuilh, M.E., 1994. “Área volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín” Marco general de su geografía histórica. Fondecyt Project 193-0992. Final Report.
- Pichavant, M., Mysen, B.O., Macdonald, R., 2002. Source and H₂O content of high-MgO magmas in island arc settings: An experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, Lesser Antilles arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (12): 2193-2209.
- Porter, S.C., 1981. Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. *Quaternary Research* 16: 263-292.
- Prowatke, S., Klemme, S., 2006. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (17): 4513-4527.
- Putirka, K.D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69 (1): 61-120.
- Reuby, O., Blundy, J., 2009. A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature* 461: 1269-1273.
- Rodríguez, C., Sellés, D., Dungan, M., Langmuir, C., Leeman, W., 2007. Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longaví Volcano (32.2°S, Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile). *Journal of Petrology* 48 (11): 2033-2061.
- Rollinson, H., 1993. Using trace element data. In: H. Rollinson (ed.), *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex: Longman Scientific & Technical, 119-127.
- Russel, J.K., Nicholls, J., 1988. Analysis of petrological hypotheses with Pearce element ratios. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99 (1): 25-35.
- Sánchez, P., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., Reich, M., 2013. Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra-arc Liquiñe-Ofqui fault system, Southern Andes. *International Geology Review* 55 (11): 1384-1400.
- Stanley, C.R., Russell, J.K., 1989. Petrologic hypothesis testing with Pearce element ratio diagrams: derivation of diagram axes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103 (1): 78-89.
- Van Orman, J.A., Crispin, K.L., 2010. Diffusion in oxides. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 72 (1): 757-825.

Wright, H.M.N., Folkes, C.B., Cas, R.A.F., Cashman, K.V., 2011. Heterogeneous pumice populations in the 2.56 Ma Cerro Galan ignimbrite: Implications for magma recharge and ascent preceding a large volume silicic eruption. *Bulletin of Volcanology* 73 (10): 1513-1533.

Appendix I: Rhyolite-MELTS simulations crystallization details

In this section, the details on the proportions and compositions of mineral phases crystallized in the rhyolite-MELTS are detailed. Tables 3.A1 and 3.A2 indicates the compositional range and the wt% proportions of the mineral phases crystallized in the Stage 1 and Stage 2 models, respectively. The variations of the wt% of each fractionated phase with respect to SiO₂ wt% of the residual melt are shown in Figures 3.A1 and 3.A2.

Appendix II: Trace elements crystallization models

Distribution coefficients selected for the trace elements crystallization models of Stage 1 and Stage 2 are detailed in Tables 3.A3 and 3.A4, respectively, including the fractionating assemblage proportions used for each case. For Stage 1, the equation of Rayleigh fractionation used is:

$$C_L/C_0 = F^{(D-1)}$$

, where C_L is the concentration of the trace element in the melt, C_0 is the initial concentration of the trace element in the parental magma, F is the weight fraction of residual melt and D is the bulk distribution coefficient of the fractionating assemblage.

The equilibrium crystallization equation used in the Stage 2 is:

$$C_L/C_0 = 1/[D + F(1 - D)]$$

The results of both models are listed in Table 3.A5.

Appendix III: Estimation of clot composition

The following procedure was used to estimate the composition of the crystal clots in the QVC trachytic samples, which are used as representative of the solid fraction of the crystal mush in the magma chamber.

The volume fraction of phases in crystal clots was measured in different thin sections using the point counting procedure with thin section scans. Apatite is not measured because the size of the crystals made it impossible to visualize in the thin section scans and its abundance in relation to the other phases makes it negligible. Also all the opaque crystals are assumed to be titanomagnetite because ilmenite is known to be scarce and it cannot be differentiated from titanomagnetite from the scans. Clinopyroxene and orthopyroxene are taken as one phase in this stage. The point counting results are quite homogeneous and the average result is used for the composition estimation (Figure 3.A3; Table 3.A6).

The densities are obtained from the rhyolite-MELTS simulations at the estimated mush conditions (Table 3.A6). These densities are used to calculate the mass fraction of the phases in the clots as follows:

$$v_{plg} + v_{px} + v_{tmt} = 1$$

$$v_{plg}\delta_{plg} + v_{px}\delta_{px} + v_{tmt}\delta_{tmt} = M$$

$$\frac{v_{plg}\delta_{plg}}{M} + \frac{v_{px}\delta_{px}}{M} + \frac{v_{tmt}\delta_{tmt}}{M} = m_{plg} + m_{px} + m_{tmt} = 1$$

Where v_x , δ_x and m_x are the volume fraction, density and mass fraction of the phase x , respectively. The density of clinopyroxene was used for the pyroxene phase because it is very similar to the density of orthopyroxene and is the most abundant pyroxene phase in the clots. Pyroxene mass proportion is assumed to be 0.20 clinopyroxene and 0.06 orthopyroxene because the abundance of clinopyroxene over orthopyroxene is known from SEM analysis. Small changes in the cpx-opx fraction do not have a strong effect on the composition results.

A representative composition of each phase is chosen from the EMPA data (MV3-pl17, AC6-1-px72, AC6-1-px71 and AC3-1-ox30; Table 3.2). The plagioclase composition chosen represent the mean value of Group 1 plagioclase and Group 2 plagioclase rims.

The mayor elements compositions of the crystal clots is calculated as follow:

$$C_{plg}^x m_{plg} + C_{cpx}^x m_{cpx} + C_{opx}^x m_{opx} + C_{tmt}^x m_{tmt} = C_{clot}^x$$

Where C_y^x is the wt% of the mayor element x in the phase. The clots composition estimation result is also shown in Table 3.A6.

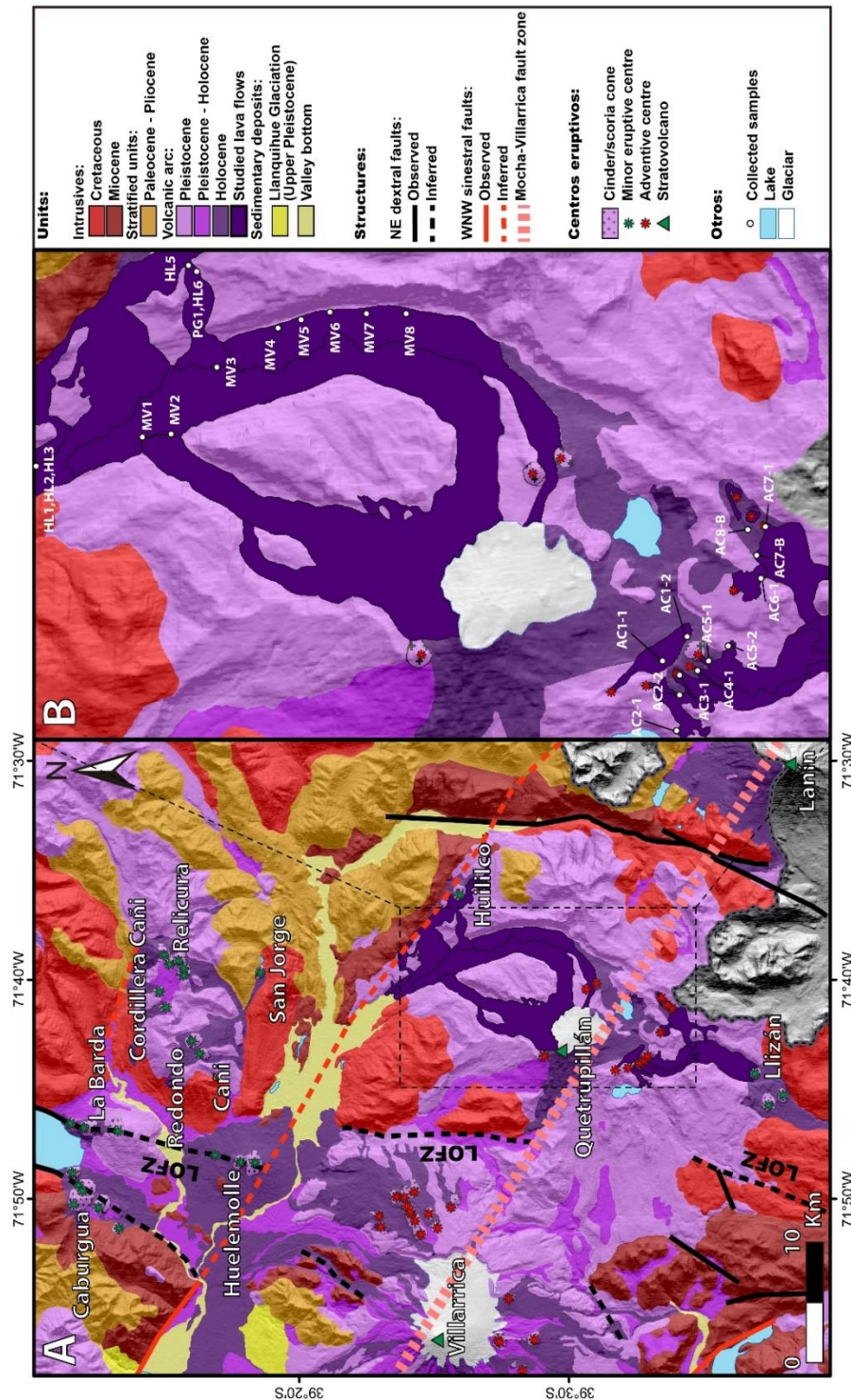


Figure 3.1 (A) Simplified geologic map (Lara and Moreno, 2004; Moreno and Lara, 2008) of the Villarrica-Quetrapillán-Lanín volcanic chain. Structures from the compilation of Sánchez et al. (2013). LOFZ = Liquiñe-Ofqui Fault Zone. (B) Close-up of the QVC and the studied lava flows, indicating the place where the samples were extracted from.

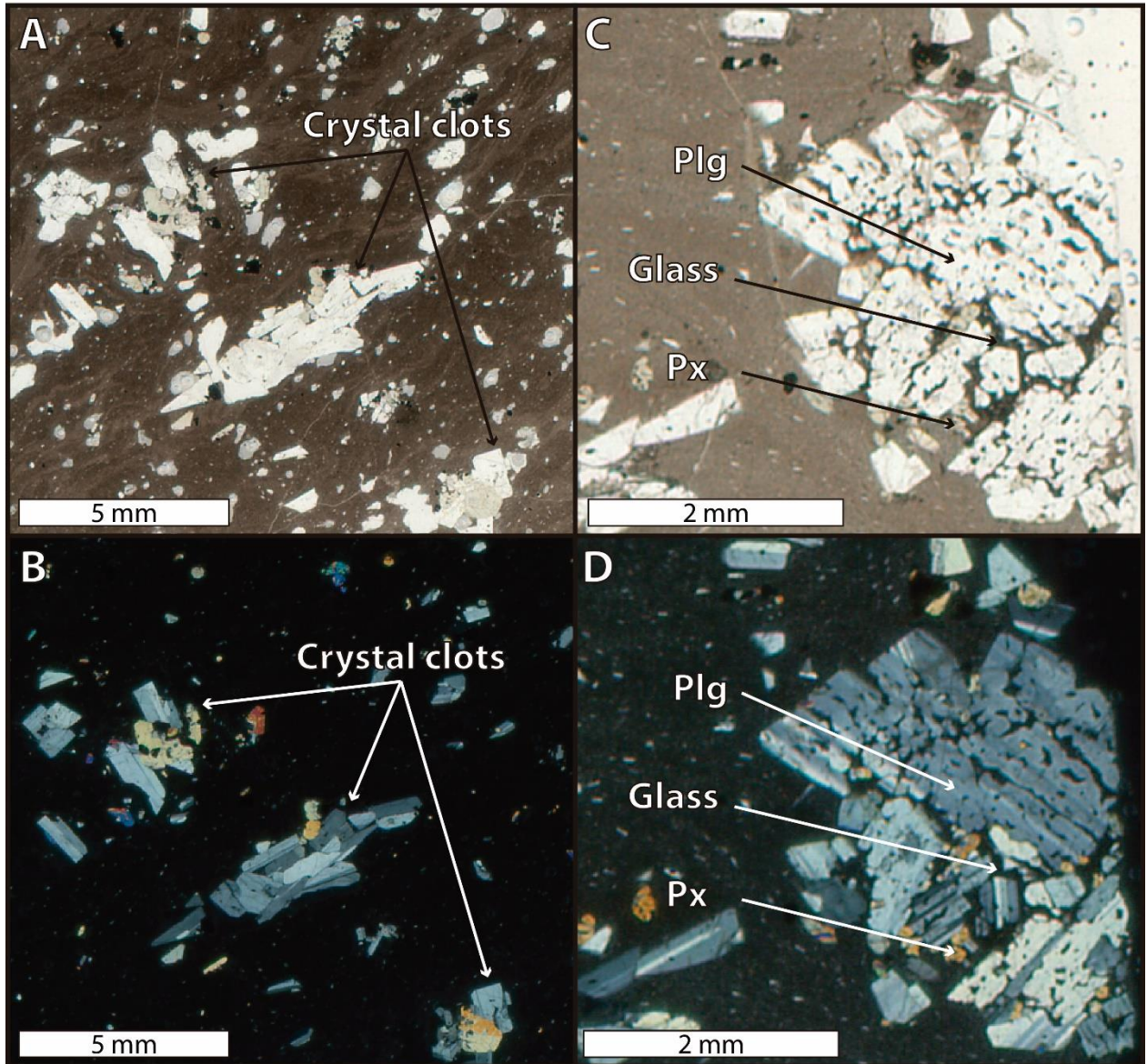


Figure 3.2. Thin section images from QVC Holocene lava samples. (A) and (B) are parallel and crossed nicols (respectively) photographs from AC6-1 sample of crystal clots within a glass-rich groundmass. (C) and (D) are parallel and crossed nicols photographs (respectively) from MV2 sample of the crystal clot with strong resorption features.

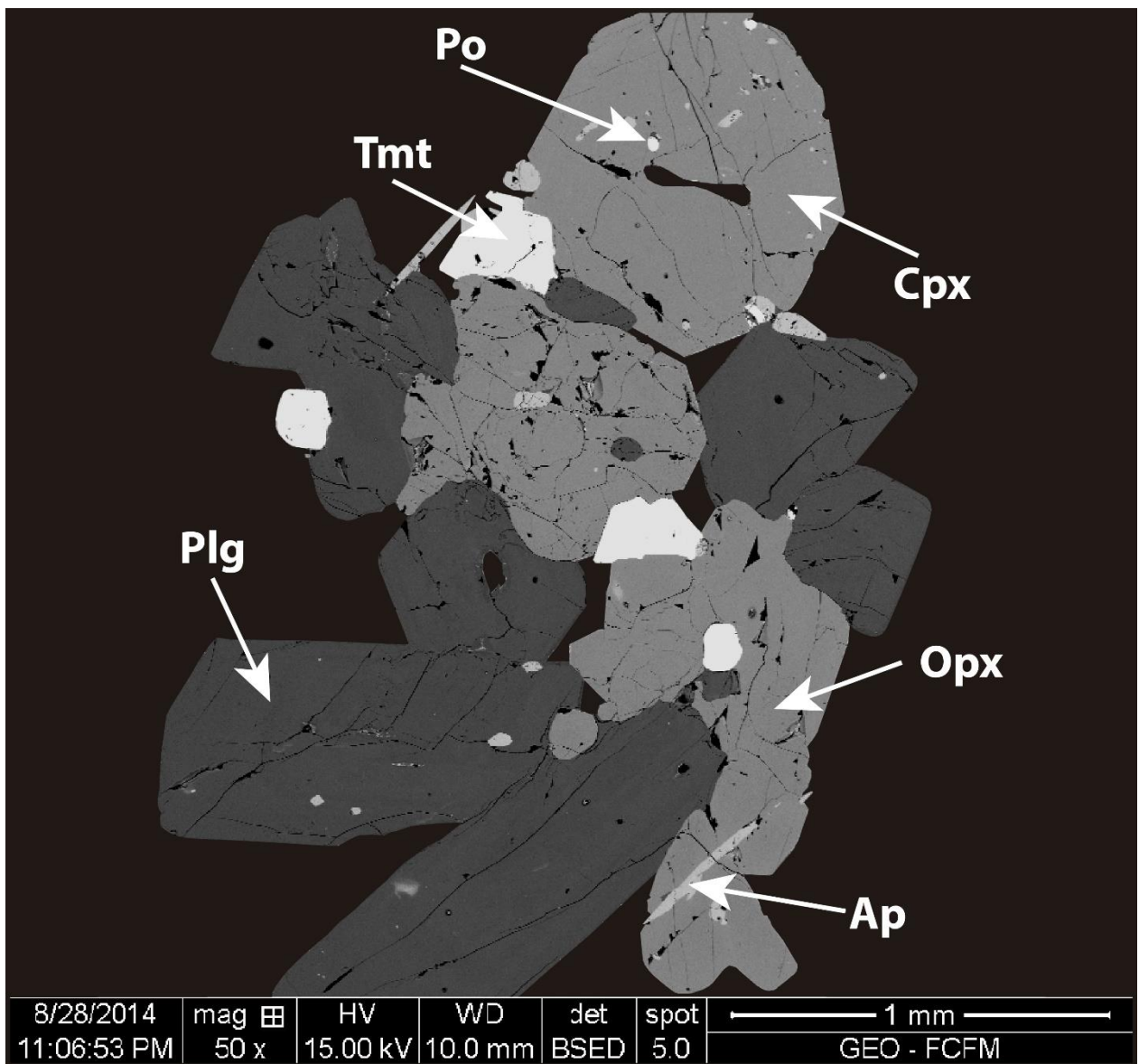


Figure 3.3. BSE image of a crystal clots of a QVC trachyte sample, which contains all phenocryst phases found in these lava samples, with the exception of ilmenite. Ap = apatite, Cpx = clinopyroxene, Opx = orthopyroxene, Plg = plagioclase, Po = pyrrhotite, Tmt = titanomagnetite.

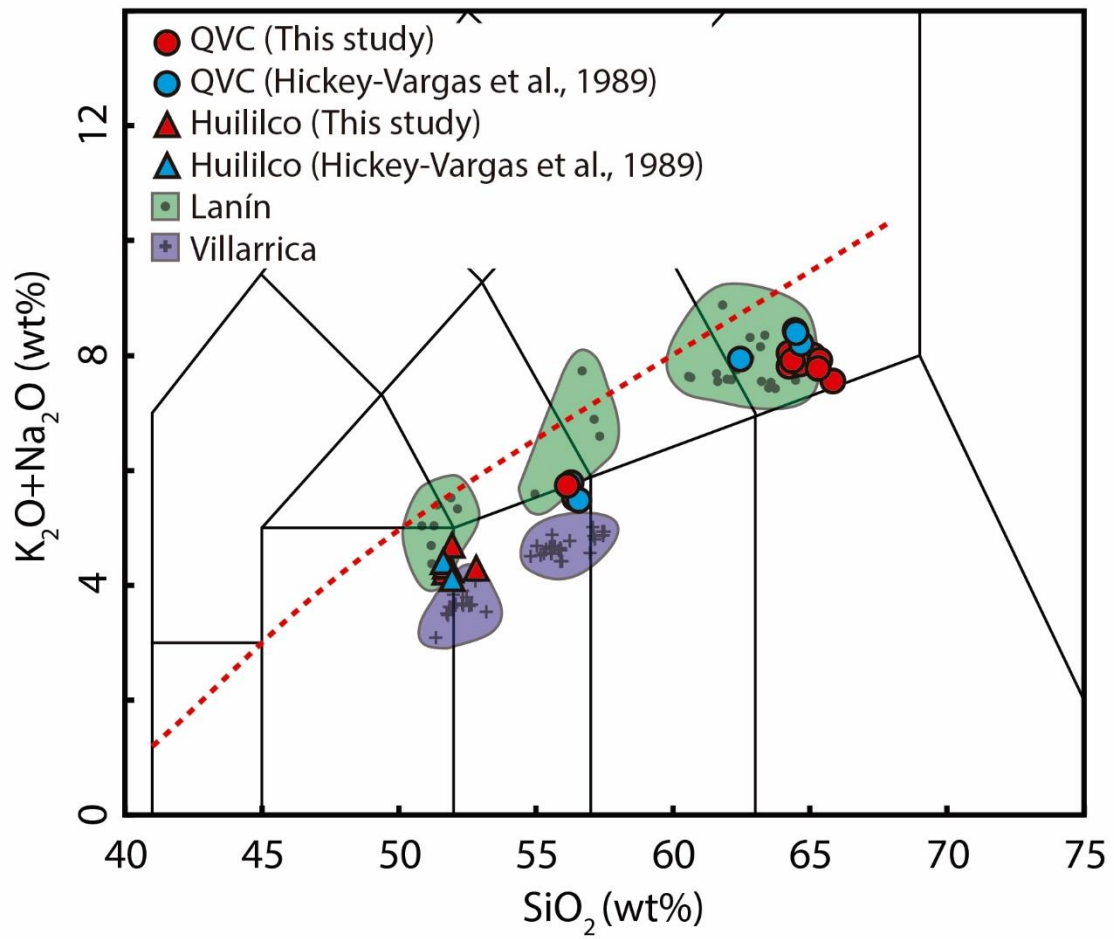


Figure 3.4. TAS diagram for analyzed samples and from the literature (Hickey-Vargas et al., 1989; Lara, 1997; Lohmar, 2008; Morgado et al., 2015).

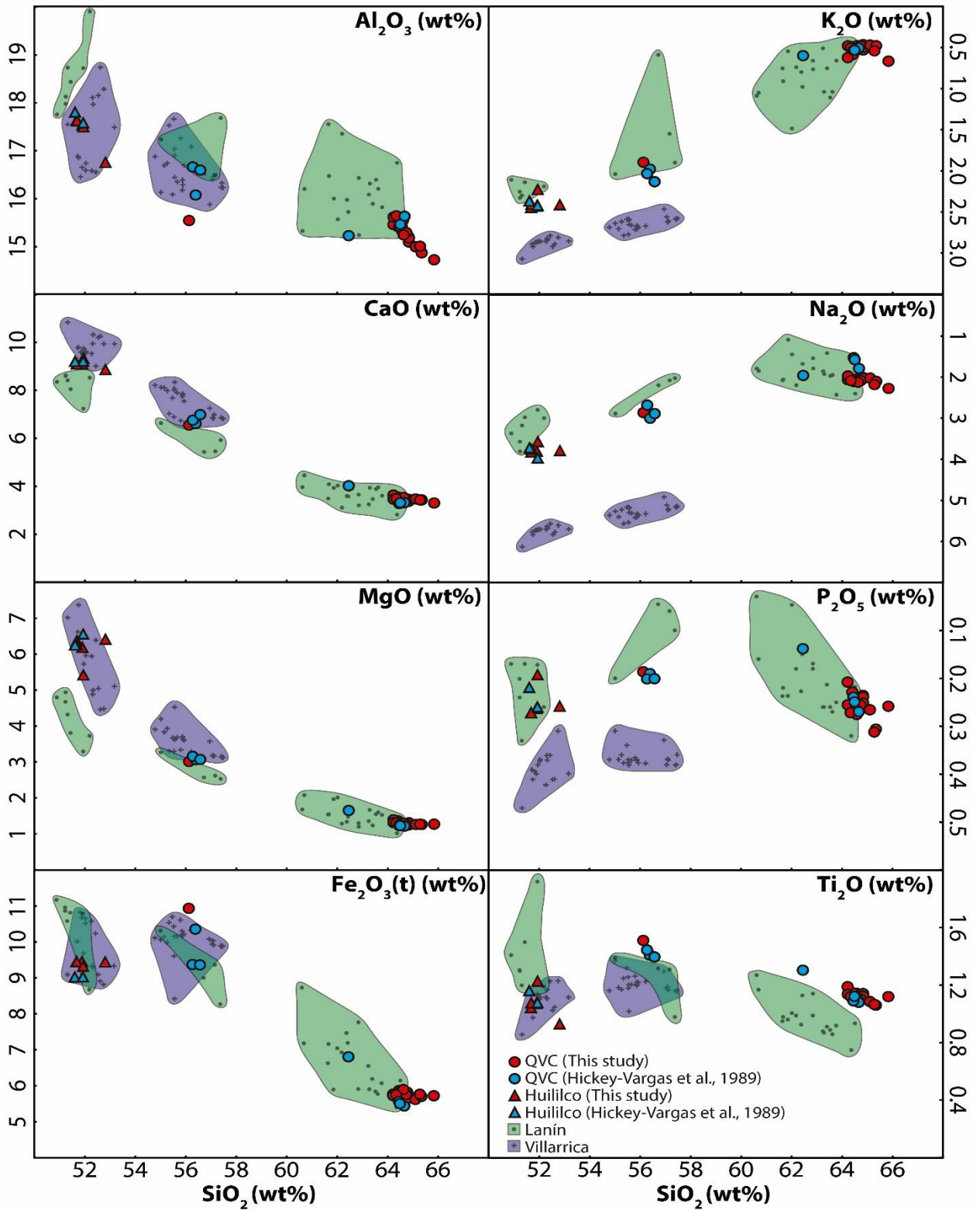


Figure 3.5. Major elements Harker diagrams for analyzed samples and from the literature (Hickey-Vargas et al., 1989; Lara, 1997; Lohmar 2008; Morgado et al., 2015).

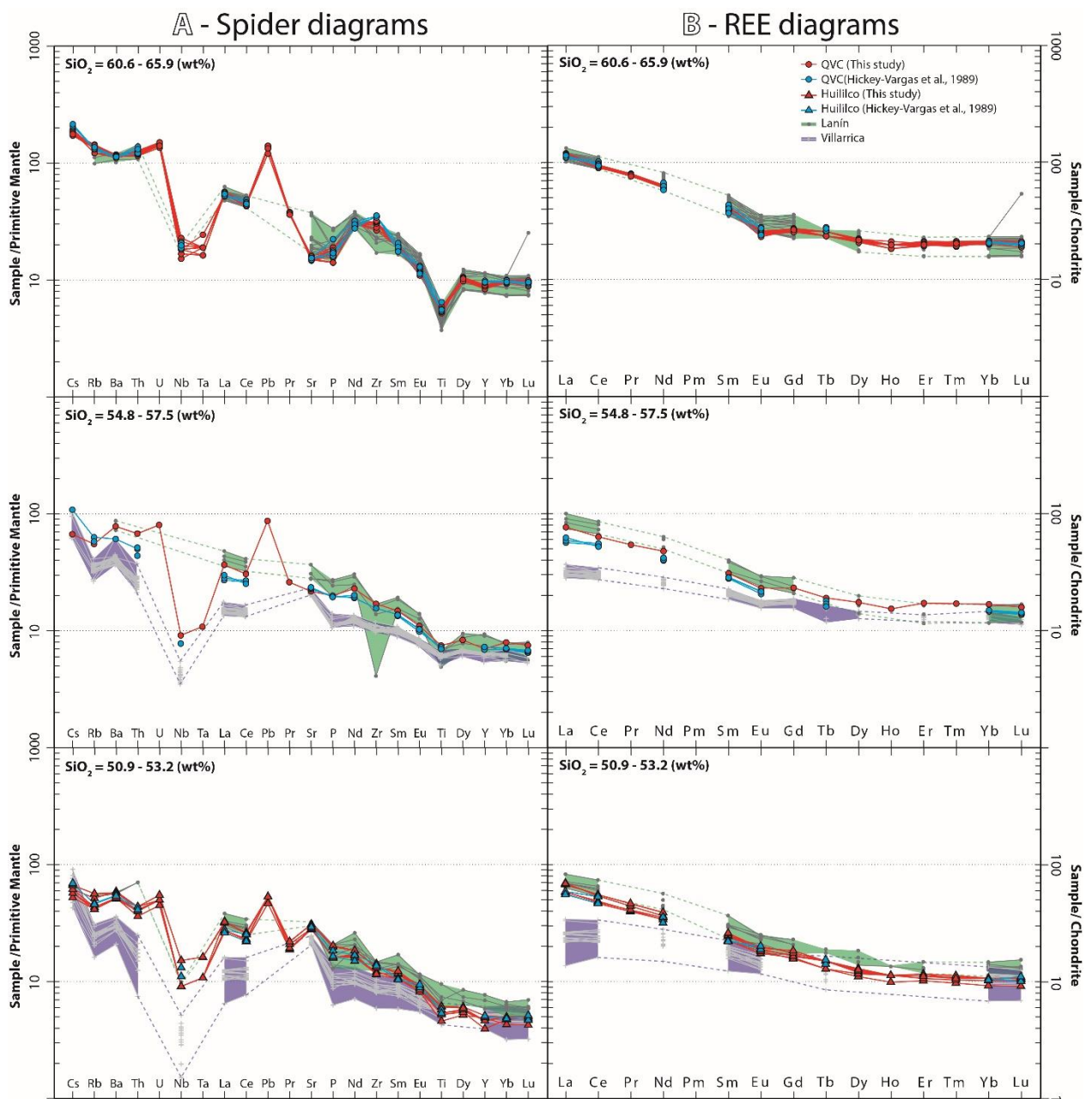


Figure 3.6. (A) Spider diagrams normalized to the primitive mantle composition from McDonough and Sun (1995) and (B) REE diagrams normalized to the chondrite composition of Boynton (1984). The diagrams are divided in high-, mid- and low-SiO₂ groups. Villarrica and Lanín data was taken from Hickey-Vargas et al. (1989), Lara (1997), Lohmar (2008) and Morgado et al. (2015).

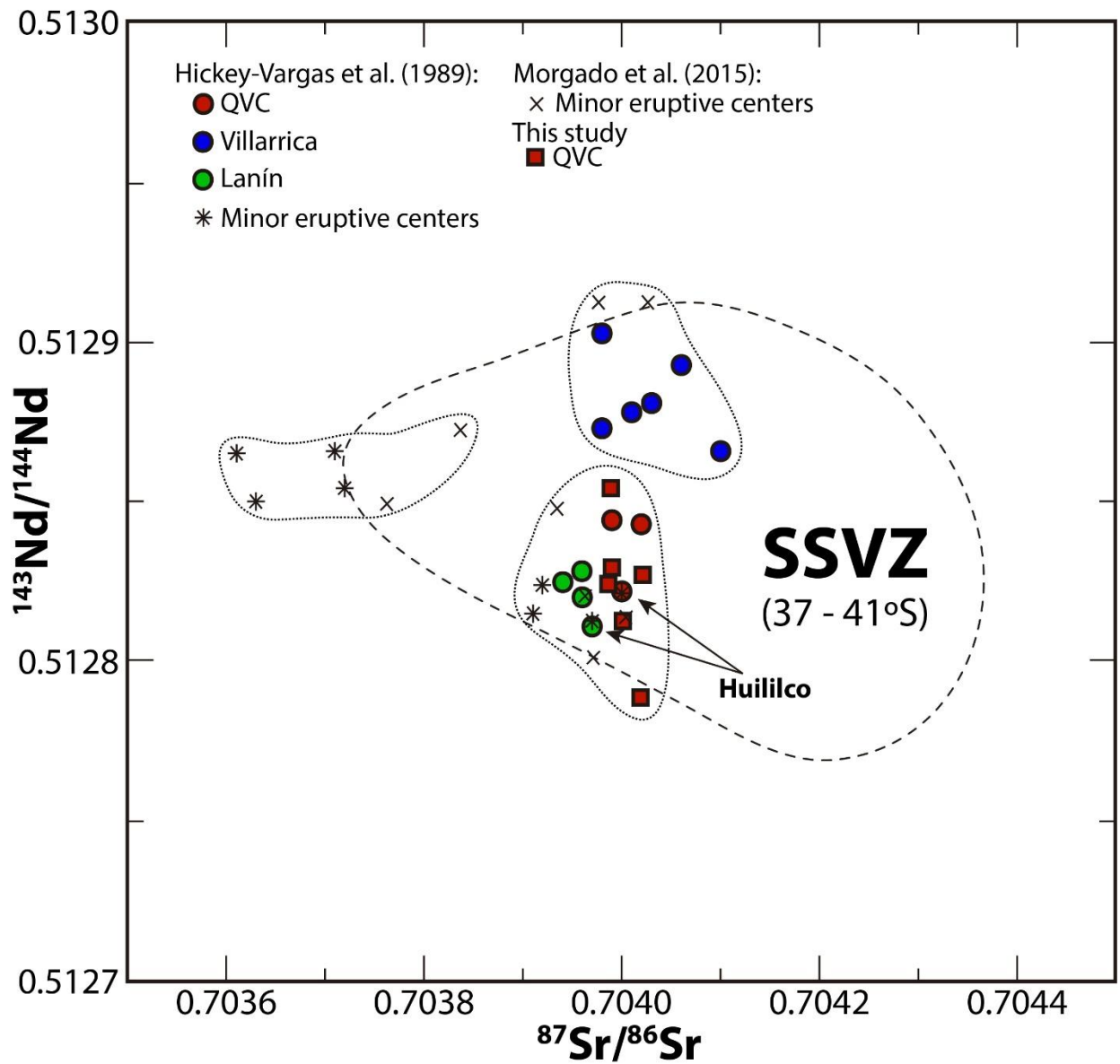


Figure 3.7. Sr and Nd isotopic ratios of the volcanic systems near the studied area, taken from Hickey-Vargas et al. (1989), Morgado et al. (2015) and new data of QVC trachytes. The dashed line enclose the southern South Volcanic Zone (SSVZ; López-Escobar et al., 1995).

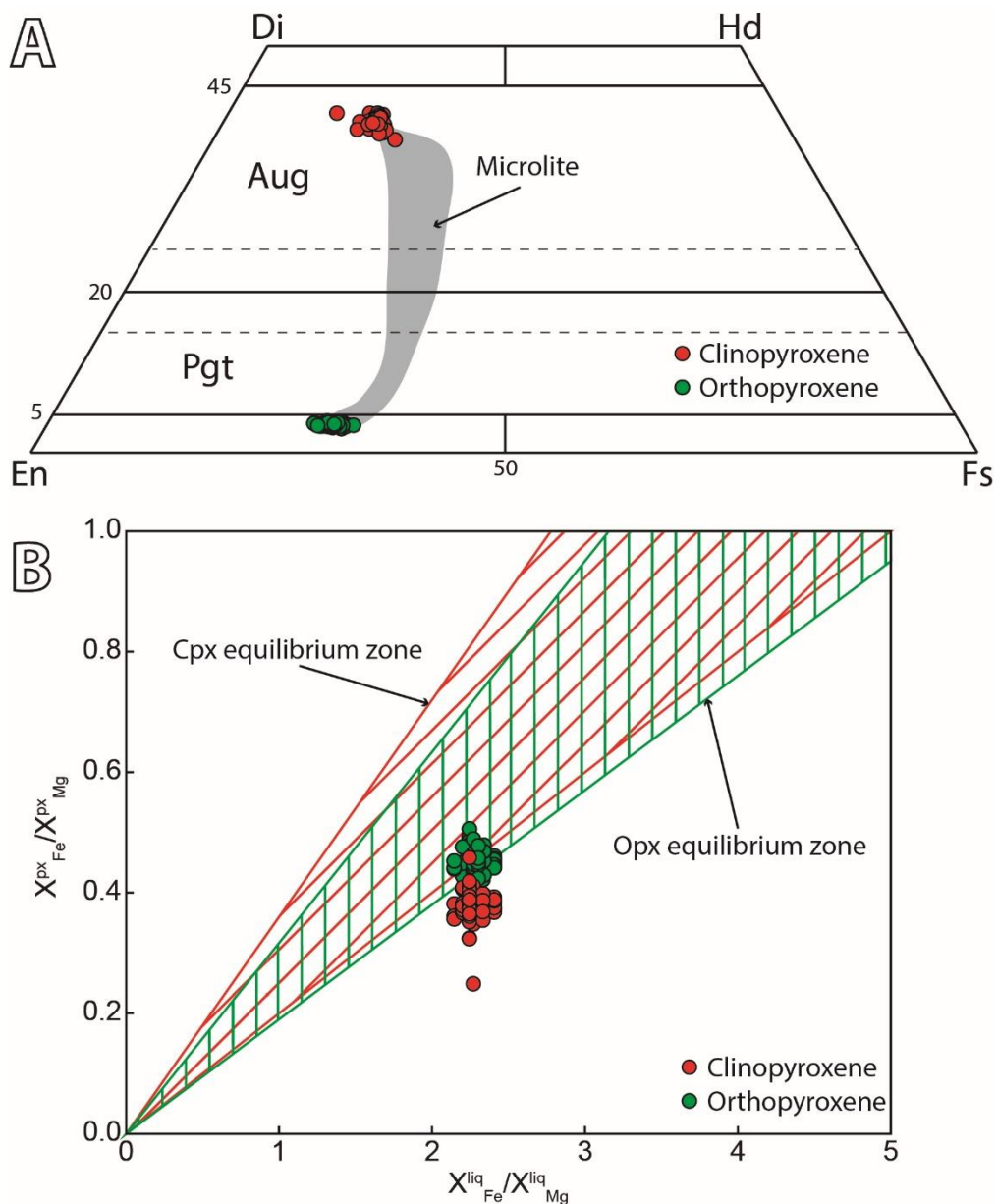


Figure 3.8. (A) Pyroxene phenocrysts (both crystal clots and isolated) compositions of the QVC trachytes. The grey area indicates the compositions of the pyroxene microlites. (B) Cpx-melt and opx-melt equilibrium tests (Putirka, 2008). The green stripes indicate the zone where the orthopyroxene is in equilibrium with the melt (whole rock composition), and the red stripes indicates the zone where clinopyroxene is in equilibrium with the melt.

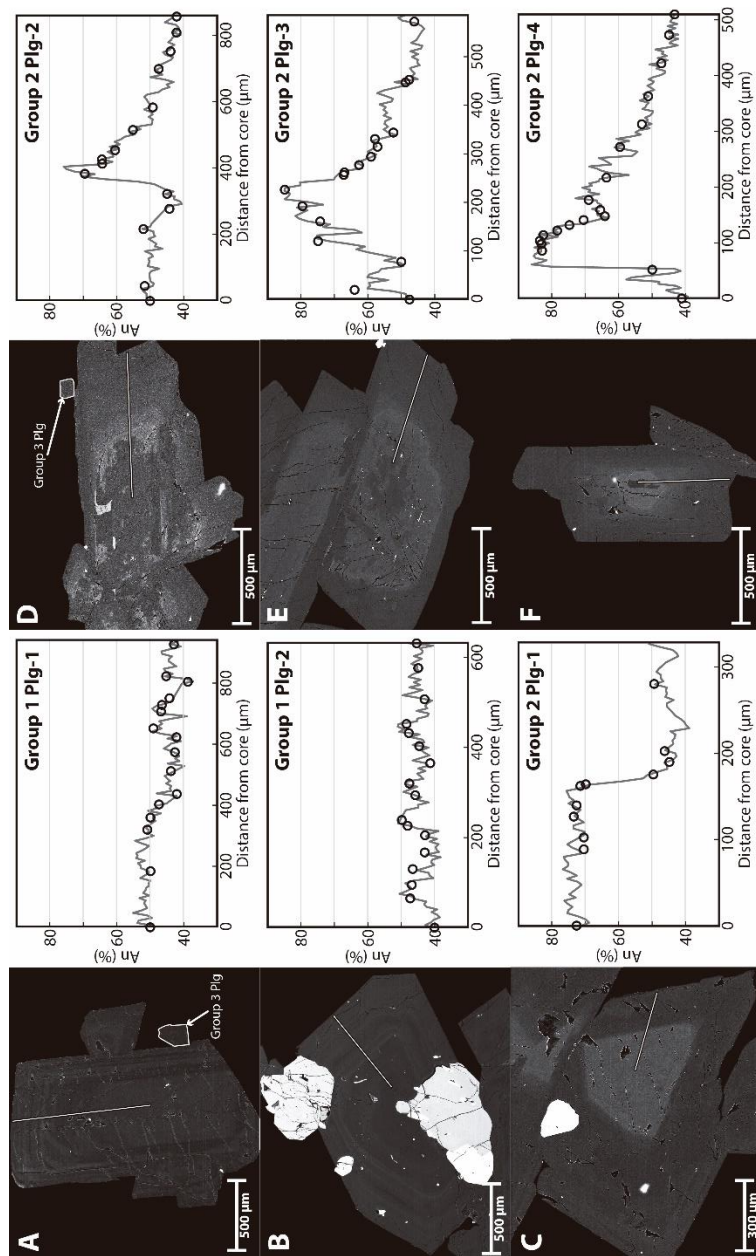


Figure 3.9. BSE images and anorthite compositional profiles of examples of plagioclase phenocrysts from Group 1 and Group 2 plagioclase phenocrysts. Circles in the compositional profiles are the anorthite content of the EMPA analyses and the grey lines are the calibrated gray scale profiles from the BSE. (A) and (B) are oscillatory plagioclase from Group 1. (C) to (F) are plagioclase phenocrysts Group 2, where (C) has a sharp transition to the outer rim, while (D) to (F) present an albitic internal core with resorption features and a smooth transition to the outer rim.

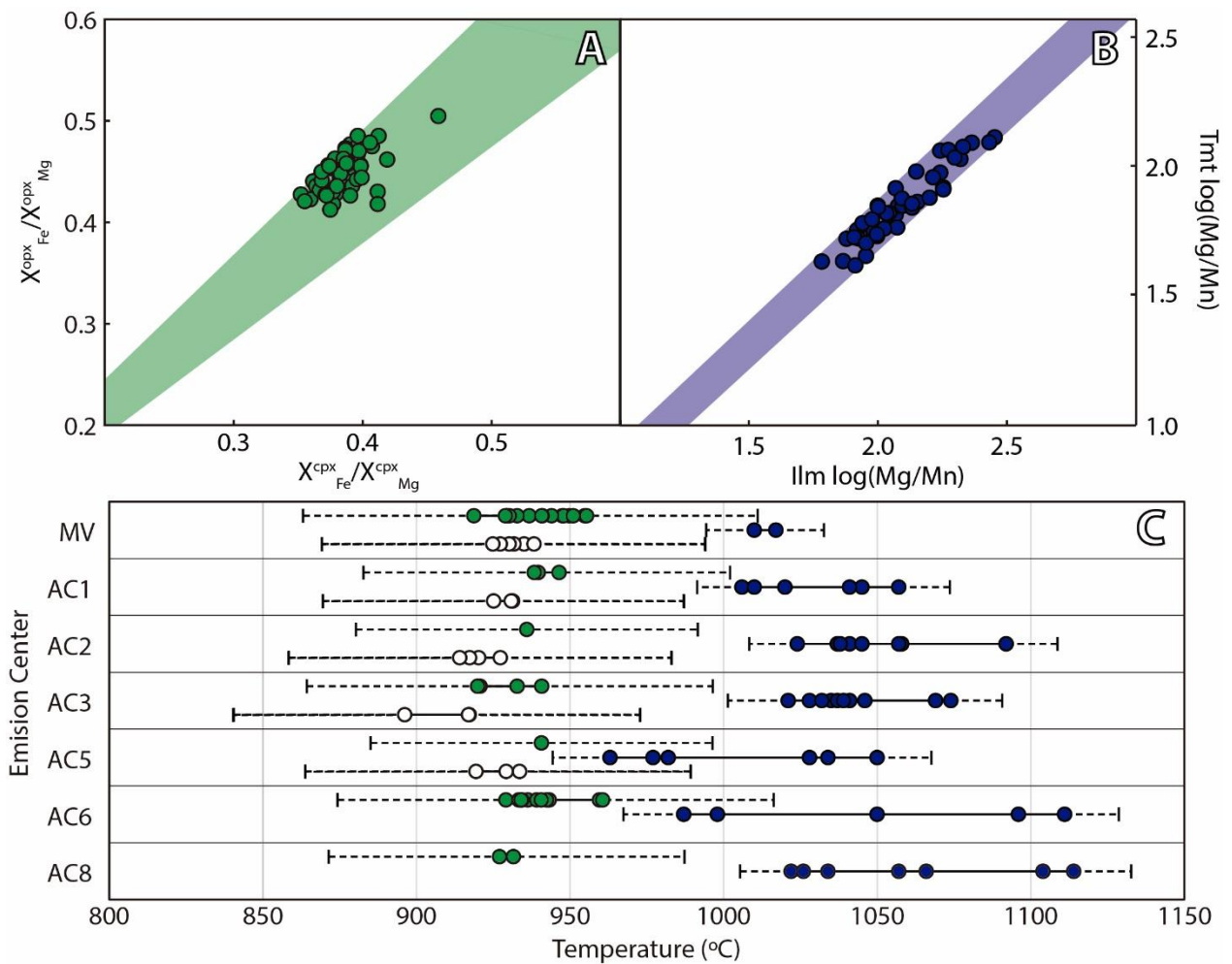


Figure 3.10. (A) Clinopyroxene-orthopyroxene equilibrium test (Putirka, 2008) of the pyroxene pairs used for geothermometry. (B) Titanomagnetite-ilmenite equilibrium test (Bacon & Hirschmann, 1988) of the Fe-Ti oxide pairs used for geothermometry. (C) Temperatures obtained by geothermometry of two-pyroxene (Putirka, 2008) and Fe-Ti oxides (Ghiorso & Evans, 2008) for each lava sample analyzed in EMPA. Green circles are the calculated temperatures from pyroxene pairs in crystal-clots, while white circles are from isolated pyroxene pairs and blue circles are from Fe-Ti oxide pairs. Solid lines includes all temperatures within the calculated maximum and minimum. Dashed lines indicates the maximum and minimum error.

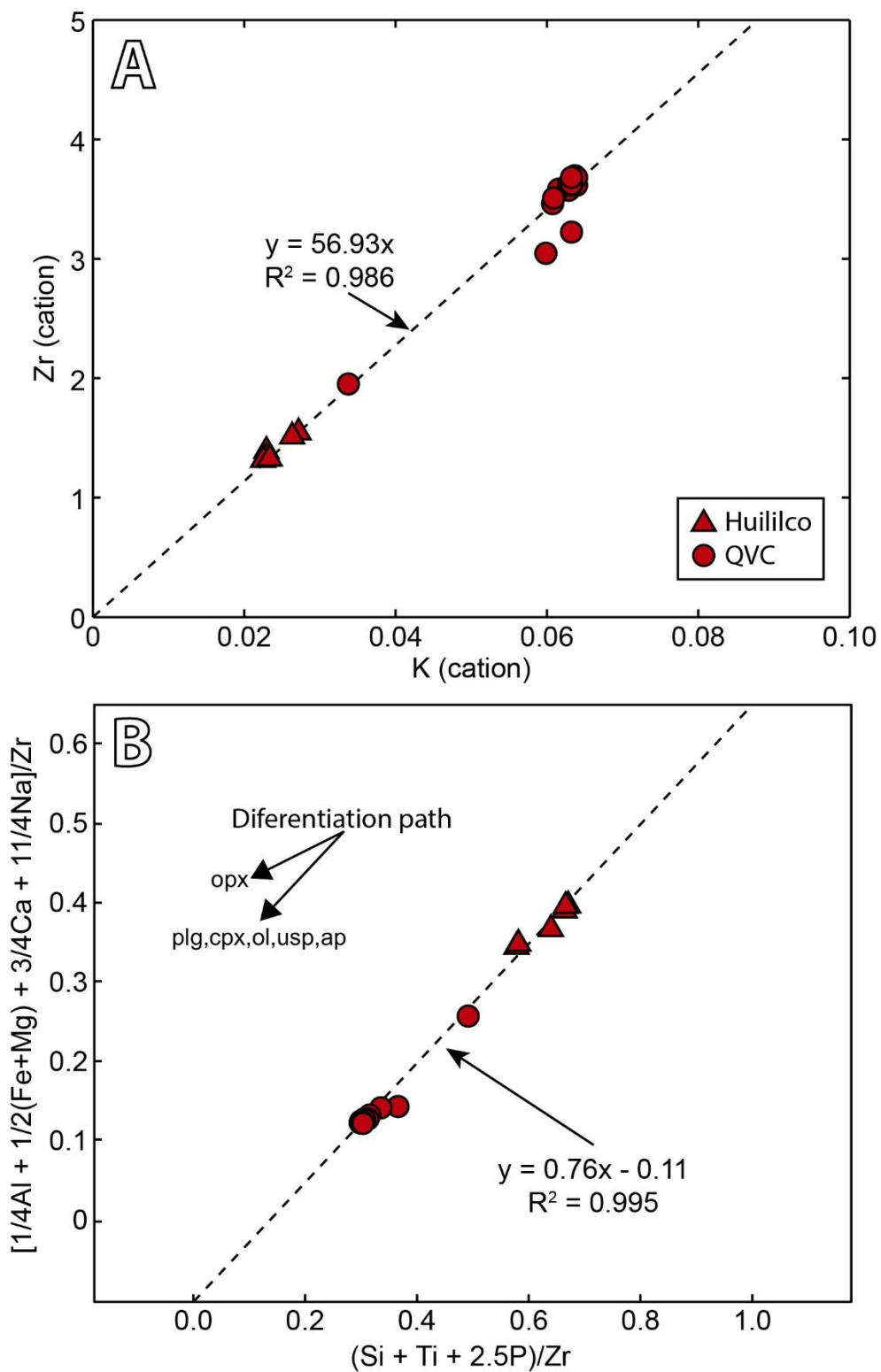


Figure 3.11. (A) PER conservative elements test for K and Zr. (B) PER assemblage test diagram where sorting of plg+cpx+ol+usp (ülvospinel)+ap phase assemblage evolves through the slope = 1.

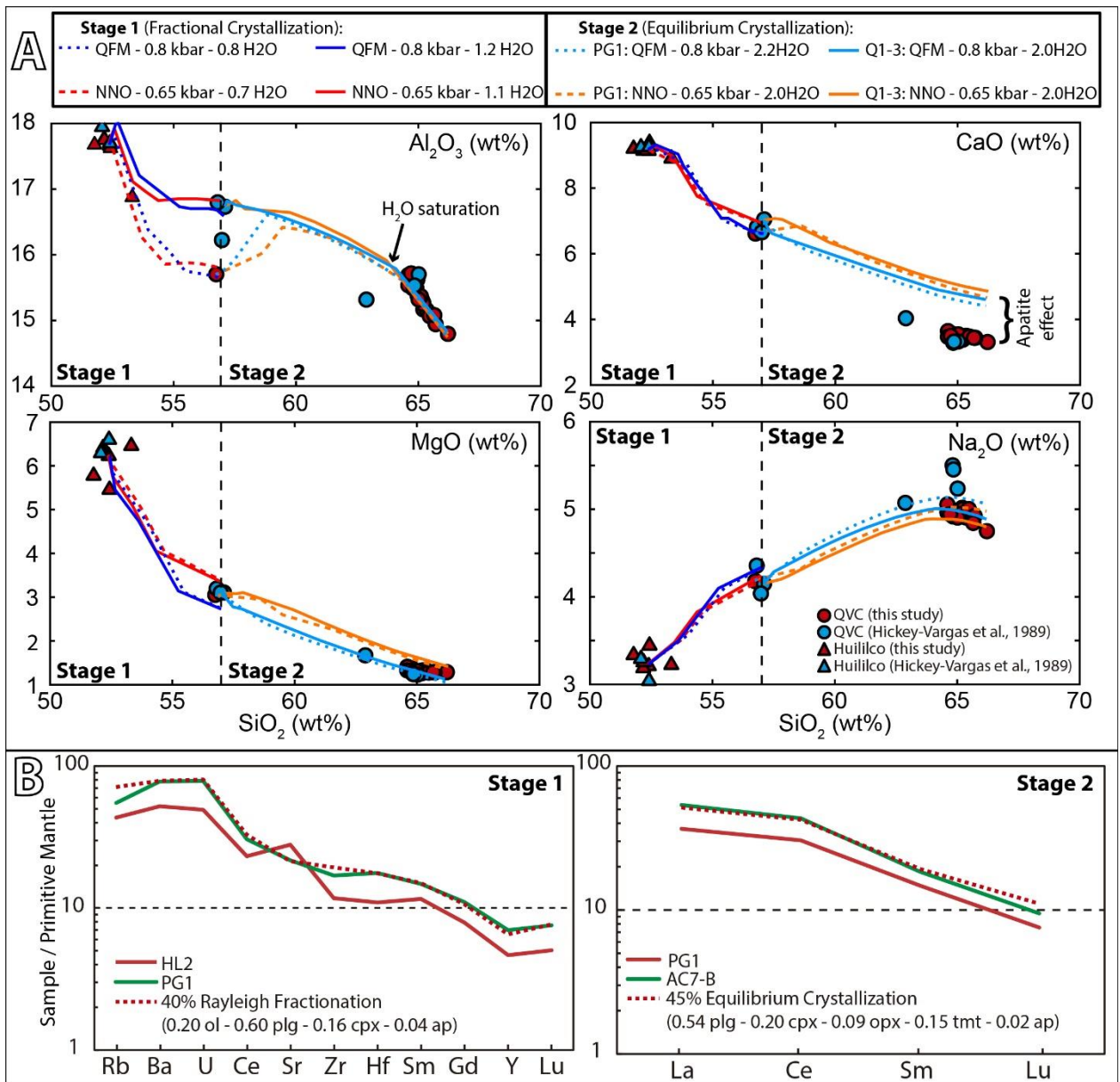


Figure 3.12. (A) Harker diagrams showing the evolution of the residual melt the rhyolite-MELTS simulations for stages 1 and 2. (B) Spider diagrams showing the results of the trace elements modes of fractional crystallization for stages 1 and 2. Primitive Mantle composition from McDonough and Sun (1995).

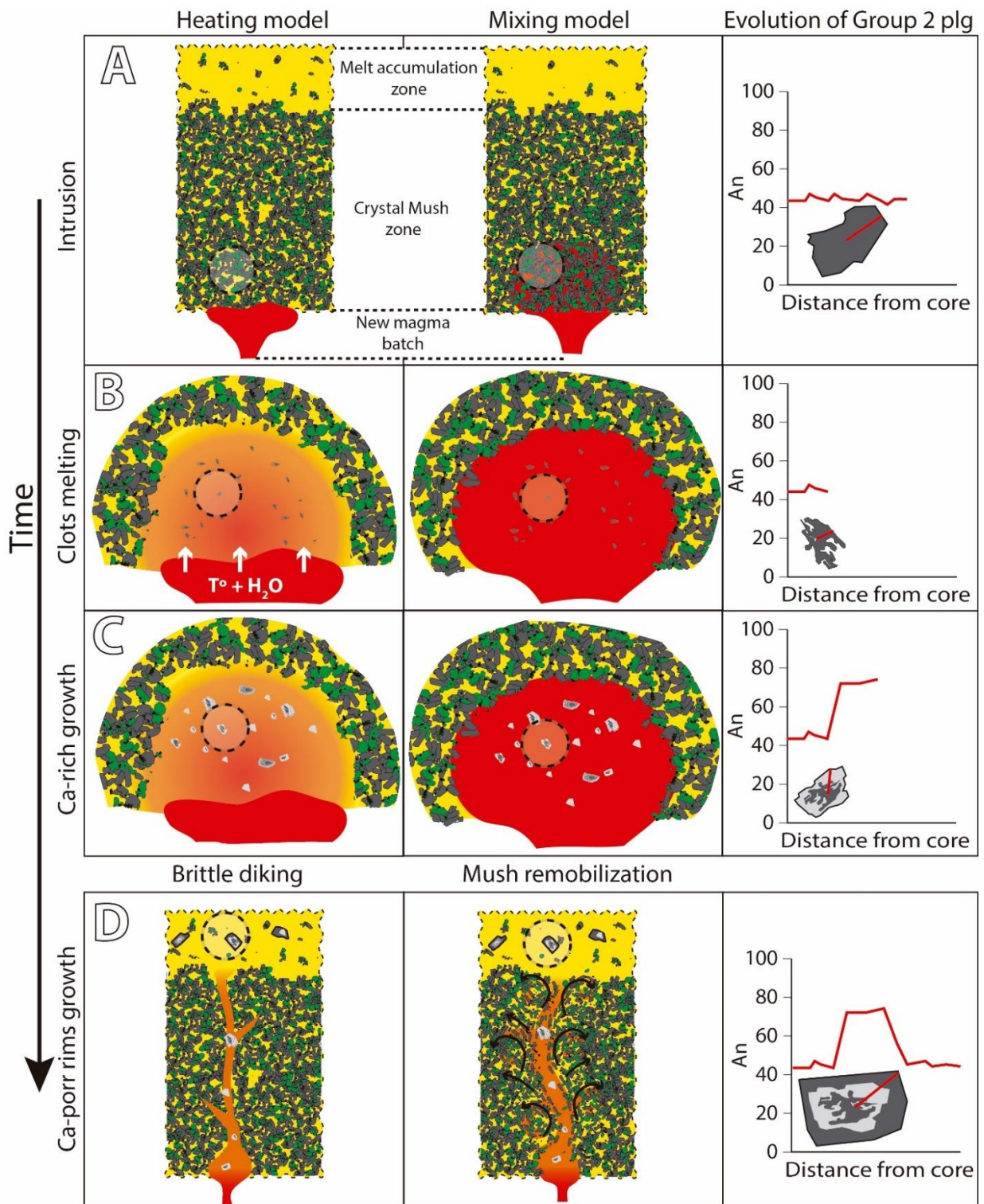


Figure 3.13. Models of formation of Group 2 plg phenocrysts, showing the interaction two boundary models of interaction between the mush zone and the new magma input. The plots on the right shows the schematic evolution of group 2 plg phenocrysts at each stage. The circles with dashed borders mark the location of the group 2 plg crystals at that stage. (A) In the heating model

the new magma batch stalls below the mush zone, while in the mixing model the magma percolates the crystal network, displacing the trachytic melt. (B) Melting of crystal clots due to heating and water addition from the new magma batch (heating model) and due to direct contact and mixing with the new magma (mixing model). (C) Regrowth of the Ca-rich zones from a liquid resulted from trachytic melt + melted clots (heating model) and from new magma + melted clots. (D) Two options of migration of the hybridized melt through diking (left) or remobilization of the crystal mush (right).

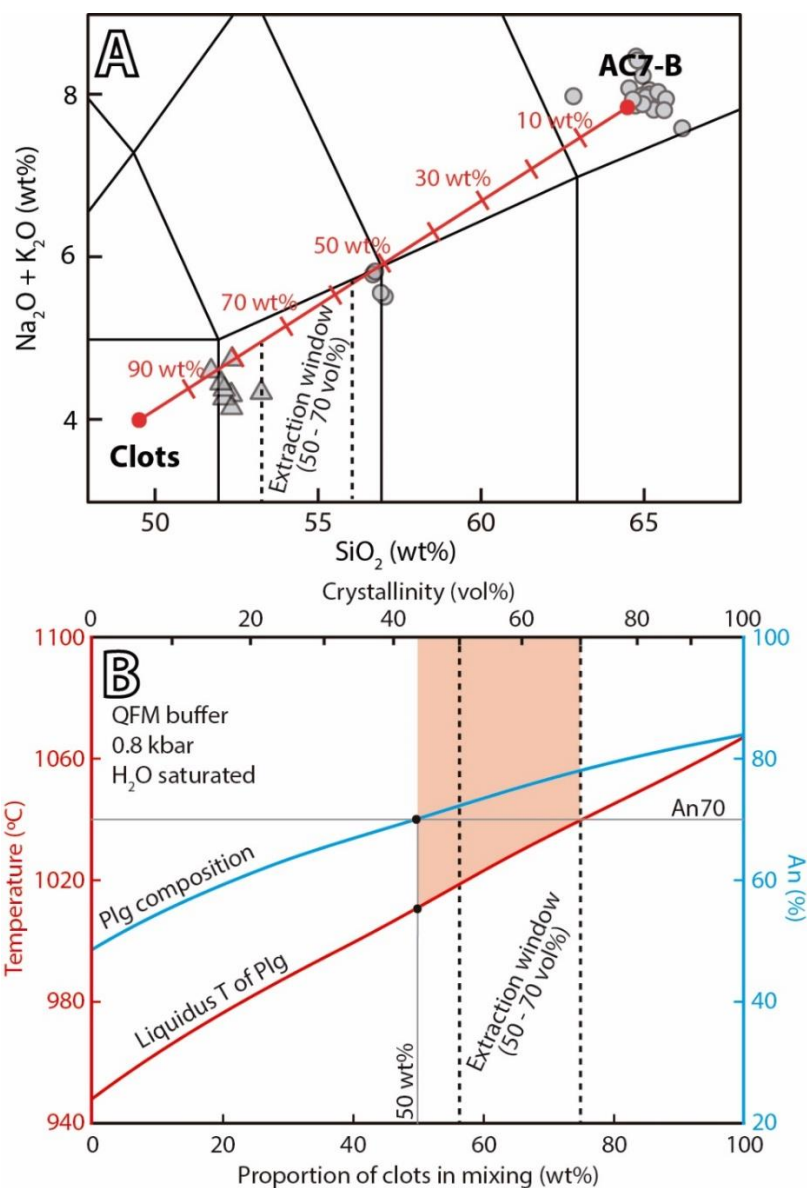


Figure 3.14. (A) TAS diagram to show mixing between the interstitial trachytic melt (AC7-B; Table 2.1) and different proportions (wt%) of crystal clot composition. (B) Rhyolite-MELTS model of plagioclase liquidus for the different proportions of mixing. Red line is the liquidus temperature of plagioclase and light blue is the composition of plagioclase at the liquidus temperature. Melt extraction window (Dufek & Bachmann, 2010) is also shown. Red area indicates the possible temperatures and mixing proportions to produce melting of plagioclase and then regrowth of $>\text{An}_{70}$ (Group 2 plagioclase anorthitic cores).

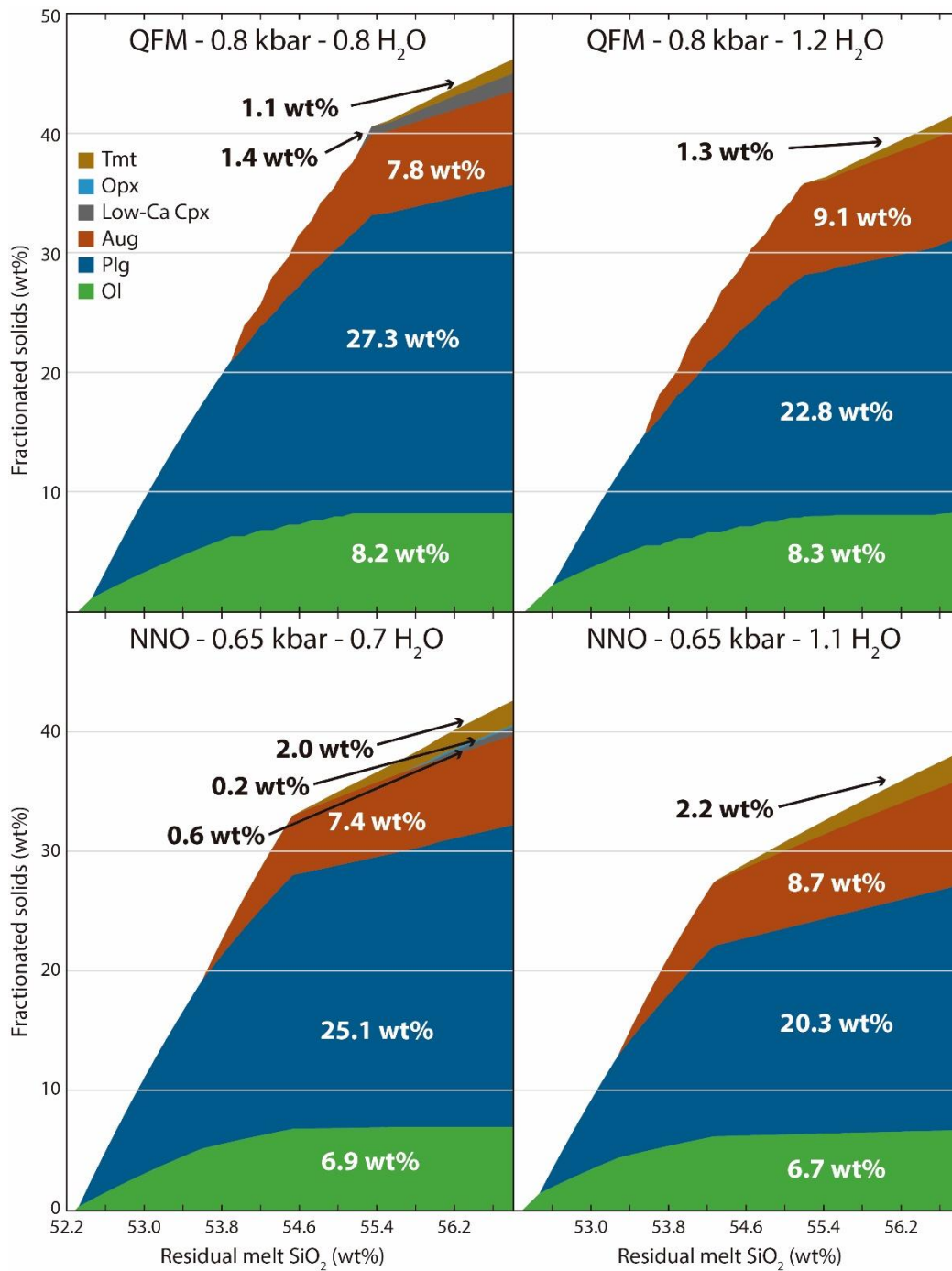


Figure 3.A1. Progression of the fractionated phases with the variation of SiO₂ content in the residual melt for the rhyolite-MELTS simulations of Stage 1. Initial conditions: 0.8 kbar-QFM-0.8 wt% H₂O; 0.8 kbar-QFM-1.2 wt% H₂O; 0.65 kbar-NNO-0.7 wt% H₂O; 0.65 kbar-NNO-1.1 wt% H₂O.

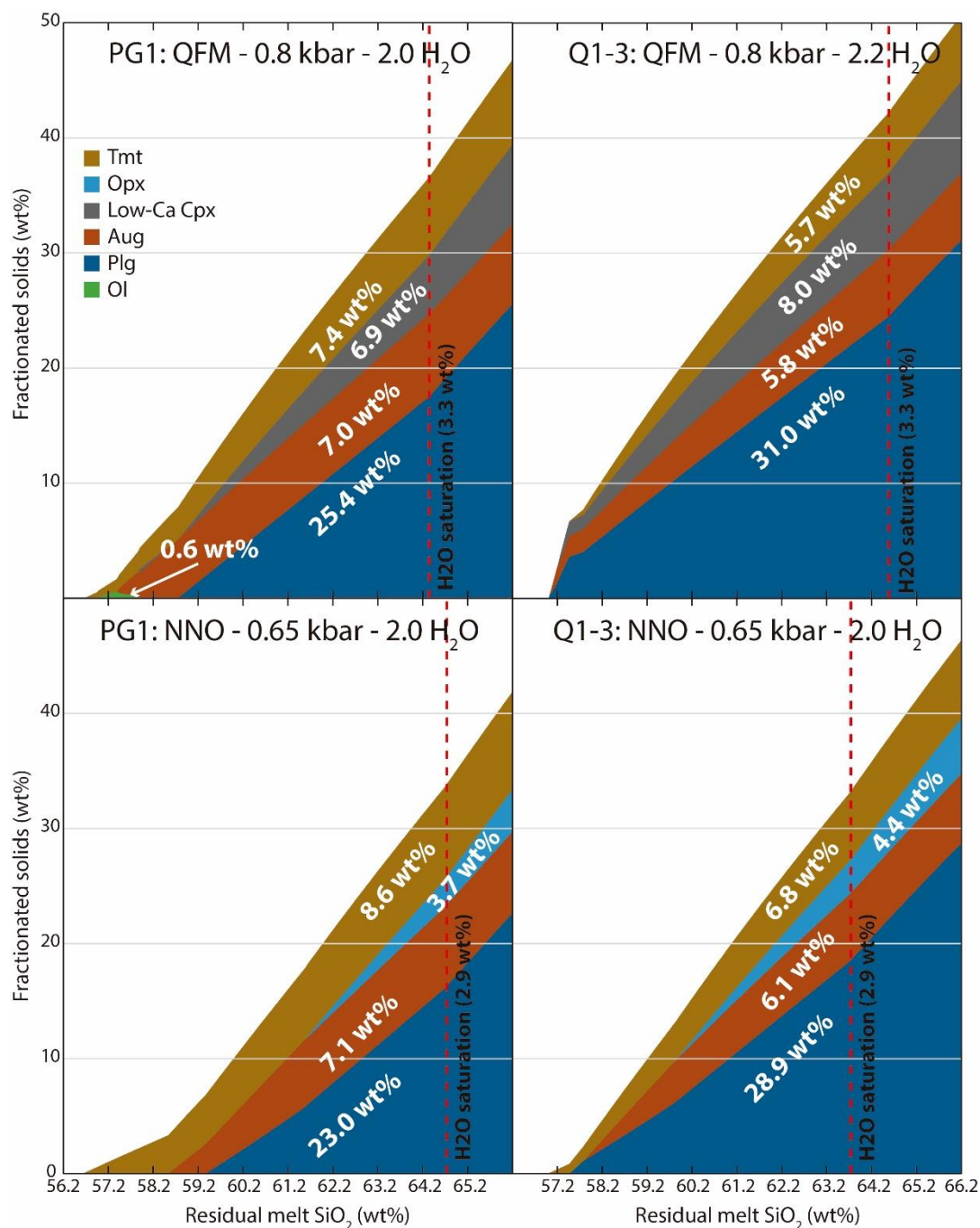


Figure 3.A1. Progression of the fractionated phases with the variation of SiO₂ content in the residual melt for the rhyolite-MELTS simulations of Stage 2. Initial conditions: PG1 sample with 0.8 kbar-QFM-2.2 wt% H₂O; Q1-3 sample with 0.8 kbar-QFM-2.0 wt% H₂O; PG1 sample with 0.65 kbar-NNO-2.0 wt% H₂O; Q1-3 sample with 0.65 kbar-NNO-2.0 wt% H₂O.

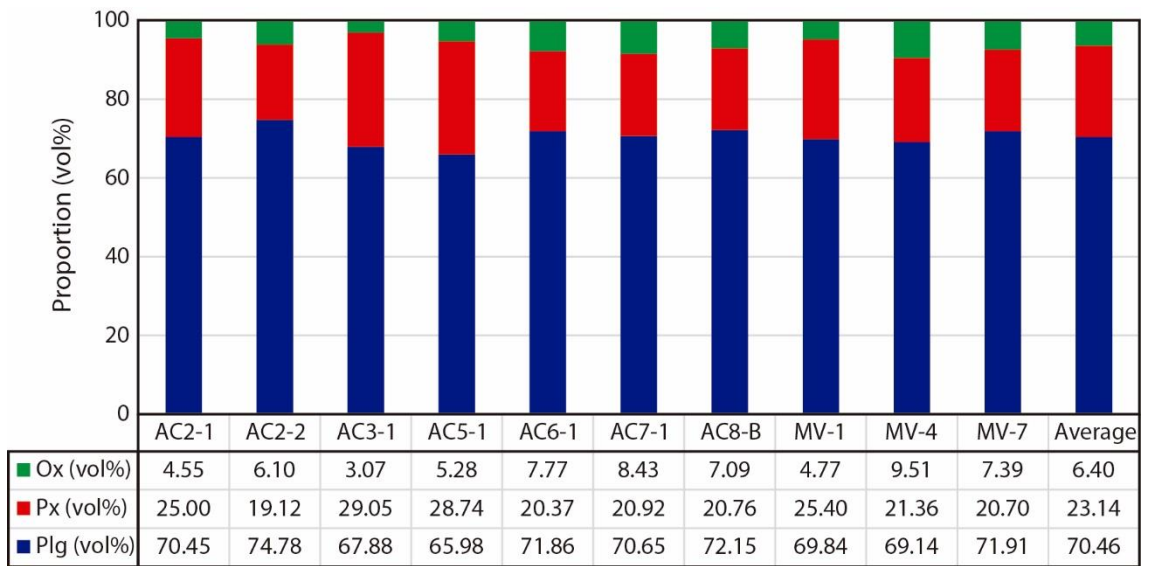


Figure 3.A3. Point counting measurements of volume proportion of mineral phases in crystal clots.

Table 3.1. Whole rock geochemistry data of samples from the Quetrupillán and Huililco lavas and Sr-Nd isotopic ratios of Quetrupillán samples.

		QVC Holocene																
Mayor elements	d.l. (%)	AC1-1	AC1-2	AC2-1	AC2-2	AC3-1	AC4-1	AC5-1	AC5-2	AC6-1	AC7-1	AC7-B	AC8-B	MV1	MV2	MV3	MV4	MV5
SiO ₂	0.1	64.32	63.73	64.41	64.35	64.09	65.06	63.38	64.18	65.51	64.64	63.89	64.14	65.73	64.46	63.71	64.75	63.87
Al ₂ O ₃	0.01	15.51	15.33	15.45	15.12	15.01	15.22	15.4	14.89	14.64	15.04	15.37	15.34	15.1	14.66	15.09	15.46	15.08
TiO ₂	0.01	1.133	1.128	1.139	1.113	1.118	1.129	1.123	1.128	1.116	1.139	1.184	1.144	1.075	1.047	1.093	1.11	1.09
FeO	0.01	4.3	4	4.8	4.3	4.2	4.1	4	4.2	4.5	4.4	3.8	4.6	3.4	4.6	3.8	3.8	3.8
Fe ₂ O ₃	0.001	1.08	1.14	0.51	1.01	0.98	1.12	1.21	0.97	0.7	0.83	1.52	0.66	2.03	0.52	1.59	1.57	1.46
MnO	0.01	0.129	0.128	0.129	0.129	0.128	0.13	0.13	0.128	0.126	0.13	0.132	0.13	0.123	0.122	0.126	0.126	0.124
MgO	0.01	1.23	1.23	1.27	1.25	1.24	1.32	1.3	1.31	1.27	1.31	1.39	1.36	1.28	1.25	1.26	1.3	1.26
CaO	0.01	3.38	3.33	3.38	3.35	3.33	3.46	3.41	3.44	3.28	3.43	3.61	3.53	3.45	3.38	3.39	3.52	3.39
Na ₂ O	0.01	4.88	4.89	4.93	4.91	4.93	4.99	4.96	4.82	4.7	4.97	4.91	4.9	4.85	4.83	4.86	4.91	4.85
K ₂ O	0.001	2.99	2.96	2.99	2.98	3	3.01	2.98	2.87	2.82	2.96	2.86	2.9	2.98	2.98	2.98	3	2.98
P ₂ O ₅	0.01	0.36	0.34	0.36	0.34	0.36	0.35	0.34	0.37	0.34	0.36	0.39	0.37	0.29	0.29	0.32	0.34	0.34
LOI		-0.13	-0.16	-0.18	-0.11	-0.21	-0.18	-0.09	-0.22	-0.28	-0.18	-0.04	-0.22	0.02	-0.19	-0.13	-0.15	-0.1
Total		99.18	98.05	99.19	98.74	98.18	99.71	98.14	98.09	98.72	99.03	99.02	98.85	100.33	97.95	98.09	99.74	98.14
Trace elements	d.l. (ppm)																	
Sc	1	15	15	15	15	15	16	16	16	16	16	16	16	15	15	15	16	15
Be	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
V	5	74	74	77	75	73	79	76	78	77	78	82	82	83	80	83	83	81
Co	1	26	18	24	23	18	26	32	26	23	22	59	37	24	23	27	21	24
Ga	1	18	19	18	18	18	20	17	20	17	20	20	19	20	20	20	20	20
Rb	2	80	81	78	79	77	84	73	82	73	83	80	80	85	85	84	85	86
Sr	2	297	303	306	291	299	306	307	304	300	303	322	318	303	295	299	309	302
Y	2	38	37	38	38	39	38	39	38	36	39	37	38	39	38	38	37	37
Zr	4	330	326	332	333	331	330	294	320	278	331	316	327	336	331	330	337	333
Nb	1	13	13	15	14	15	12	12	12	10	13	12	13	12	12	12	12	12
Cs	0.5	4	3.9	4	3.9	4.1	3.7	3.9	3.6	3.9	3.7	3.6	3.7	3.7	3.7	3.8	3.7	3.8
Ba	3	768	762	773	768	772	780	770	749	731	771	750	760	763	759	763	770	760
La	0.1	36.4	35.8	36.3	36.4	36.7	36.3	34.5	35.2	35.2	36.3	34.7	35.6	34.8	35.6	34.6	34.8	35.5
Ce	0.1	75.1	74.7	75.6	75.7	76.2	76.1	71.7	74.1	72.5	75.6	72.6	74.3	72.9	74.6	72.3	72.6	73.8
Pr	0.05	9.44	9.4	9.61	9.68	9.61	9.54	9.33	9.48	9.37	9.55	9.21	9.42	9.18	9.47	9.26	9.18	9.43
Nd	0.1	36.9	37.7	37.3	38	37.9	37.6	37.1	37.9	37.7	37.6	36	37.6	36.1	37.2	35.9	36.4	37.1
Sm	0.1	7.7	7.4	7.5	7.9	7.9	7.7	7.7	7.7	7.7	8.1	7.5	7.7	7.6	7.8	7.4	7.5	7.5
Eu	0.05	1.81	1.73	1.83	1.81	1.82	1.88	1.79	1.81	1.89	1.89	1.84	1.82	1.68	1.76	1.74	1.81	1.79
Gd	0.1	6.9	6.8	6.8	7	6.8	6.9	6.5	6.6	6.9	6.9	6.9	6.7	6.8	6.9	6.5	6.5	6.7
Tb	0.1	1.2	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	1.2	1.1	1.2	1.2	1.1	1.1	1.2	1.1	1.1	1.2
Dy	0.1	7	6.8	7.1	7	7	7.1	6.8	6.8	6.7	7.1	6.9	6.9	6.9	7	6.7	6.7	6.9
Ho	0.1	1.4	1.4	1.4	1.4	1.5	1.4	1.4	1.3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4
Er	0.1	4.3	4.1	4.1	4.4	4.2	4.1	4.1	4	4.2	4.2	4.1	4	4.1	4.1	4	4.1	4.1
Tm	0.05	0.66	0.68	0.66	0.67	0.67	0.66	0.61	0.65	0.64	0.68	0.63	0.66	0.65	0.62	0.65	0.63	0.66
Yb	0.1	4.2	4.2	4.4	4.4	4.4	4.4	4.3	4.2	4.4	4.4	4.2	4.3	4.2	4.2	4.2	4.3	4.3
Lu	0.04	0.66	0.65	0.67	0.64	0.65	0.64	0.66	0.65	0.67	0.66	0.64	0.63	0.64	0.67	0.6	0.64	0.64
Hf	0.2	7.2	7.3	7.2	7.5	7.2	7.3	7.4	7.1	6.8	7.3	7	7.3	7.4	7.5	7.1	7.1	7.1
Ta	0.1	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.9	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7
Pb	5	20	20	21	20	20	21	20	20	20	21	20	20	18	20	20	20	20
Th	0.1	9.9	9.7	9.9	10.1	10.2	9.8	9.5	9.5	9.6	9.8	9.2	9.3	9.8	9.9	9.8	9.6	9.8
U	0.1	2.9	2.9	2.9	2.9	3	2.9	2.8	2.8	2.8	2.9	2.7	2.8	2.8	3	2.9	2.9	2.9
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr						0.704001±3		0.703986±3			0.704020±4						0.703989±4	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd						0.512813±4		0.512825±4			0.512789±19						0.512854±10	

Table 3.1. (continue).

Mayor elements	QVC Holocene			QVC Preglacial	Huillilco					
	MV6	MV7	MV8	PG1	HL1	HL2	HL3	HL4	HL5	HL6
SiO ₂	64.28	64.26	64.66	55.65	52.51	52.3	51.96	52	52.26	51.43
Al ₂ O ₃	15.15	14.79	15.71	15.4	16.65	17.66	17.73	17.72	17.6	17.59
TiO ₂	1.093	1.073	1.128	1.499	0.925	1.083	1.051	1.084	1.237	1.231
FeO	4.3	3.8	3.9	--	--	--	--	--	--	--
Fe ₂ O ₃	1.09	1.33	1.45	10.84*	9.39*	9.53*	9.51*	9.51*	9.38*	9.99*
MnO	0.124	0.124	0.127	0.172	0.148	0.153	0.153	0.152	0.153	0.156
MgO	1.29	1.25	1.31	2.99	6.38	6.24	6.41	6.3	5.46	5.76
CaO	3.51	3.42	3.5	6.49	8.81	9.16	9.15	9.15	9.39	9.18
Na ₂ O	4.85	4.91	4.94	4.1	3.19	3.22	3.19	3.26	3.45	3.33
K ₂ O	2.96	2.99	3.01	1.59	1.08	1.08	1.06	1.1	1.28	1.24
P ₂ O ₅	0.33	0.33	0.33	0.41	0.34	0.34	0.33	0.33	0.41	0.42
LOI	-0.12	-0.04	-0.11	0.31	0.18	-0.11	0.12	0.15	-0.06	-0.18
Total	98.86	98.24	99.96	99.46	99.6	100.7	100.7	100.8	100.6	100.2
Trace elements							* Fe as Fe ₂ O ₃ (t)			
Sc	15	15	16	29	28	27	28	28	28	27
Be	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1
V	83	80	83	323	229	231	224	230	234	232
Co	7	21	26	22	31	30	29	47	37	30
Ga	21	20	20	20	19	19	18	18	19	20
Rb	85	85	86	33	26	26	25	25	31	34
Sr	306	306	314	431	559	556	561	566	615	618
Y	36	38	38	30	21	20	17	20	22	20
Zr	331	335	336	178	128	123	121	122	142	139
Nb	12	12	11	6	6	6	6	6	10	10
Cs	3.8	3.8	3.7	1.4	1.3	1.2	1.1	1.2	1.3	1.4
Ba	761	768	773	514	343	344	338	346	390	377
La	35	35	35.3	23.7	17.2	17.8	17.9	21.3	20.7	21
Ce	73.2	72.9	73.2	51.1	37	38.8	37.9	43	44.1	44.1
Pr	9.31	9.3	9.24	6.6	4.78	4.88	4.93	5.31	5.57	5.6
Nd	37	36	36.5	28.6	20.1	20.1	20.9	21.6	23	23.1
Sm	7.7	7.5	7.5	6	4.3	4.7	4.3	4.8	4.8	5
Eu	1.75	1.76	1.8	1.69	1.26	1.35	1.32	1.38	1.45	1.4
Gd	6.7	6.5	6.9	6	4.1	4.3	4	4.2	4.5	4.7
Tb	1.1	1.1	1.1	0.9	0.6	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7
Dy	6.6	6.6	7	5.6	3.5	3.8	3.7	3.9	4.1	4
Ho	1.4	1.3	1.4	1.1	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
Er	4.1	4.1	4.1	3.6	2.1	2.4	2.2	2.3	2.4	2.3
Tm	0.66	0.64	0.65	0.55	0.31	0.34	0.33	0.35	0.36	0.34
Yb	4.2	4.1	4.3	3.5	1.9	2.2	2.1	2.2	2.2	2.2
Lu	0.64	0.66	0.67	0.51	0.29	0.34	0.33	0.32	0.34	0.34
Hf	7.6	7.4	7.3	5	2.7	3.1	3.1	3	3.4	3.5
Ta	0.6	0.7	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.6
Pb	20	21	21	13	7	8	8	8	8	8
Th	9.9	9.8	9.9	5.4	2.9	3.3	3.2	3.5	3.5	3.5
U	2.9	2.9	2.8	1.6	0.9	1	1	1	1.1	1.1
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703990±3	0.704021±4								
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512829±6	0.512827±10								

Table 3.2. Representative chemical analyses of minerals from QVC trachytes.

Plagioclases							
Point Type	MV7-pl77	MV7-pl90	MV3-pl5	MV3-pl17	AC3-pl161	MV3-pl-32	
	Plg1		Plg2 core	Plg2 rim		Microlite	
SiO ₂	55.54	58.14	46.77	56.84	56.12	62.51	
TiO ₂	0.06	0.03	0.00	0.07	0.04	0.14	
Al ₂ O ₃	28.68	26.28	34.43	27.82	27.61	23.24	
FeO	0.56	0.58	0.52	0.61	0.63	0.58	
MgO	0.08	0.01	0.02	0.09	0.06	0.02	
CaO	10.19	7.76	16.76	9.48	9.19	4.35	
Na ₂ O	5.42	6.51	1.82	5.89	6.17	8.06	
K ₂ O	0.39	0.50	0.08	0.33	0.34	1.54	
SrO	0.182	0.033	0.109	0.124	0.074	0.066	
Total	101.09	99.84	100.52	101.24	100.23	100.49	
XAn	49.78	38.53	83.17	46.15	44.26	20.93	
XAb	47.95	58.49	16.33	51.95	53.81	70.25	
XOr	2.27	2.97	0.50	1.90	1.93	8.82	
Clinopyroxene				Orthopyroxene			
Point Type	AC6-1-px71	AC3-1-px3	MV-3-px175	AC6-1-px72	AC3-1-px4	AC3-1-px159	
	Crystal clot	Isolated	Microlite	Crystal clot	Isolated	Microlite	
SiO ₂	52.06	51.20	51.33	53.53	53.74	53.81	
TiO ₂	0.64	0.87	0.92	0.29	0.33	0.33	
Al ₂ O ₃	1.49	2.14	2.54	0.81	0.87	0.67	
FeO	8.88	9.21	12.57	17.91	19.12	18.99	
Fe ₂ O ₃	1.21	1.47	0.93	1.02	0.33	--	
MnO	0.42	0.53	0.68	0.84	0.83	0.83	
MgO	15.12	14.87	14.48	24.65	23.83	23.89	
CaO	19.98	19.37	17.00	1.69	1.56	1.61	
Na ₂ O	0.32	0.35	0.37	0.04	0.05	0.02	
K ₂ O	--	--	0.06	0.02	0.02	0.03	
Cr ₂ O ₃	--	--	--	--	--	0.02	
Total	100.13	100.01	100.88	100.78	100.69	100.22	
XEn	43.87	43.78	42.90	68.65	66.80	66.91	
XFes	14.46	15.22	20.89	27.97	30.06	29.84	
XWo	41.67	41.00	36.21	3.38	3.15	3.25	
Ilmenite			Titanomagnetite				
Point Type	AC3-ox79	MV7-ox08	AC3-ox80	MV-7-ox07	AC3-ox81		
	Crystal clot	Microphenocryst	Crystal clot	Microphenocryst	Microlite		
SiO ₂	--	--	0.06	0.11	0.14		
TiO ₂	45.34	45.86	18.45	16.50	18.69		
Al ₂ O ₃	0.27	0.32	2.36	2.49	1.99		
Fe ₂ O ₃	15.10	14.96	29.06	30.71	27.75		
V ₂ O ₃	0.70	0.51	0.43	0.78	0.65		
Cr ₂ O ₃	--	--	0.03	0.02	--		
FeO	34.70	35.67	47.88	46.40	47.82		
MnO	0.68	0.74	0.79	0.66	0.84		
MgO	3.42	3.09	2.51	2.39	2.16		
CaO	--	0.02	--	0.16	0.09		
Total	100.20	101.15	101.56	100.23	100.12		
XFeO	42.18	42.64	61.74	61.82	62.01		
XFe ₂ O ₃	8.26	8.05	16.86	18.40	16.19		
XTiO ₂	49.57	49.31	21.40	19.78	21.80		

For these and other pyroxene and Fe-Ti oxide analyses the values of FeO and Fe₂O₃ were obtained following the procedure of Putirka (2008) and Droop (1987), respectively.

Table 3.A1. Details on the wt% proportions and composition range of the mineral phases fractionated in the Stage 1 rhyolite-MELTS simulations. Initial conditions: 0.8 kbar-QFM-0.8 wt% H₂O; 0.8 kbar-QFM-1.2 wt% H₂O; 0.65 kbar-NNO-0.7 wt% H₂O; 0.65 kbar-NNO-1.1 wt% H₂O.

QFM - 0.8 kbar		0.8 wt% H₂O		1.2 wt% H₂O	
Phase	Composition	wt%	Composition	wt%	
Olivine	F ₀₈₂ to F ₀₆₉	8.2	F ₀₈₂ to F ₀₆₇	8.3	
Plagioclase	An ₇₇ to An ₆₂	27.3	An ₇₉ to An ₆₅	22.8	
Augite	En ₅₀ Fe ₁₁ W ₀₃₉ to En ₄₆ Fe ₁₆ W ₀₃₈	7.8	En ₄₉ Fe ₁₀ W ₀₄₁ to En ₄₇ Fe ₁₅ W ₀₃₈	9.1	
Low-Ca clinopyroxene	En ₆₅ Fe ₂₅ W ₀₁₀	1.4	--	--	
Titanomagnetite	Usp ₅₂	1.1	Usp ₅₂ - Usp ₄₉	1.3	
Total		45.8		41.5	
NNO - 0.65 kbar		0.7 wt% H₂O		1.1 wt% H₂O	
Phase	Composition	wt%	Composition	wt%	
Olivine	F ₀₈₃ to F ₀₇₄	6.9	F ₀₈₃ to F ₀₇₅	6.7	
Plagioclase	An ₇₆ to An ₆₃	25.1	An ₇₉ to An ₆₇	20.3	
Augite	En ₅₀ Fe ₁₁ W ₀₃₉	7.4	En ₅₀ Fe ₁₀ W ₀₄₀	8.7	
Low-Ca clinopyroxene	En ₆₈ Fe ₂₂ W ₀₁₀	0.6	--	--	
Orthopyroxene	En ₇₇ Fe ₂₀ W ₀₀₃	0.2	--	--	
Titanomagnetite	Usp ₃₄	2.0	Usp ₃₄	2.2	
Total		42.2		37.9	

Table 3.A2. Details on the wt% proportions and composition range of the mineral phases fractionated in the Stage 2 rhyolite-MELTS simulations. Initial conditions: PG1 sample with 0.8 kbar-QFM-2.2 wt% H₂O; Q1-3 sample with 0.8 kbar-QFM-2.0 wt% H₂O; PG1 sample with 0.65 kbar-NNO-2.0 wt% H₂O; Q1-3 sample with 0.65 kbar-NNO-2.0 wt% H₂O.

QFM - 0.8 kbar	PG1 - 2.2 wt% H₂O		Q1-3 - 2.0 wt% H₂O	
Phase	Composition	wt%	Composition	wt%
Olivine	Fo ₆₈	0.6*	--	--
Plagioclase	An ₆₆ – An ₄₉	25.4	An ₆₉ – An ₅₁	31.0
Augite	En ₄₄ Fe ₁₅ W ₀₄₂	7.0	En ₄₄ Fe ₁₄ W ₀₄₂	5.8
	to		to	
Low-Ca clinopyroxene	En ₄₀ Fe ₁₆ W ₀₄₃	6.9	En ₄₁ Fe ₁₆ W ₀₄₄	8.0
	En ₆₀ Fe ₂₉ W ₀₁₁		En ₆₂ Fe ₂₇ W ₀₄₂	
Titanomagnetite	to	7.4	to	5.7
	En ₅₆ Fe ₃₅ W ₀₀₉		En ₄₁ Fe ₁₆ W ₀₄₄	
Total		46.6		50.5
NNO - 0.65 kbar	PG1 - 2.0 wt% H₂O		Q1-3 - 2.0 wt% H₂O	
Phase	Composition	wt%	Composition	wt%
Plagioclase	An ₆₆ – An ₅₀	23.0	An ₇₀ to An ₅₀	28.9
Augite	En ₄₃ Fe ₁₃ W ₀₄₄	7.1	En ₄₄ Fe ₁₂ W ₀₄₄	6.1
	En ₇₂ Fe ₂₄ W ₀₀₄		En ₇₃ Fe ₂₃ W ₀₀₄	
Orthopyroxene	to	3.7	to	4.8
	En ₆₉ Fe ₂₈ W ₀₀₃		En ₆₉ Fe ₂₇ W ₀₀₃	
Titanomagnetite	Usp ₃₇	8.6	Usp ₃₈	6.8
Total		42.4		46.60

*Resorbed by the melt

Table 3.A3. Distribution coefficients for the phases fractionated in the Stage 1 model. Plagioclase K_D 's from Bindeman et al. (1998) were calculated at $T^\circ=1400$ K and anorthite content of An_{60} . Fractionating assemblage proportions of the mineral phases are also shown.

Phase	Olivine	Clinopyroxene	Plagioclase	Apatite
Reference	Rollinson (1993)	Rollinson (1993)	Bindeman et al. (1998) and *Rollinson (1993)	Prowatke and Klemme (2006)
Rock Type	Basalt - basaltic andesite	Basalt - basaltic andesite	Basalt	Basaltic andesite
Rb	0.0098	0.0310	0.0348	0.0007
Ba	0.0099	0.0260	0.3030	0.0500
Sr	0.0140	0.0600	2.4143	1.5600
U	0.0020	0.0400	0.0100*	0.7000
Zr	0.0120	0.1000	0.0025	0.0690
Hf	0.0130	0.2630	0.0510*	0.0160
Y	0.0100	0.9000	0.0626	3.9200
Nb	0.0100	0.0050	0.0100*	0.0022
Ce	0.0069	0.1500	0.1398	5.1700
Sm	0.0066	0.5000	0.1372	8.2500
Gd	0.0077	0.6100	0.0459	7.4400
Lu	0.0160	0.5600	0.0301	1.6200
Fractionating assemblage (wt%)	20	16	60	4

Table 3.A4. Distribution coefficients for the phases fractionated in the Stage 2 model. Fractionating assemblage proportions of the mineral phases are also shown.

Phase	Orthopyroxene	Clinopyroxene	Plagioclase	Apatite	Magnetite
Reference	Fujimaki et al. (1984)	Fujimaki et al. (1984)	Luhr et al. (1984)	Prowatke and Klemme (2006)	Luhr et al. (1984)
Rock Type	Calc-alkaline andesite	Calc-alkaline andesite	Trachy- andesite	Andesite	Trachy- andesite
La	0.0310	0.0468	0.1600	11.40	0.2900
Ce	0.0277	0.0838	0.1200	12.90	0.3500
Sm	0.0278	0.3774	0.0610	16.10	0.5500
Lu	0.3230	0.6654	0.0033	3.92	0.6000
Fractionating assemblage (wt%)	9	20	54	2	15

Table 3.A5. Results of the trace elements models of Stage 1 and Stage 2.

Stage 1	Initial	Final (40 wt% Rayleigh crystallization)
Rb	26	42.77
Ba	344	520.32
U	1	1.63
Ce	38.8	55.02
Sr	556	425.56
Zr	123	202.64
Hf	3.1	4.97
Sm	4.7	6.09
Gd	4.3	5.77
Y	20	28.01
Lu	0.34	0.52

Stage 2	Initial	Final (45 wt% equilibrium crystallization)
La	23.7	33.08
Ce	51.1	70.24
Sm	6	7.67
Lu	0.51	0.73

Table 3.A6. Mass average of phases in crystal clots, calculated from the volumes measured with point counting technique, and densities of this phases. Final clot composition results are also shown

	Plg		Px			Ox			
Volume average	0.705		0.231			0.640			
Density (gm/cc)	2.620		3.310			4.690			
Mass average	0.634		0.263			0.103			
	SiO₂	Al₂O₃	TiO₂	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O
Clot composition (wt%)	49.58	18.19	2.07	11.04	0.21	4.81	10.10	3.79	0.21

CONCLUSIONES

Las tendencias geoquímicas e isotópicas de W a E dentro de la cadena volcánica Villarrica – Quetrupillán – Lanín no incluye a los centros eruptivos menores al norte de esta cadena, con la excepción del volcán Huililco, el que se encuentra cerca del centro de la cadena volcánica y sus productos parecen estar genéticamente relacionados a los productos del QVC. Villarrica está empobrecido en elementos incompatibles y tiene razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mayores, mientras que Lanín muestra concentraciones más altas de elementos incompatibles y razones menores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Mayormente, las concentraciones de la mayoría de los elementos del QVC y Huililco caen entre los otros dos estratovolcanes, pero más cercanos a las composiciones del volcán Lanín. Una disminución en el aporte de fluidos derivados del slab hacia el manto y/o la interacción con un manto litosférico más enriquecido hacia el E han sido procesos previamente propuestos para explicar estas diferencias.

Las traquitas del QVC fueron generadas a partir de un magma parental de composición similar a la de los basaltos de Huililco, con un ~60 wt% de fraccionamiento de ol + plg + cpx + opx + tmt + ap (+ ilm). Todo el proceso de diferenciación ocurrió a profundidades someras (<1 kbar) y bajo condiciones de oxidación cercanas a los buffers de oxígeno NNO y QFM. Las traquitas alcanzaron la saturación en su etapa tardía de evolución, con concentraciones probablemente cercanas a ~2.9-3.3 wt% H₂O, dependiendo de los valores de presión. Adición desde nuevos pulsos magmáticos y/o redistribución de volátiles en la cámara magmática pueden explicar la diferencia de ~1.3 wt% Al₂O₃ dentro de las andesitas basálticas preglaciales del QVC. Temperaturas calculadas con pares de piroxenos indican que las temperaturas de las traquitas eran de 920-961 °C (±56).

La baja cristalinidad y ubicuidad de cúmulos cristalinos indican que las traquitas del QVC representan el líquido intersticial extraído de una *mush* cristalino. Aunque este fundido puede ser

generado principalmente por cristalización fraccionada, los patrones de zonación característicos del Grupo 2 de fenocristales de plg indican una interacción con un input magmático más caliente. El nuevo puso magmático primero se estancaría en algún nivel profundo de la zona del *mush*, donde generaría fusión de la red cristalina debido al calentamiento y/o mezcla con el nuevo magma. Recrecimiento de zonas de plg ricas en Ca fue seguido por un transporte relativamente rápido del magma hibridizado hacia la zona de acumulación, donde el retorno a las condiciones previas generó el crecimiento de bordes con la misma composición que los núcleos reabsorbidos. Este transporte pudo haber ocurrido a través de la fractura frágil de la red cristalina, formando diques o como una removilización y convección restringida de esta red, produciendo perturbaciones mínimas en la estabilidad del resto de los cristales del *mush*.

Escasa evidencia directa de un evento tardío de calentamiento se observa principalmente en el cúmulo cristalino parcialmente reabsorbido encontrado en una de las muestras, pero el amplio rango de temperaturas mayores de los óxidos de Fe-Ti (963 a 1114 \pm 22 °C) reflejan un calentamiento heterogéneo de >100 °C que fue rápidamente procedido por la erupción, negando el reequilibrio de las fases con difusión más lenta, como los piroxenos.

BIBLIOGRAFÍA

- Asimow, P.D., Ghiorso, M.S., 1998. Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations. *American Mineralogist* 83 (10): 1127-1131.
- Bacon, C.R., Hirschmann, M.M., 1988. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist* 73 (1): 57-61.
- Brey, G.P., Köhler, T., 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31 (6): 1353-1378.
- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471 (2): 96-113.
- Clapperton, C.M., 1994. The quaternary glaciation of Chile: a review. *Revista Chilena de Historia Natural* 67: 369-383.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O., 1995. Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119 (2): 197-212.
- Ghiorso, M., Evans, W.E. 2008. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *American Journal of Science* 308 (9): 957-1039.
- 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 (5): 875-890.
- Hackney, R., Echtler, H., Franz, G., Götze, H.-J., Lucassen, F., Marchenko, D., Melnick, D., Meyer, U., Schmidt, S., Tášrová, Z., Tassara, A., Wienecke, S., 2006. The segmented overriding plate and coupling at the south-central Chilean margin (36° and 42°S). Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M., Wigger, P., eds. *The andes-active subduction orogeny*, New York, Springer: 355-374.
- Hickey-Vargas, R., Moreno Roa, H., Lopez Escobar, L., Frey, F.A., 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanín volcanic chain (39.5° S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103 (3): 361-386.
- Lara, L., 1997. *Geología y geoquímica del Volcán Lanín (39.5°S/71.5°W), Andes del Sur, IX Región, Chile* (Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geología). Universidad de Chile, Santiago, Chile
- Lara, L., 2004. *Geología del Volcán Lanín, Región de la Araucanía*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 88, 14 p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.
- Lara, L.E., Moreno, H., 2004. *Geología del área Liquiñe-Neltume, regiones de Los Lagos y de La Araucanía*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 83, 19 p., 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.

- Lohmar, S., 2008. Petrología de las ignimbritas Licán y Pucón (Volcán Villarrica) y Curacautín (Volcán Llaima) en los Andes del Sur de Chile (Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología). Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- López-Escobar, L., Parada, M.A., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., Kempton, P.D., Moreno, H., 1995. Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (41° - 42° S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119 (4): 345-361.
- McCulloch, R.D., Bentley, M.J., Purves, R.S., Hulton, N.R.J., Sugden, D.E., Clapperton, C.M., 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* 15 (4): 409-417.
- McDonough, W. F., Sun, S.-s., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3): 223-253.
- Moreno, H., Clavero, R., 2006. Geología del Volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 98, 37 p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.
- Moreno, H., Lara, L., 2008. Geología del área Pucón-Curarrehue, Regiones de la Araucanía y de los Lagos, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 115, 36 p., 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.
- Morgado, E., Parada, M.A., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., McGee, L., 2015. Contrasting records from mantle to surface of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelmolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 306 (1): 1-16.
- Pavez, A., 1997. Geología e historia evolutiva del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39.5°L.S. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1443-1447, Universidad Católica del Norte, Antofagasta.
- Petit-Breuilh, M.E., 1994. “Área volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín” Marco general de su geografía histórica. Fondecyt Project 193-0992. Final Report.
- Porter, S.C., 1981. Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. *Quaternary Research* 16: 263-292.
- Putirka, K.D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69 (1): 61-120.
- Rollinson, H., 1993. Using trace element data. In: H. Rollinson (ed.), *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex: Longman Scientific & Technical, 119-127.
- Sánchez, P., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., Reich, M., 2013. Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra-arc Liquiñe-Ofqui fault system, Southern Andes. *International Geology Review* 55 (11): 1384-1400.
- Tassara, A., Echaurren, A., 2012. Anatomy of the Andean subduction zone, three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International* 189 (1): 161-168.

ANEXOS

A1. Geoquímica de roca total de la bibliografía

Tabla A1. Análisis geoquímicos de roca total de los volcanes Villarrica, Quetrupillán, Lanín y Huililco, obtenidos de Hickey-Vargas et al. (1989), Lara (1997) y Lohmar (2008).

Referencia	Hickey-Vargas et al. (1989)																
	Volcán - Unidad	Villarrica I			Villarrica II									Villarrica III			
Elementos mayores	V1-1	V1-2	V1-3	V2-1	V2-2	V2-3	V2-4	V2-5	V2-6	V2-7	V2-8	V2-9	V3-1	V3-2	V3-3	V3-4	
SiO ₂	56.69	55.56	52.49	52.87	51.79	55	51.97	55.38	52.4	52.68	51.47	52.74	52.71	52.04	52.21	52.43	
TiO ₂	1.29	1.02	1.23	1.11	1.14	1.37	0.98	1.32	1.11	1.05	0.86	1.03	1.23	1.14	1.32	1.17	
Al ₂ O ₃	15.79	16.88	16.55	17.37	16.89	16.11	16.9	16.04	17.97	18.74	17.58	18.2	18.25	17.59	16.62	18.13	
Fe ₂ O ₃ (t)	10.03	8.42	10.25	9.28	10.03	10.06	9.51	10.68	9.3	8.92	9.12	9.13	8.81	9.71	10.46	9.36	
MnO	0.18	0.17	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.17	0.15	0.15	0.15	0.15	0.17	0.15	0.17	0.15	
MgO	3.56	4.53	6.4	5.08	6.63	4.2	7.4	3.67	5.01	4.47	7.04	5.07	4.48	5.74	5.33	4.9	
CaO	7.2	8.32	9	9.86	9.77	8.1	9.81	7.65	10.31	10.25	10.84	10.22	9.91	9.74	9.59	9.95	
Na ₂ O	3.51	3.98	3.08	2.88	2.91	3.83	2.92	3.75	3	3.06	2.67	3.08	3.38	3.2	3.13	3.23	
K ₂ O	1.03	0.9	0.71	0.64	0.61	0.86	0.58	0.91	0.66	0.61	0.43	0.58	0.69	0.64	0.78	0.68	
P ₂ O ₅	0.27	0.22	0.24	0.2	0.21	0.29	0.19	0.26	0.23	0.19	0.13	0.19	0.29	0.22	0.28	0.24	
Total	99.55	100.01	100.11	99.44	100.14	99.98	100.42	99.83	100.14	100.12	100.29	100.39	99.92	100.17	99.89	100.24	
Elementos traza																	
Sc	32.9	30.9	31.9	32.6	33.3	32.4	31.3	32.2	33.4	31.3	35.3	33.5	40	31.8	35.2	31	
V	266	192	222	246	246	312	223	300	254	239	217	246	233	256	282	257	
Co	25.6	24.6	35.2	25	37	26.9	34.9	25.3	28.3	26.6	35.6	28.7	26.8	32.6	31.9	29.2	
Ni	19	21	81	42	85	22	102	12	40	36	70	42	28	64	47	52	
Zn	108	81	80	89	87	101	80	104	88	90	73	85	79	87	99	85	
Ga	19.2	19.3	19.6	18.6	18.3	19.5	18.7	20.2	18.6	19.6	16.9	19	19.8	19	19	18.9	
Rb	24.7	19.4	17.8	15.1	14.6	20.4	12.9	21.4	15.5	14	9.7	12.2	14.7	14.9	18.7	15.6	
Cs	2.22	1.3	1.7	1.62	1.6	1.4	1.1	2	1.3	1.2	1	0.9	1.92	1.6	1.6	1.4	
Sr	402	463	437	437	429	428	439	428	453	482	410	474	493	465	426	469	
Ba	285	287	229	200	191	255	182	256	200	196	138	181	217	193	238	209	
Y	27.6	23.1	24.4	21.7	21.9	25.2	19.5	27.1	22.6	20.7	17	19.9	22.5	22.3	26.4	23.5	
Zr	124	118	106	95	92	114	84	118	97	89	62	84	110	94	119	100	
Nb	3.2	3.6	2.3	2.6	2.4	2.8	1.9	3.1	2.4	2.5	1.3	2.9	2.7	2.1	3.4	2.1	
Hf	3.2	2.9	2.9	2.3	2.5	2.8	2	3.1	2.5	2.2	1.7	2.1	2.6	2.6	2.9	2.5	
Th	2.2	1.8	1.3	1.7	1.5	1.7	1.3	2	1.5	1.3	0.6	1	1.4	1.2	2	1.3	
La	10.6	10.6	7.96	7.74	7.8	10.1	7.32	9.76	8.15	6.8	4.21	6.68	10.2	8.07	10.5	8.18	
Ce	27.8	25.9	22.3	19.5	19.8	25.8	18.7	26.3	21.5	19	12.9	18.2	25.3	21	27	22.2	
Nd	17	15.5	15.1	13.2	12.2	16.3	11.9	16.6	13.6	12.1	8.9	12	15.4	13.4	16.7	14.3	
Sm	4.42	3.95	3.92	3.5	3.29	4.32	3.05	4.14	3.75	3.28	2.38	3.06	3.82	3.68	4.35	3.69	
Eu	1.31	1.2	1.21	1.07	1.15	1.28	0.92	1.26	1.16	1.06	0.85	1.07	1.24	1.13	1.27	1.15	
Tb	0.77	0.6	0.55	0.66	0.68	0.72	0.49	0.56	0.55	0.57	0.4	0.47	0.65	0.78	0.63	0.54	
Yb	3.05	2.5	2.42	2.33	2.35	2.66	2.04	2.83	2.25	1.99	1.41	1.91	2.4	2.37	2.77	2.09	
Lu	0.42	0.37	0.36	0.33	0.36	0.36	0.31	0.4	0.34	0.31	0.22	0.3	0.35	0.36	0.4	0.34	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70410±3			0.70401±3			0.70403±3							0.70398±3			
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512866±22			0.512878±18			0.512881±14							0.512903±18			

Referencia	Hickey-Vargas et al. (1989)															
	Volcán - Unidad		Huililco			Quetrupillán I			Quetrupillán II		Quetrupillán III		Lanín II		Lanín III	
Elementos mayores	HL-1	HL-2	Q1-1	Q1-2	Q1-3	Q2-1	Q2-2	Q3-1	Q3-2	L2-1	L2-2	L3-1	L3-2	L3-3	L3-4	
SiO ₂	51.48	51.93	56.41	56.44	56.69	62.22	64.57	64.33	64.32	51.23	51.39	60.56	62.74	61.90	62.93	
TiO ₂	1.16	1.08	1.41	1.45	1.40	1.30	1.08	1.09	1.12	1.30	1.31	1.27	1.14	0.92	0.92	
Al ₂ O ₃	17.75	17.57	16.07	16.70	16.62	15.16	15.60	15.38	15.41	18.11	18.02	15.30	15.20	15.84	16.01	
Fe ₂ O ₃ (t)	9.00	9.03	10.36	9.40	9.38	6.78	5.43	5.56	5.49	10.87	11.00	8.73	7.76	7.42	6.25	
MnO	0.16	0.16	0.17	0.16	0.15	0.14	0.12	0.14	0.14	0.19	0.18	0.23	0.22	0.21	0.18	
MgO	6.24	6.56	3.07	3.17	3.08	1.65	1.22	1.25	1.23	4.94	4.69	1.68	1.20	1.33	1.25	
CaO	9.18	9.21	6.61	6.77	7.00	4.00	3.31	3.27	3.30	8.63	8.63	3.96	3.20	3.57	3.50	
Na ₂ O	3.27	3.03	4.00	4.33	4.12	5.02	5.20	5.46	5.41	3.19	3.44	5.20	5.20	4.99	5.63	
K ₂ O	1.13	1.08	1.52	1.47	1.37	2.89	2.99	2.96	2.96	1.17	1.25	2.41	2.73	2.68	2.77	
P ₂ O ₅	0.38	0.34	0.41	0.40	0.40	0.46	0.33	0.36	0.35	0.36	0.40	0.57	0.43	0.37	0.39	
Total	99.75	99.99	100.03	100.29	100.21	99.62	99.86	99.81	99.74	99.99	100.31	99.91	99.82	99.23	99.82	
Elementos traza																
Sc	26.5	29.6	27	27.6	27	20.6	17.1	15	16.6	29.3	28	19.9	17.9	15.7	17.2	
V	192	196	224	--	--	105	60	62	52	216	219	32	17	19	15	
Co	30.5	34.7	21	20	20.6	11.2	7.7	6.7	7.5	33.4	32	8.5	6.4	6.3	5.7	
Ni	69	64	14	--	--	8	8	10	8	27	24	10	9	10	10	
Zn	78	84	88	--	--	85	78	74	73	93	97	110	100	93	87	
Ga	17.8	18.7	19.8	20.2	18.9	17.5	17.4	17.9	17.6	19.7	19.4	19.4	19.5	18	19.2	
Rb	28.2	27.6	37.7	34.8	34.7	78.3	81.7	79.4	81.8	32.1	34.2	59.4	66.9	77.1	77.8	
Cs	1.43	1.46	2.27	--	--	4.35	--	4.51	--	1.81	1.9	2.3	3.03	3.5	3.9	
Sr	594	583	449	459	467	306	305	297	306	621	626	410	334	414	392	
Ba	362	358	401	--	--	730	744	755	746	375	384	708	802	730	747	
Y	21.4	21.9	29.6	29.6	31.2	42.2	40.9	40.8	41.1	27.3	27.4	43.1	45.5	40.9	42.3	
Zr	150	144	163	--	--	366	369	360	373	154	157	270	311	285	302	
Nb	8.7	7.3	5.1	--	--	13	13.6	12.3	13	6.3	6.6	11.3	13.3	11.1	10.8	
Hf	3.1	3.2	4.2	3.9	3.5	8.6	8.8	7.7	8.4	3.7	3.7	6.3	6.7	6.4	7.2	
Th	3.5	3.3	4	4.1	3.5	10.6	11	9.7	10.5	5.7	5.7	8.6	9.9	10.7	11.5	
La	18	17	17.5	18.2	19.3	34	33.6	34	35.2	20.8	21.6	37.1	40.7	34.4	35.1	
Ce	42.4	37.1	43.6	44.8	42.1	81.5	78	76.3	74.9	48.5	51.3	87.6	89.1	78.9	78.6	
Nd	21.1	18.8	23.8	24.2	25.1	39.8	35.4	37.3	34.5	24	25.9	45.3	45.3	38.6	40.2	
Sm	4.36	4.23	5.57	5.42	5.52	8.37	7.61	7.76	7.1	5.65	5.75	9.92	9.45	8.21	8.49	
Eu	1.37	1.46	1.59	1.51	1.58	2.03	1.95	1.74	1.99	1.67	1.63	2.57	2.49	2.2	2.3	
Tb	0.66	0.72	0.85	0.8	0.76	1.29	1.22	1.31	1.28	0.87	0.81	1.21	1.2	1.06	1.24	
Yb	2.19	2.13	3.05	3.05	3.11	4.31	4.25	4.36	4.23	2.7	2.85	4.56	4.57	4.35	4.32	
Lu	0.32	0.35	0.44	0.45	0.46	0.63	0.62	0.64	0.65	0.42	0.41	0.65	0.68	0.63	0.66	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70400±3	0.70397±3	0.70400±3			0.70399±3		0.70402±3		0.70396±3	0.70397±3		0.70396±3		0.70394±3	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512823±15	0.512812±18	0.512822±17			0.512844±17		0.512843±18		0.512828±18	0.512811±17		0.512820±17		0.512825±15	

Referencia	Lara (1997)												
	Volcán - Unidad	Lanín 1			Lanín 2					Lanín 3			
Elementos mayores	140194-2	140194-4	140194-5	051293-9	151293-A	151293-C	151293-D	130194-1	190194-C9	051293-1	081293-7	150193-4	150193-5
SiO ₂	63.62	63.53	63.28	63.24	52.20	57.16	57.29	57.38	51.32	51.43	61.67	60.70	62.30
TiO ₂	0.86	0.89	0.87	0.88	1.45	1.31	1.33	0.98	1.20	1.50	0.98	1.17	0.98
Al ₂ O ₃	16.19	16.38	16.30	16.07	16.84	16.48	16.67	17.67	18.72	18.42	16.46	16.19	16.82
Fe ₂ O ₃ (t)	5.78	5.85	5.91	6.56	12.07	9.37	9.10	8.28	10.59	10.82	7.17	7.19	6.39
MnO	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.18	0.17	0.16	0.15	0.15	0.17	0.18	0.16
MgO	1.60	1.55	1.67	1.36	4.04	2.62	2.60	2.53	4.32	3.81	1.55	2.08	1.34
CaO	3.96	3.89	3.94	3.25	7.91	5.46	5.49	5.93	8.42	8.05	4.09	4.46	3.50
Na ₂ O	5.05	5.03	5.07	5.14	3.87	4.92	4.85	4.97	3.82	4.02	4.94	5.15	5.28
K ₂ O	2.46	2.39	2.46	2.99	1.12	1.95	1.94	1.60	1.20	1.36	2.59	2.45	2.79
P ₂ O ₅	0.33	0.34	0.34	0.34	0.34	0.54	0.56	0.50	0.27	0.43	0.38	0.44	0.45
Total	100.00	100.00	99.99	99.99	99.99	99.99	100.00	100.00	100.01	99.99	100.00	100.01	100.01
Elementos traza													
Sc	13	13	13	16	26	22	20	11	27	25	18	--	--
V	61	64	63	21	260	88	86	86	250	220	37	--	--
Co	13	13	12	12	34	22	22	21	29	28	12	--	--
Ni	5	5	5	5	5	5	5	5	5	15	6	--	--
Zn	79	76	77	90	86	87	93	77	76	86	86	--	--
Cu	5	8	8	8	45	13	14	14	44	68	9	--	--
Sr	454	460	440	385	608	556	550	730	650	650	451	--	--
Y	34.5	33.3	33.9	46.3	29.9	40.2	38.8	27.2	21.9	25.5	48.9	--	--
Zr	226	221	216	274	108	177	167	43	119	130	243	--	--
Ba	690	710	710	742	363	576	570	510	387	390	746	--	--
La	32	31	32	35	20	28	31	26	19	21	37	33	36
Ce	71	70	72	80	48	65	69	59	42	49	83	78	83
Nd	37	34	37	41	25	36	38	31	24	26	44	41	44
Sm	6.89	7.22	7.2	9.12	6	7.8	7.5	6.05	4.6	5.53	10.1	7.09	7.61
Eu	1.85	1.87	1.9	2.18	1.7	2.13	2.15	1.75	1.23	1.72	2.36	2.34	2.35
Gd	5.9	6	5.75	7.41	5.02	6.17	7.3	5.39	4.31	5.23	9.19	7.66	7.76
Dy	5.63	5.66	5.5	7.14	4.75	5.86	6.37	4.5	4.3	4.61	8	7.48	7.99
Er	3.26	3.3	3.3	4.32	2.65	3.42	3.55	2.41	2.4	2.68	4.49	4.5	4.73
Yb	3.21	3.25	3.3	4.34	2.61	3.36	3.47	2.43	2.25	2.63	4.43	4.41	4.53
Lu	0.51	0.5	0.51	0.64	0.37	0.53	0.54	0.38	0.35	0.37	0.66	0.67	0.71
Hf	5.8	5.1	6.2	7.2	3.3	5.1	4.9	3.9	3.5	4	7.5	--	--

Referencia	Lara (1997)														
Volcán - Unidad	Lanín 4														
Elementos mayores	071293-1	081293-2	081293-3	081293-4	151293-B1	090194-2a	090194-2b	090194-3a	090194-3b	200281-01	200281-3	200281-05	150193-2	180193-1	190193-2B
SiO ₂	62,43	62,87	52,19	50,89	55,01	64,15	62,19	63,20	63,78	63,36	61,56	62,84	62,86	52,19	64,36
TiO ₂	1,13	0,97	1,43	1,41	1,39	0,93	0,99	0,98	0,92	0,80	1,00	0,98	0,99	1,19	0,75
Al ₂ O ₃	15,71	15,89	18,80	17,74	17,22	15,19	17,34	15,74	15,81	16,85	15,44	16,24	16,42	19,89	16,73
Fe ₂ O ₃ (t)	7,20	6,77	10,85	11,18	10,32	6,12	6,94	6,32	6,08	5,55	7,00	6,00	5,92	8,68	5,41
MnO	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,17	0,15	0,52	0,14	0,20	0,16	0,15	0,14	0,14
MgO	1,48	1,57	3,31	4,80	3,27	1,42	1,29	1,68	1,53	1,02	2,00	2,00	1,30	3,73	1,02
CaO	3,58	3,56	7,28	8,36	6,64	3,58	3,11	4,08	3,61	4,00	4,00	4,00	3,66	8,53	2,82
Na ₂ O	5,32	5,02	4,22	3,63	4,11	4,57	4,80	4,57	4,57	6,00	5,51	6,00	5,46	4,00	5,42
K ₂ O	2,52	2,80	1,31	1,39	1,46	2,94	2,76	2,89	2,84	3,00	2,00	3,00	2,84	1,31	3,06
P ₂ O ₅	0,45	0,37	0,43	0,43	0,40	0,38	0,42	0,39	0,35	0,31	0,55	0,37	0,40	0,34	0,28
Total	100,00	99,99	99,99	100,00	99,99	99,43	100,01	100,00	100,01	101,03	99,26	101,59	100,00	100,00	99,99
Elementos traza															
Sc	18	17	25	29	25	16	15	15	15	--	--	--	--	--	--
V	32	30	190	235	162	47	24	53	49	--	--	--	--	--	--
Co	15	12	26	37	27	12	12	13	13	--	--	--	--	--	--
Ni	5	5	9	17	5	5	5	5	5	--	--	--	--	--	--
Zn	98	92	90	85	81	79	92	75	75	--	--	--	--	--	--
Cu	8	12	34	56	29	10	11	16	11	--	--	--	--	--	--
Sr	394	340	641	613	610	362	340	370	381	--	--	--	--	--	--
Y	49	48,4	30	33,4	31,7	42,6	49,5	38,2	39,5	--	--	--	--	--	--
Zr	218	236	136	156	145	236	277	179	245	--	--	--	--	--	--
Ba	700	670	370	392	476	680	680	677	702	--	--	--	--	--	--
La	36	35	21	25	23	33	37	32	31	33	37	37	36	20	36
Ce	83	82	47	58	54	78	85	73	72	71	82	80	80	44	78
Nd	44	42	29	33	30	41	47	36	36	39	48	45	44	25	43
Sm	9,43	9,23	5,8	6,96	6,27	8,36	9,72	7,36	7,56	6,68	7,9	7,74	7,66	4,4	7,51
Eu	2,5	2,32	1,8	1,75	1,94	1,97	2,26	1,83	1,91	2,17	2,55	2,32	2,32	1,5	2,17
Gd	8,1	8,1	5,2	5,76	5,68	7,35	8,66	6,98	6,67	6,64	8,79	8,1	8,02	4,31	7,71
Dy	7,22	7,68	5,02	5,78	5,25	6,8	8,28	6,28	6,38	6,78	7,78	8,09	7,61	4,32	7,6
Er	4,37	4,46	2,65	3,01	2,89	4,02	4,6	3,73	3,85	4,1	4,58	4,75	4,49	2,57	4,7
Yb	4,44	4,57	2,73	2,98	2,92	4,13	4,63	3,79	3,82	4,06	4,43	4,81	4,42	2,56	4,72
Lu	0,67	0,7	0,41	0,48	0,45	0,63	0,72	0,59	0,55	0,6	0,67	0,74	0,69	0,4	0,72
Hf	7,5	7,5	3,5	5,2	4,1	7,2	7,9	7,4	7,3	--	--	--	--	--	--

Referencia	Lohmar (2008)									
Volcán - Unidad	Villarrica - Ignimbrita Licán									
Elementos mayores	VR62A1	VR 62A	VR 62A2	VR5-3b	VR5-3a	VR5-2	VR5-1	VR-4	VR54-1	VR54-2
SiO ₂	57.40	57.20	57.70	57.10	54.50	54.30	55.50	54.70	57.30	56.60
TiO ₂	1.16	1.17	1.17	1.18	1.23	1.23	1.21	1.24	1.16	1.18
Al ₂ O ₃	16.30	16.48	16.30	16.40	17.24	17.25	16.85	16.90	16.16	16.30
Fe ₂ O ₃ (t)	9.87	9.93	9.95	9.95	10.38	10.20	10.20	10.40	9.86	9.95
MnO	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.18	0.17	0.18	0.17	0.18
MgO	3.14	3.18	3.17	3.19	3.26	3.23	3.25	3.28	3.12	3.14
CaO	6.82	6.97	6.88	6.85	6.90	6.72	6.62	6.58	6.77	6.74
Na ₂ O	3.96	3.92	4.04	4.08	3.86	3.74	3.89	3.75	4.00	3.95
K ₂ O	0.91	0.89	0.92	0.94	0.70	0.71	0.82	0.77	0.92	0.87
P ₂ O ₅	0.22	0.23	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.23	0.24	0.23
LOI	-0.12	-0.05	-0.27	-0.21	0.99	1.72	1.10	1.59	-0.32	0.17
Total	99.83	100.09	100.25	99.87	99.46	99.50	99.83	99.62	99.38	99.31
Elementos traza										
Sc	29	29	29	29	31	31	29	31	30	29.5
V	292	296	294	292	310	301	295	307	298	300
Co	23.5	22.5	21.5	24	27	26	23	24	30	24
Ni	7	5.5	6	6	7	8	6	6	8	6.5
Rb	21.4	20.9	21.7	22.3	15.9	16.5	19.4	18.8	22.1	20.1
Sr	410	412	410	415	450	409	400	408	411	409
Y	27	27	28.2	27.6	26.8	28	27	28	27.6	28
Zr	105	106	107	110	116	110	114	115	108	107
Nb	2.4	2.6	2.5	2.8	2.8	2.5	2.9	3	2.7	2.8
Ba	275	272	280	276	295	405	242	240	284	267
Th	2.05	1.95	3	2.3	2.1	2.35	2.05	2.2	2.1	2.1
Li	13.5	13.5	13.4	13.1	11.3	12.3	12.9	12.4	13.2	12.6
La	10	9.6	11.4	10	9.3	10.2	9.5	9.8	10.2	10.2
Ce	24	23	25.5	24	23	25	24	24.5	24.5	24
Nd	15.5	15	16.5	15.6	15	16.5	15.5	16	15.5	16
Sm	4.2	4.2	4.3	4.2	4	4.2	4.1	4	4.2	3.95
Eu	1.33	1.27	1.32	1.25	1.25	1.29	1.29	1.32	1.26	1.28
Gd	4.65	4.3	4.85	4.45	4.5	4.7	4.45	4.75	4.5	4.5
Dy	4.5	4.4	4.55	4.5	4.5	4.7	4.5	4.5	4.4	4.5
Er	2.75	2.7	2.85	2.7	2.7	2.8	2.7	2.8	2.75	2.8
Yb	2.74	2.74	2.82	2.73	2.68	2.74	2.73	2.8	2.73	2.8

Referencia	Lohmar (2008)									
Volcán - Unidad	Villarrica - Ignimbrita Pucón Inferior					Villarrica - Ignimbrita Pucón Superior				
Elementos mayores	VR73Ib	VR73II	VR73Kb	VR73KI	VR73Lb	VR26-4	VR57-4A	VR57-4B	VR57-4C	VR63A
SiO₂	55.90	55.00	56.00	55.80	56.00	55.5	55.2	54.9	54.6	55.8
TiO₂	1.21	1.20	1.21	1.22	1.20	1.18	1.17	1.18	1.16	1.21
Al₂O₃	16.40	16.40	16.20	16.35	16.30	17	16.7	16.6	16.8	16.5
Fe₂O₃(t)	10.20	10.05	10.33	10.20	10.20	9.6	9.97	10.1	10.08	10.2
MnO	0.18	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.24	0.17
MgO	3.71	3.55	3.70	3.70	3.64	3.65	3.93	3.82	3.9	3.64
CaO	7.90	7.40	7.75	7.80	7.85	8.05	7.95	8.05	8.16	8
Na₂O	3.86	3.55	3.83	3.62	3.79	3.64	3.67	3.72	3.68	3.85
K₂O	0.84	0.80	0.83	0.79	0.83	0.91	0.88	0.79	0.81	0.85
P₂O₅	0.23	0.22	0.23	0.23	0.23	0.23	0.24	0.23	0.23	0.22
LOI	-0.39	1.06	-0.47	0.16	-0.42	-0.17	-0.1	0.34	-0.17	-0.35
Total	100.04	99.39	99.78	100.04	99.79	99.75	99.78	99.9	99.49	100.09
Elementos traza										
Sc	31.5	31	31	32	32	30	31	33	34	30.5
V	310	289	315	306	320	297	310	320	320	308
Co	31	24	28	26	34	29	28	31	36	27
Ni	11	14	11.5	13	15	17	24	18	21	12
Rb	20.5	20.1	19.9	19.5	19.9	22.8	22.2	19	19.1	19.7
Sr	419	415	416	415	416	424	422	428	424	421
Y	27	28	27.5	28	27.5	26.5	26	27.5	28	27
Zr	105	105	102	108	105	103	107	106	107	103
Nb	2.8	2.6	2.4	2.5	2.6	2.3	2.7	2.75	2.75	2.5
Ba	244	240	245	245	270	265	275	260	256	245
Th	1.9	2	2	2.05	1.95	2.1	2.3	1.85	2.25	1.9
Li	--	--	--	--	12.4	12.1	11.7	11.9	12.2	12.2
La	9.1	9.5	9.2	9.2	9.4	9.5	8.7	9	9.5	9.4
Ce	22.5	23	23	22	23.5	23.5	22	22.5	24	22.5
Nd	15.1	16	14.5	15	14.5	15.2	13.7	15	14.7	15
Sm	3.8	4.35	4	3.95	4.05	3.9	3.6	3.9	4.25	4.1
Eu	1.2	1.26	1.27	1.22	1.25	1.18	1.14	1.22	1.2	1.23
Gd	4.5	4.6	4.5	4.5	4.35	4.4	4	4.6	4.5	4.6
Dy	4.5	4.65	4.45	4.55	4.5	4.35	4.05	4.65	4.65	4.65
Er	2.7	2.85	2.75	2.8	2.75	2.6	2.5	2.8	2.8	2.8
Yb	2.67	2.8	2.64	2.75	2.7	2.6	2.43	2.74	2.7	2.76

Referencia	Morgado et al. (2015)				
Volcán - Unidad	Villarrica – Erupción 1971				
Elementos Mayores	1971 N6	1971 10 M1	1971 09	1971 30	R1971 DV
SiO2	52.85	51.92	52.47	52.93	51.76
Al2O3	16.76	16.68	16.71	16.77	16.59
TiO2	1.105	1.117	1.113	1.132	1.13
FeO	7.2	6.6	6.7	7.1	5.5
Fe2O3	3.05	3.17	3.31	2.83	4.55
MnO	0.157	0.154	0.154	0.154	0.154
MgO	6.39	5.95	6.1	6.02	6.1
CaO	9.76	9.57	9.61	9.63	9.55
Na2O	3.06	3.01	3.06	3.08	2.98
K2O	0.64	0.64	0.65	0.65	0.63
P2O5	0.21	0.23	0.23	0.18	0.2
LOI	-0.61	-0.47	-0.51	-0.55	-0.41
Elementos traza					
Rb	14	14	15	15	14
Sr	414	420	420	428	417
Zr	85	86	87	87	85
Y	22	22	22	22	21
Nb	1	1	1	2	1
Ba	201	199	200	198	197
U	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4
Th	1.2	1.2	1.2	1.3	1.2
Pb	6	7	7	8	6
La	6.9	7.2	7.3	8	7
Ce	17.5	17.8	17.8	19.7	17.3
Pr	2.56	2.67	2.64	2.72	2.62
Nd	12	12.3	12.5	13.3	12.5
Sm	3.4	3.5	3.6	3.6	3.2
Eu	0.97	0.99	1.02	1.03	0.93
Gd	3.6	3.7	3.9	3.7	3.5
Tb	0.6	0.6	0.7	0.7	0.6
Dy	3.7	3.8	3.8	3.9	3.6
Ho	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
Er	2.3	2.3	2.3	2.3	2.4
Tm	0.37	0.36	0.35	0.35	0.37
Yb	2.4	2.3	2.3	2.2	2.3
Lu	0.34	0.33	0.35	0.35	0.32

A2. Química mineral (EMPA) de las traquitas del volcán Quetrupillán

Tabla A2. Análisis de microsonda de plagioclasas. Grupos de plagioclasas según definición del capítulo 2.

Punto	Na ₂ O (wt%)	MgO (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	SiO ₂ (wt%)	K ₂ O (wt%)	CaO (wt%)	TiO ₂ (wt%)	FeO (wt%)	SrO (wt%)	Total (wt%)	Plg Group
MV3-pl1	6.713	0.048	26.906	58.144	0.357	8.424	--	0.529	0.091	101.21	Group 2
MV3-pl2	5.655	0.05	28.499	55.989	0.335	10.155	0.008	0.438	0.074	101.203	
MV3-pl3	1.912	0.027	34.644	47.196	0.104	16.804	0.014	0.535	0.118	101.354	
MV3-pl4	1.898	0.031	34.567	47.317	0.056	16.913	--	0.488	0.008	101.274	
MV3-pl5	1.819	0.019	34.429	46.774	0.084	16.764	--	0.52	0.109	100.516	
MV3-pl6	1.955	0.017	34.258	47.736	0.059	16.707	--	0.551	0.025	101.3	
MV3-pl7	2.42	0.039	33.555	48.713	0.081	15.88	--	0.447	0.025	101.156	
MV3-pl8	2.84	--	33.023	49.067	0.11	15.18	0.063	0.468	0.134	100.873	
MV3-pl9	3.291	0.06	32.363	50.611	0.138	14.176	0.022	0.497	0.167	101.325	
MV3-pl10	4.196	0.026	31.663	51.468	0.166	13.519	0.022	0.553	0.117	101.73	
MV3-pl11	3.835	0.035	31.163	51.858	0.158	13.113	0.016	0.524	0.075	100.777	
MV3-pl12	3.465	0.026	31.821	50.732	0.141	13.917	--	0.52	0.091	100.705	
MV3-pl13	4.104	0.035	31.11	51.339	0.175	12.964	0.012	0.475	0.058	100.272	
MV3-pl14	4.528	0.012	30.516	53.094	0.26	12.028	0.051	0.45	0.059	100.998	
MV3-pl15	5.314	0.05	29.166	54.592	0.275	10.806	0.008	0.538	0.058	100.807	
MV3-pl16	5.465	0.018	28.544	55.346	0.275	10.302	0.075	0.531	0.116	100.672	
MV3-pl17	5.894	0.088	27.818	56.843	0.327	9.476	0.065	0.606	0.124	101.241	
MV3-pl18	6.175	0.051	27.411	57.128	0.413	9.043	0.051	0.576	0.165	101.013	
MV3-pl19	6.366	0.076	27.511	57.203	0.416	8.727	0.038	0.574	0	100.911	
MV3-pl20	2.999	0.071	32.873	49.219	0.101	14.584	0.002	0.592	-0.008	100.433	Group 2
MV3-pl21	3.266	0.05	32.021	50.171	0.118	14.243	--	0.493	0.117	100.477	
MV3-pl22	3.231	0.012	32.225	50.78	0.147	14.095	0.033	0.465	0.15	101.138	
MV3-pl23	2.932	0.066	32.948	49.827	0.079	14.88	0.024	0.529	0.109	101.394	
MV3-pl24	3.04	0.014	32.843	49.488	0.042	14.769	0.01	0.548	0.117	100.871	
MV3-pl25	3.204	0.032	32.553	50.354	0.099	14.698	0.035	0.565	0.251	101.791	
MV3-pl26	3.377	0.051	32.533	50.252	0.127	14.323	0.059	0.59	0.184	101.496	
MV3-pl27	5.642	0.067	28.328	55.662	0.335	10.133	0.091	0.52	0.091	100.869	
MV3-pl28	6.164	0.069	27.81	56.266	0.413	9.117	0.089	0.624	0.091	100.643	
MV3-pl29	6.08	0.043	27.584	56.374	0.327	9.524	0.071	0.556	0.033	100.592	
MV3-pl30	5.746	0.099	28.507	55.901	0.259	10.215	0.057	0.5	0.232	101.516	
MV3-pl31	8.11	0.016	23.394	62.202	1.378	4.747	0.096	0.706	0.058	100.707	Microlites
MV3-pl32	8.061	0.021	23.238	62.512	1.538	4.345	0.136	0.577	0.066	100.494	
MV3-pl33	8.173	0.032	23.252	62.158	1.612	4.624	0.148	0.683	0.042	100.724	
MV3-pl34	8.072	0.015	23.159	62.62	1.776	4.174	0.16	0.631	0.033	100.64	
MV3-pl35	8.106	0.011	22.406	63.655	2.074	3.512	0.19	0.514	0.133	100.601	
MV3-pl36	8.047	--	21.963	64.34	2.574	3.066	0.166	0.563	0.075	100.787	
MV3-pl37	4.602	0.091	30.018	52.818	0.193	12.367	0.09	0.665	0.187	101.031	Group 2
MV3-pl38	4.15	0.049	30.614	51.858	0.165	13.281	0.129	0.573	0.161	100.98	
MV3-pl39	3.903	0.039	30.736	51.374	0.153	13.525	0.133	0.597	0.161	100.621	
MV3-pl40	6.009	0.075	28.052	55.796	0.296	9.956	0.152	0.559	0.16	101.055	
MV3-pl41	5.936	0.091	28.128	56.682	0.332	9.806	0.042	0.634	0.059	101.71	
MV3-pl42	7.075	0.07	25.809	59.318	0.488	7.524	0.07	0.5	0.201	101.055	Group 1
MV3-pl43	7.08	0.055	25.88	59.266	0.478	7.538	0.036	0.414	0.243	100.99	
MV3-pl44	6.979	0.051	26.182	58.762	0.462	8.044	0.124	0.486	0.302	101.392	
MV3-pl45	6.633	0.056	26.184	58.546	0.48	7.894	0.026	0.407	0.193	100.419	
MV3-pl46	6.886	0.098	26.083	58.539	0.497	7.823	0.098	0.468	0.168	100.66	
MV3-pl47	7.052	0.052	26.084	58.518	0.493	7.973	0.044	0.53	0.118	100.864	
MV3-pl48	7.021	0.034	26.275	58.521	0.454	7.983	0.076	0.43	0.092	100.886	
MV3-pl49	6.988	0.055	26.147	59.012	0.481	8.04	0.044	0.475	0.185	101.427	
MV3-pl50	6.904	0.04	25.684	59.59	0.48	7.728	0.006	0.374	0.101	100.907	
MV3-pl51	7.018	0.019	26.016	59.306	0.499	7.738	0.124	0.469	0.084	101.273	
MV3-pl52	6.475	0.038	26.44	57.989	0.386	8.369	0.05	0.509	0.1	100.356	
MV3-pl53	6.855	0.046	26.214	58.905	0.478	7.874	0.056	0.525	0.101	101.054	
MV3-pl54	7.062	0.04	25.971	59.637	0.493	7.663	0.036	0.527	0.117	101.546	
MV3-pl55	6.654	0.041	26.54	58.343	0.454	8.527	0.092	0.487	0.042	101.18	
MV3-pl56	6.484	0.051	26.891	57.729	0.373	9.007	0.044	0.5	0.134	101.213	
MV3-pl57	6.245	0.04	27.508	57.345	0.356	9.31	0.046	0.569	0.177	101.596	
MV7-pl58	5.204	0.082	29.401	54.541	0.256	11.105	0.085	0.591	0.083	101.348	Group 2

Punto	Na ₂ O (wt%)	MgO (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	SiO ₂ (wt%)	K ₂ O (wt%)	CaO (wt%)	TiO ₂ (wt%)	FeO (wt%)	SrO (wt%)	Total (wt%)	Plg Group
MV7-pl59	5.489	0.083	29.398	54.223	0.205	10.955	0.083	0.632	0.017	101.085	
MV7-pl60	3.924	0.036	31.567	51.7	0.192	12.793	0.079	0.679	0.025	100.995	
MV7-pl61	2.341	0.053	34.062	48.27	0.082	16.011	0.037	0.638	0.101	101.595	
MV7-pl62	2.202	0.07	34.015	48.088	0.031	16.293	--	0.664	--	101.2	
MV7-pl63	2.582	0.025	33.641	48.493	0.115	15.829	--	0.541	0.076	101.286	
MV7-pl64	2.326	0.057	33.992	48.049	0.059	15.875	0.002	0.534	0.194	101.088	
MV7-pl65	2.797	0.046	32.686	49.122	0.059	15.223	--	0.636	0.176	100.737	
MV7-pl66	4.368	0.085	30.66	51.453	0.19	12.765	--	0.625	0.075	100.205	
MV7-pl67	4.558	0.054	30.655	51.799	0.221	12.586	0.045	0.555	0.125	100.598	
MV7-pl68	4.523	0.043	30.218	53.066	0.179	11.817	0.063	0.484	0.141	100.534	
MV7-pl69	5.54	0.039	29.203	55.043	0.279	10.67	0.065	0.566	0.166	101.571	
MV7-pl70	5.13	0.085	29.38	53.693	0.293	10.816	0.041	0.593	0.142	100.173	
MV7-pl71	5.193	0.089	28.024	52.373	0.313	10.484	0.039	0.704	0.183	97.402	
MV7-pl72	5.736	0.066	28.692	55.909	0.302	10.12	0.037	0.518	0.066	101.446	
MV7-pl73	5.744	0.083	27.821	54.986	0.31	9.671	0.024	0.602	--	99.208	
MV7-pl74	5.633	0.063	28.494	56.063	0.387	9.922	0.053	0.624	0.157	101.396	
MV7-pl75	6.292	0.063	27.375	57.765	0.457	8.523	0.079	0.493	0.231	101.278	
MV7-pl76	5.444	0.075	28.935	54.869	0.347	10.191	0.087	0.565	0.166	100.679	
MV7-pl77	5.422	0.077	28.675	55.544	0.39	10.188	0.057	0.559	0.182	101.094	
MV7-pl78	5.489	0.065	28.91	55.931	0.287	10.587	0.124	0.554	0.124	102.071	
MV7-pl79	5.619	0.01	28.649	55.808	0.31	10.45	0.026	0.509	0.008	101.389	
MV7-pl80	5.83	0.054	28.34	56.238	0.359	9.826	0.065	0.45	0.24	101.402	
MV7-pl81	6.373	0.092	27.124	57.625	0.402	8.66	0.077	0.545	0.058	100.956	
MV7-pl82	6.183	0.064	27.394	56.791	0.365	9.003	0.087	0.631	0.05	100.568	
MV7-pl83	6.317	0.066	27.495	57.264	0.374	8.76	0.091	0.556	0.173	101.096	
MV7-pl84	6.367	0.033	27.159	56.813	0.399	8.686	0.115	0.604	0.206	100.382	
MV7-pl85	5.589	0.089	28.333	55.918	0.316	10.048	0.045	0.595	0.091	101.024	
MV7-pl86	5.907	0.101	28.3	56.07	0.324	9.677	0.061	0.574	0.24	101.254	
MV7-pl87	5.925	0.034	28.14	56.553	0.356	9.641	0.063	0.513	0.009	101.234	
MV7-pl88	6.06	0.058	27.364	56.287	0.37	8.988	0.043	0.64	0.149	99.959	
MV7-pl89	6.195	0.06	27.737	56.569	0.276	9.469	0.105	0.595	0.108	101.114	
MV7-pl90	6.51	0.008	26.279	58.139	0.503	7.761	0.026	0.577	0.033	99.836	
MV7-pl91	6.254	0.064	27.398	57.066	0.399	8.801	0.016	0.482	0.083	100.563	
AC8-B-pl92	2.406	0.033	33.507	48.662	0.014	15.623	--	0.491	0.109	100.839	
AC8-B-pl93	2.125	0.027	34.056	48.216	0.062	15.97	0.012	0.423	0.16	101.051	
AC8-B-pl94	2.371	0.05	33.743	48.51	0.056	15.914	0.049	0.538	0.009	101.24	
AC8-B-pl95	2.347	--	33.534	48.518	0.087	15.742	0.002	0.459	0.159	100.839	
AC8-B-pl96	3.257	0.036	32.157	50.204	0.087	14.149	0.022	0.52	0.092	100.524	
AC8-B-pl97	5.499	0.034	28.652	55.433	0.318	10.288	0.006	0.556	0.157	100.943	
AC8-B-pl98	5.963	0.051	27.655	56.165	0.325	9.206	0.089	0.509	0.124	100.087	
AC8-B-pl99	6.079	0.067	27.254	56.943	0.331	8.987	0.022	0.5	0.182	100.365	
AC8-B-pl100	6.167	0.04	27.114	57.149	0.396	8.802	0.002	0.541	0.074	100.285	
AC8-B-pl101	5.545	0.028	28.738	55.165	0.236	10.323	0.028	0.55	0.075	100.688	
AC8-B-pl102	5.208	0.056	28.701	54.52	0.284	10.724	0.037	0.511	0.116	100.157	
AC8-B-pl103	5.231	0.025	28.751	54.233	0.312	10.489	0.081	0.457	0.108	99.687	
AC8-B-pl104	5.228	0.053	29.029	54.587	0.244	10.575	0.063	0.502	--	100.231	
AC8-B-pl105	6.116	0.068	27.166	56.671	0.331	9.075	0.036	0.545	0.132	100.14	
AC8-B-pl106	5.731	0.028	27.91	56.103	0.285	9.642	0.063	0.498	0.091	100.351	
AC8-B-pl107	6.133	0.036	27.922	56.572	0.356	9.397	0.043	0.482	0.042	100.983	
AC8-B-pl108	3.284	0.047	32.076	50.234	0.172	14.09	0.016	0.506	--	100.417	
AC8-B-pl109	4.084	0.092	30.844	52.148	0.144	12.857	0.045	0.599	0.058	100.871	
AC8-B-pl110	3.881	0.068	31.193	51.292	0.169	13.061	0.057	0.572	0.133	100.426	
AC8-B-pl111	3.78	0.04	31.368	51.585	0.161	12.774	--	0.504	0.217	100.427	
AC8-B-pl112	4.351	0.055	29.947	52.741	0.139	12.318	0.039	0.533	0.116	100.239	
AC8-B-pl113	4.946	0.049	29.561	53.688	0.233	11.364	0.053	0.579	0.133	100.606	
AC8-B-pl114	5.528	0.077	28.471	55.526	0.324	10.06	0.041	0.527	0.091	100.645	
AC8-B-pl115	5.67	0.079	27.846	56.011	0.339	9.457	0.081	0.513	0.074	100.07	
AC8-B-pl116	5.718	0.026	27.618	56.24	0.361	9.728	0.018	0.59	0.174	100.473	
AC8-B-pl117	6.1	0.048	27.295	56.598	0.388	8.989	0.047	0.55	0.099	100.114	
AC8-B-pl118	6.265	0.027	27.215	57.874	0.371	8.551	0.012	0.511	0.083	100.909	
AC8-B-pl119	6.296	0.06	27.237	57.649	0.386	8.596	0.012	0.444	0.148	100.828	
AC2-2-pl120	3.55	0.03	31.484	50.511	0.178	13.828	0.057	0.595	0.192	100.425	
AC2-2-pl121	6.305	0.054	27.215	57.105	0.453	8.594	0.012	0.543	0.124	100.405	Group 2

Punto	Na ₂ O (wt%)	MgO (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	SiO ₂ (wt%)	K ₂ O (wt%)	CaO (wt%)	TiO ₂ (wt%)	FeO (wt%)	SrO (wt%)	Total (wt%)	Plg Group
AC2-2-pl122	6.462	0.056	27.324	57.245	0.405	8.707	0.016	0.516	0.05	100.781	
AC2-2-pl123	1.906	0.038	33.914	47.53	0.039	16.507	--	0.434	0.118	100.451	
AC2-2-pl124	1.664	0.029	34.543	46.405	0.067	16.667	0.039	0.45	0.168	100.032	
AC2-2-pl125	1.763	0.047	34.471	46.407	0.045	16.889	-0.02	0.55	--	100.144	
AC2-2-pl126	1.711	0.009	34.667	46.626	0.067	16.996	--	0.52	0.118	100.712	
AC2-2-pl127	2.637	0.052	33.286	48.665	0.115	15.522	0.004	0.459	0.084	100.824	
AC2-2-pl128	4.243	0.043	30.163	52.205	0.215	12.311	0.071	0.493	0.158	99.902	
AC2-2-pl129	4.854	0.056	29.627	53.468	0.201	11.356	0.059	0.538	0.166	100.325	
AC2-2-pl130	6.09	0.031	27.666	55.893	0.345	9.309	0.053	0.511	0.174	100.072	
AC2-2-pl131	6.078	0.069	27.271	56.988	0.425	8.822	0.036	0.552	0.19	100.431	
AC2-2-pl132	5.944	0.04	27.285	56.755	0.41	9.231	--	0.457	0.214	100.322	
AC3-pl133	2.91	0.047	32.602	49.725	0.135	14.481	0.033	0.552	0.109	100.594	
AC3-pl134	3.217	0.073	32.065	50.046	0.144	14.45	0.026	0.602	0.167	100.79	
AC3-pl135	3.291	0.043	32.116	50.02	0.118	13.931	0.053	0.669	0.092	100.333	
AC3-pl136	2.36	0.027	33.118	48.639	0.09	15.555	--	0.624	0.134	100.502	
AC3-pl137	2.563	0.017	33.306	48.505	0.079	15.482	0.059	0.547	0.092	100.65	Group 2
AC3-pl138	2.222	0.077	33.747	47.784	0.059	16.009	0.02	0.56	0.059	100.537	
AC3-pl139	2.95	0.064	32.397	49.777	0.132	14.603	0.01	0.522	0.067	100.522	
AC3-pl140	6.174	0.067	27.32	57.094	0.393	8.843	0.036	0.565	0.19	100.682	
AC3-pl141	6.13	0.037	27.247	56.622	0.47	8.802	0.097	0.558	0.124	100.087	
AC3-pl142	5.762	0.069	28.275	55.827	0.31	9.728	0.079	0.672	0.141	100.863	
AC3-pl143	3.992	0.033	30.813	51.569	0.181	13.174	0.122	0.699	0.134	100.717	
AC3-pl144	5.511	0.069	28.159	55.501	0.276	10.257	0.061	0.649	0.116	100.599	
AC3-pl145	2.761	0.072	32.655	48.797	0.084	15.182	0.041	0.708	0.159	100.459	
AC3-pl146	2.818	0.053	32.935	49.33	0.107	15.047	0.004	0.559	0.025	100.878	
AC3-pl147	2.214	0.05	33.577	47.78	0.067	15.926	0.016	0.602	0.168	100.4	
AC3-pl148	1.645	0.013	34.348	46.594	0.042	17.012	0.01	0.627	0.21	100.501	
AC3-pl149	3.645	0.061	31.419	50.305	0.102	13.739	0.047	0.659	0.168	100.145	
AC3-pl150	3.608	0.069	31.172	50.646	0.13	13.546	0.061	0.661	0.125	100.018	Group 2
AC3-pl151	4.021	0.099	30.559	52.049	0.195	12.549	0.045	0.663	0.084	100.264	
AC3-pl152	4.467	0.072	30.045	53.024	0.187	11.927	0.031	0.627	0.041	100.421	
AC3-pl153	4.665	0.067	29.758	53.541	0.244	11.585	0.033	0.609	--	100.486	
AC3-pl154	4.618	0.087	29.889	53.493	0.224	11.791	0.069	0.568	0.091	100.83	
AC3-pl155	5.181	0.058	28.768	54.344	0.219	10.549	0.014	0.586	0.008	99.727	
AC3-pl156	5.553	0.063	27.878	56.234	0.322	9.865	0.045	0.528	0.116	100.604	
AC3-pl157	5.793	0.08	27.938	55.803	0.305	9.824	0.037	0.659	0.025	100.464	
AC3-pl158	5.884	0.042	27.666	56.481	0.262	9.322	0.073	0.516	0.074	100.32	
AC3-pl159	6.877	0.098	25.988	58.702	0.569	7.556	0.087	0.584	0.091	100.552	
AC3-pl160	6.976	0.05	26.056	59.118	0.586	7.541	0.101	0.552	0.082	101.062	
AC3-pl161	6.171	0.056	27.61	56.121	0.336	9.186	0.041	0.632	0.074	100.227	Microlites
AC3-pl162	6.443	0.129	25.655	59.015	0.816	7.67	0.132	0.97	0.156	100.986	
AC3-pl163	6.2	0.035	27.346	57.506	0.405	8.691	0.045	0.55	--	100.737	
AC3-pl164	6.511	0.057	26.403	58.328	0.372	8.127	0.079	0.543	0.124	100.544	
AC3-pl165	5.97	0.02	27.529	57.211	0.371	8.969	0.03	0.573	0.157	100.83	
AC3-pl166	5.786	0.063	27.724	55.904	0.367	9.748	0.041	0.509	0.149	100.291	
AC3-pl167	5.958	0.075	27.823	55.992	0.316	9.784	0.014	0.556	0.248	100.766	
AC3-pl168	5.872	0.065	27.56	55.029	0.356	9.577	0.051	0.59	0.24	99.34	
AC3-pl169	6.278	0.097	26.744	57.315	0.379	8.851	0.063	0.545	0.074	100.346	
AC3-pl170	6.221	0.086	27.246	56.823	0.396	8.757	--	0.633	0.14	100.288	
AC3-pl171	5.591	0.052	28.119	56.121	0.276	9.636	0.053	0.375	0.199	100.422	
AC3-pl172	5.601	0.041	28.603	55.362	0.33	10.416	0.073	0.534	0.157	101.117	
AC3-pl173	5.927	0.07	27.822	56.497	0.313	9.343	0.016	0.529	0.124	100.641	
AC3-pl174	5.679	0.067	28.241	56.02	0.333	9.635	0.022	0.5	0.174	100.671	
AC3-pl175	6.346	0.045	26.677	57.992	0.471	8.427	0.018	0.503	0.165	100.644	
AC3-pl176	6.086	0.046	27.602	56.365	0.354	9.168	0.073	0.539	0.174	100.407	
AC3-pl177	5.716	0.042	28.051	55.895	0.288	9.726	0.057	0.566	0.133	100.474	
AC3-pl178	5.573	0.047	28.071	55.418	0.339	9.801	0.108	0.542	--	99.875	
AC3-pl179	6.287	0.031	27.258	57.084	0.363	8.875	0.02	0.628	0.14	100.686	
AC3-pl180	6.005	0.052	27.597	56.478	0.379	9.186	--	0.525	0.066	100.278	
AC3-pl181	6.102	0.056	27.826	55.436	0.316	9.442	0.049	0.457	0.1	99.784	
AC3-pl182	7.119	0.071	25.204	59.702	0.638	7.135	0.06	0.747	0.251	100.927	
AC3-pl183	6.935	0.877	23.793	59.736	0.764	6.8	0.15	1.817	0.117	100.989	Microlites
AC3-pl184	7.209	0.075	25.225	59.688	0.69	7.018	0.078	0.781	0.109	100.873	

Punto	Na ₂ O (wt%)	MgO (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	SiO ₂ (wt%)	K ₂ O (wt%)	CaO (wt%)	TiO ₂ (wt%)	FeO (wt%)	SrO (wt%)	Total (wt%)	Plg Group
AC3-pl185	6.707	0.544	20.161	63.03	1.733	4.661	0.391	2.103	0.033	99.363	
AC3-pl186	7.18	0.047	25.285	58.969	0.687	7.052	0.044	0.643	0.193	100.1	
AC1-pl187	6.044	0.084	27.613	56.625	0.348	9.214	0.079	0.562	0.017	100.586	Group 2
AC1-pl188	6.198	0.095	27.768	56.509	0.342	9.342	0.059	0.552	0.049	100.914	
AC1-pl189	2.604	0.093	32.277	47.067	0.085	13.877	0.069	0.864	0.084	97.02	
AC1-pl190	2.931	0.083	32.744	49.572	0.087	14.976	0.012	0.686	0.193	101.284	
AC1-pl191	2.995	0.102	32.364	49.351	0.13	14.544	0.037	0.774	0.168	100.465	
AC1-pl192	2.823	0.067	32.679	49.009	0.113	15.163	--	0.736	0.117	100.67	
AC1-pl193	2.941	0.063	32.582	49.363	0.065	14.785	0.022	0.724	0.126	100.671	
AC1-pl194	2.567	0.03	32.752	48.425	0.051	15.413	0.008	0.661	--	99.848	
AC1-pl195	2.561	0.057	33.166	48.789	0.068	15.502	0.008	0.679	0.051	100.881	
AC1-pl196	2.72	0.034	32.798	48.694	0.118	15.23	0.035	0.564	0.092	100.285	
AC1-pl197	3.533	0.01	31.426	50.746	0.167	13.645	--	0.521	0.242	100.28	
AC1-pl198	4.607	0.059	29.879	53.35	0.21	11.744	0	0.496	0.1	100.445	
AC1-pl199	4.714	0.03	29.922	53.431	0.227	11.665	0.039	0.568	0.283	100.879	
AC1-pl200	4.764	0.041	29.423	53.646	0.196	11.524	0.045	0.595	0.182	100.416	
AC1-pl201	4.9	0.076	29.356	53.761	0.159	11.244	--	0.589	0.058	100.125	
AC1-pl202	5.087	0.06	28.794	54.793	0.31	10.705	0.071	0.516	0.025	100.361	
AC1-pl203	5.643	0.091	28.474	55.137	0.287	10.238	0.03	0.559	0.075	100.534	
AC1-pl204	6.002	0.068	27.573	56.796	0.365	8.995	0.085	0.48	0.108	100.472	
AC1-pl205	6.354	0.04	26.766	57.369	0.348	8.534	0.032	0.487	0.083	100.013	
AC1-pl206	6.351	0.087	26.979	57.401	0.4	8.531	0.008	0.491	0.173	100.421	
AC1-pl207	6.322	0.06	26.83	57.124	0.394	8.36	0.036	0.507	0.149	99.782	
AC1-pl208	6.228	0.081	27.493	56.504	0.337	9.087	0.116	0.498	0.091	100.435	
AC1-pl209	7.186	0.027	25.405	59.205	0.546	7.196	0.076	0.629	0.159	100.429	Microlites
AC1-pl210	7.259	0.101	25.142	59.162	0.664	7.124	0.144	0.774	0.101	100.471	
AC1-pl211	6.232	0.054	19.292	64.786	2.409	3.909	0.672	2.281	0.09	99.725	
AC1-pl212	6.974	0.034	25.593	59.143	0.556	7.594	0.116	0.772	0.059	100.841	
AC1-pl213	6.969	0.049	25.229	57.916	0.51	7.438	0.094	0.692	0.218	99.115	
AC1-pl214	7.131	0.055	25.228	58.842	0.631	7.399	0.076	0.733	0.05	100.145	
AC1-pl215	7.137	0.06	24.718	59.819	0.681	6.787	0.14	0.803	0.175	100.32	
AC1-pl216	6.974	0.039	25.677	58.542	0.583	7.631	0.098	0.568	0.126	100.238	
AC1-pl217	7.253	0.038	25.451	59.045	0.49	7.556	0.056	0.679	0.042	100.61	
AC1-pl218	7.053	0.088	25.053	58.878	0.637	7.391	0.134	0.767	0.05	100.051	
AC1-pl219	6.739	0.08	25.809	57.819	0.455	8.101	0.09	0.749	0.109	99.951	
AC1-pl220	6.794	0.084	26.013	58.395	0.506	7.904	0.044	0.715	0.068	100.523	
AC6-pl221	4.907	0.106	29.167	54.007	0.248	11.353	0.048	0.656	0.068	100.56	Group 2
AC6-pl222	2.35	0.065	33.326	47.022	0.082	16.469	0.077	0.617	0.068	100.076	
AC6-pl223	2.187	0.101	33.439	47.479	0.104	16.673	0.036	0.633	0.12	100.772	
AC6-pl224	2.064	0.039	33.328	46.939	0.066	16.858	0.026	0.701	0.154	100.175	
AC6-pl225	1.694	0.046	33.674	46.647	0.053	16.861	0.008	0.735	0.017	99.735	
AC6-pl226	3.14	0.07	31.992	49.92	0.087	14.936	0.004	0.678	0.06	100.887	
AC6-pl227	2.025	0.065	33.701	47.124	0.053	16.791	0.028	0.692	0.069	100.548	
AC6-pl228	3.009	0.072	32.208	48.927	0.091	15.375	0.042	0.671	0.103	100.498	
AC6-pl229	2.816	0.057	32.713	48.589	0.091	15.589	0.026	0.603	0.017	100.501	
AC6-pl230	3.746	0.068	31.2	51.073	0.139	13.767	0.046	0.68	--	100.702	
AC6-pl231	4.053	0.043	30.582	51.646	0.157	13.087	0.083	0.596	0.162	100.409	
AC6-pl232	2.746	0.043	32.823	48.818	0.09	15.708	--	0.686	--	100.806	
AC6-pl233	2.782	0.061	32.747	48.705	0.065	15.491	0.002	0.621	0	100.474	
AC6-pl234	2.67	0.033	32.609	47.949	0.058	15.784	0.05	0.496	0.18	99.829	
AC6-pl235	2.495	0.064	32.933	48.21	0.068	15.953	0	0.621	0.163	100.507	
AC6-pl236	3.307	0.061	31.361	50.424	0.135	14.38	0.056	0.544	0.153	100.421	
AC6-pl237	5.695	0.088	27.674	55.439	0.242	10.164	0.07	0.469	0.169	100.01	
AC6-pl238	5.999	0.075	27.286	56.356	0.338	9.28	0	0.532	0.144	100.01	
AC6-pl239	6.128	0.048	27.2	56.806	0.37	9.364	0.036	0.469	0.32	100.741	
AC6-pl240	5.925	0.045	27.217	56.038	0.328	9.497	0.086	0.616	0.152	99.904	

Tabla A3. Análisis de microsonda electrónica de óxidos de Fe-Ti. Temperaturas y fugacidades de oxígeno calculadas con el termómetro de Ghiorso y Evans (2008). FeO y Fe₂O₃ calculado con el método de Droop (1987).

Point	SiO ₂ (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	MgO (wt%)	TiO ₂ (wt%)	V ₂ O ₃ (wt%)	CaO (wt%)	FeO (wt%)	Fe ₂ O ₃ (wt%)	MnO (wt%)	Cr ₂ O ₃ (wt%)	Total (wt%)	Type	T (°C)	fO ₂ (ΔNNO)
MV7-ox1	0.02	0.32	2.39	44.42	0.71	0.03	35.70	15.52	0.74	0.01	99.85	Ilm		
MV7-ox2	0.14	1.95	1.82	20.19	0.73	0.03	49.52	25.65	0.83	0.03	100.88	Tmt		
MV7-ox3	0.02	0.36	2.79	45.49	0.62	0.03	35.86	14.75	0.72	0.02	100.65	Ilm		
MV7-ox4	0.19	2.22	2.29	19.96	0.63	0.01	48.43	25.49	0.86	0.06	100.13	Tmt		
MV7-ox5	0.14	0.34	2.99	45.93	0.61	0.01	35.96	14.08	0.78	0.03	100.86	Ilm		
MV7-ox6	0.11	2.49	2.39	16.50	0.78	0.16	46.40	30.71	0.66	0.02	100.23	Tmt		
MV7-ox7	--	0.32	3.09	45.86	0.51	0.02	35.67	14.96	0.74	--	101.15	Ilm	1010±16	0.28±0.06
MV7-ox8	--	0.37	3.35	44.47	0.50	--	34.14	16.19	0.71	--	99.73	Ilm		
MV7-ox9	0.02	0.34	3.43	45.02	0.60	0.06	34.29	14.76	0.71	0.01	99.23	Ilm		
MV7-ox10	0.02	0.40	3.28	44.28	0.72	0.01	34.16	16.55	0.67	0.01	100.11	Ilm		
MV7-ox11	--	0.31	3.26	45.29	0.65	--	34.98	15.62	0.69	0.03	100.84	Ilm		
MV7-ox12	0.15	2.11	2.58	17.52	0.47	--	46.29	29.09	0.83	0.01	99.04	Tmt		
MV7-ox13	--	0.36	3.39	44.92	0.59	0.02	34.42	15.79	0.68	0.02	100.18	Ilm		
MV7-ox14	0.36	0.34	3.01	43.95	0.64	0.11	34.43	15.30	0.76	--	98.88	Ilm		
MV7-ox15	0.03	0.33	3.03	44.81	0.56	--	34.91	15.43	0.76	0.01	99.87	Ilm		
MV7-ox16	0.05	0.21	3.21	46.83	0.74	0.03	36.06	11.88	0.78	--	99.78	Ilm		
MV7-ox17	0.04	0.24	3.22	46.45	0.45	0.05	35.68	11.79	0.78	--	98.69	Ilm		
MV7-ox18	--	0.36	3.26	46.02	0.59	--	35.51	14.96	0.75	0.01	101.45	Ilm		
MV7-ox19	0.03	0.30	3.31	44.83	0.62	0.01	34.46	15.66	0.75	--	99.97	Ilm		
MV7-ox20	0.05	0.35	3.03	45.28	0.53	--	35.30	14.98	0.77	0.02	100.30	Ilm		
MV7-ox21	0.04	0.28	3.02	45.20	0.62	0.03	35.11	13.68	0.74	--	98.71	Ilm		
MV7-ox22	0.05	0.33	3.16	43.54	0.52	0.10	33.64	16.90	0.71	--	98.95	Ilm		
MV7-ox23	0.02	0.29	2.99	45.37	0.66	--	35.35	14.83	0.83	0.01	100.34	Ilm		
MV7-ox24	0.11	1.58	1.89	25.58	0.75	0.02	52.29	16.33	0.82	--	99.36	Tmt		
MV7-ox25	0.01	0.31	2.23	45.28	0.70	--	36.65	14.73	0.78	0.03	100.72	Ilm		
MV7-ox26	--	0.35	3.40	45.76	0.57	--	35.06	15.26	0.74	0.01	101.16	Ilm		
MV7-ox27	0.04	0.33	2.75	44.28	0.70	0.09	34.96	15.81	0.67	--	99.62	Ilm		
MV7-ox28	0.01	0.33	2.91	44.26	0.69	0.04	34.65	15.85	0.72	--	99.46	Ilm		
MV7-ox29	0.01	0.35	3.23	44.93	0.70	--	34.67	15.57	0.74	--	100.18	Ilm		
MV7-ox30	0.06	2.59	2.66	16.54	0.43	--	46.57	31.61	0.77	0.01	101.25	Tmt	1017±16	0.37±0.06
AC5-2-ox31	0.08	2.58	2.32	16.31	0.61	0.01	46.65	31.22	0.71	--	100.49	Tmt		
AC5-2-ox32	0.03	0.26	3.88	47.39	0.38	--	35.47	12.56	0.73	--	100.70	Ilm		
AC5-2-ox33	0.07	2.84	2.61	16.33	0.73	--	46.68	31.58	0.64	0.01	101.48	Tmt	963±19	0.03±0.09
AC5-2-ox34	--	0.32	3.08	44.76	0.61	--	34.95	16.17	0.63	--	100.52	Ilm		
AC5-2-ox35	0.05	2.38	2.49	18.48	0.72	--	47.76	28.56	0.75	0.05	101.24	Tmt		
AC5-2-ox36	0.65	0.38	2.53	44.20	0.59	0.11	35.73	12.98	0.66	0.03	97.86	Ilm		
AC5-2-ox37	0.02	0.32	3.06	45.41	0.65	0.09	35.24	14.82	0.72	0.02	100.36	Ilm		
AC5-2-ox38	0.01	0.33	3.29	46.50	0.75	--	35.79	13.74	0.75	--	101.17	Ilm		
AC5-2-ox39	--	0.27	3.23	46.61	0.51	0.08	35.82	13.95	0.83	--	101.31	Ilm		
AC5-2-ox40	0.07	2.62	2.31	15.85	0.75	--	46.38	31.68	0.70	0.03	100.40	Tmt	977±17	0.18±0.07
AC5-2-ox41	0.08	2.30	2.33	16.91	0.72	0.40	46.58	30.63	0.68	0.04	100.65	Tmt		
AC5-2-ox42	0.08	2.34	2.58	18.32	0.72	--	47.60	28.83	0.74	0.02	101.23	Tmt	1050±18	0.23±0.06
AC5-2-ox43	--	0.35	3.45	46.15	0.53	--	35.27	14.99	0.77	--	101.51	Ilm		
AC5-2-ox44	0.05	2.55	2.60	17.14	0.71	0.05	46.32	29.72	0.67	--	99.81	Tmt	1028±17	0.27±0.06

Point	SiO ₂ (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	MgO (wt%)	TiO ₂ (wt%)	V ₂ O ₅ (wt%)	CaO (wt%)	FeO (wt%)	Fe ₂ O ₃ (wt%)	MnO (wt%)	Cr ₂ O ₃ (wt%)	Total (wt%)	Type	T (°C)	fO ₂ (ΔNNO)
AC5-2-ox45	0.98	0.36	3.81	44.68	0.54	0.12	34.40	14.92	0.70	--	100.52	Ilm		
AC5-2-ox46	0.01	0.35	3.44	46.49	0.63	0.09	35.41	13.34	0.70	0.01	100.47	Ilm		
AC5-2-ox47	0.12	1.95	2.04	19.60	0.60	--	48.51	26.05	0.70	0.01	99.57	Tmt	1034±21	-0.11±0.08
AC5-2-ox48	0.02	0.30	2.90	47.01	0.52	0.02	36.77	12.19	0.79	--	100.51	Ilm		
AC5-2-ox49	0.10	2.46	2.29	16.91	0.78	--	47.20	30.49	0.72	0.04	100.98	Tmt	982±18	0.07±0.07
AC5-2-ox50	0.03	0.22	3.06	46.67	0.56	--	36.28	12.93	0.79	--	100.53	Ilm		
AC5-2-ox51	0.05	2.52	2.36	17.59	0.68	--	47.27	29.50	0.78	0.05	100.81	Tmt		
AC5-2-ox52	0.12	1.93	2.27	19.80	0.64	--	48.24	25.86	0.76	--	99.62	Tmt		
AC5-2-ox53	--	0.33	3.07	46.27	0.70	--	36.01	14.09	0.74	--	101.21	Ilm		
AC3-ox54	0.11	1.99	2.45	18.82	0.49	--	47.34	27.42	0.76	--	99.37	Tmt	1069±19	0.19±0.06
AC3-ox55	0.01	0.29	3.43	45.11	0.66	--	34.32	14.64	0.82	0.01	99.28	Ilm		
AC3-ox56	--	0.23	3.49	46.68	0.41	0.08	35.37	12.60	0.77	0.01	99.64	Ilm	1028±22	-0.04±0.08
AC3-ox57	0.07	2.09	2.59	19.13	0.60	--	47.41	27.09	0.78	0.06	99.82	Tmt		
AC3-ox58	0.12	1.93	2.64	18.36	0.61	0.06	46.79	28.14	0.73	--	99.37	Tmt		
AC3-ox59	--	0.29	3.40	45.19	0.59	0.01	34.54	15.25	0.75	--	100.02	Ilm	1041±18	0.29±0.06
AC3-ox60	0.10	2.44	2.52	17.30	0.74	--	46.54	29.34	0.70	--	99.67	Tmt		
AC3-ox61	0.05	2.27	2.61	17.94	0.51	--	46.95	29.20	0.78	0.04	100.35	Tmt		
AC3-ox62	0.06	2.08	2.62	18.83	0.61	--	47.47	28.07	0.83	--	100.57	Tmt	1035±20	0.07±0.07
AC3-ox63	0.03	0.27	3.48	46.72	0.45	--	35.46	13.50	0.94	0.01	100.85	Ilm		
AC3-ox64	--	0.29	3.51	46.08	0.43	0.08	34.82	13.82	0.85	--	99.88	Ilm	1046±20	0.10±0.07
AC3-ox65	0.07	2.10	2.62	18.99	0.61	--	47.62	27.84	0.80	0.01	100.66	Tmt		
AC3-ox66	0.09	2.04	2.61	17.61	0.79	--	46.98	29.86	0.74	0.03	100.74	Tmt	1037±18	0.27±0.06
AC3-ox67	--	0.25	3.54	45.01	0.57	--	34.08	15.10	0.81	0.01	99.36	Ilm		
AC3-ox68	0.01	0.22	3.49	46.98	0.64	0.01	35.65	13.04	0.89	0.02	100.95	Ilm		
AC3-ox69	--	0.24	3.44	46.06	0.55	--	34.95	13.26	0.89	--	99.39	Ilm	1032±20	0.06±0.07
AC3-ox70	0.08	2.05	2.55	18.68	0.55	--	47.22	27.99	0.89	0.02	100.01	Tmt		
AC3-ox71	0.01	0.25	3.33	46.66	0.52	0.11	35.57	12.91	0.84	--	100.20	Ilm	1021±20	0.010.08
AC3-ox72	0.06	2.16	2.56	18.86	0.59	--	47.76	28.09	0.76	0.02	100.85	Tmt		
AC3-ox73	--	0.34	3.34	45.34	0.63	--	34.79	14.85	0.72	0.01	100.01	Ilm		
AC3-ox74	0.06	2.07	2.67	19.17	0.68	--	47.68	27.66	0.82	0.02	100.83	Tmt		
AC3-ox75	0.14	1.91	2.45	19.11	0.85	0.01	47.59	26.93	0.82	0.06	99.88	Tmt	1039±21	0.00±0.07
AC3-ox76	--	0.29	3.42	46.85	0.59	--	35.71	13.11	0.85	0.01	100.84	Ilm		
AC3-ox77	--	0.30	3.33	43.81	0.67	0.03	33.56	16.92	0.77	--	99.39	Ilm	1074±17	0.41±0.05
AC3-ox78	0.04	2.16	2.48	17.70	0.74	--	47.00	29.44	0.75	0.02	100.32	Tmt		
AC3-ox79	--	0.27	3.42	45.34	0.70	--	34.70	15.10	0.68	--	100.20	Ilm		
AC3-ox80	0.06	2.36	2.51	18.45	0.43	--	47.88	29.06	0.79	0.03	101.56	Tmt		
AC3-ox81	0.14	1.99	2.16	18.69	0.65	0.09	47.82	27.75	0.84	--	100.12	Tmt (Microlite)		
AC3-ox82	0.31	1.91	1.91	17.93	0.63	0.31	47.21	28.01	0.89	0.04	99.16	Tmt (Microlite)		
AC3-ox83	0.13	2.04	2.30	18.39	0.67	0.45	47.00	28.31	0.89	0.01	100.18	Tmt (Microlite)		
AC3-ox84	0.15	1.97	2.26	18.08	0.67	0.24	47.01	28.51	0.87	0.01	99.78	Tmt (Microlite)		
AC2-2-ox85	--	0.34	4.30	43.90	0.70	--	32.11	17.45	0.65	0.01	99.46	Ilm	1024±16	0.56±0.05
AC2-2-ox86	0.06	2.75	3.21	15.27	0.76	--	44.98	33.05	0.68	0.03	100.80	Tmt		
AC2-2-ox87	--	0.26	3.26	44.56	0.57	0.01	34.21	15.44	0.79	0.03	99.13	Ilm		
AC2-2-ox88	0.07	2.57	2.77	16.21	0.64	--	46.36	32.11	0.73	--	101.45	Tmt		
AC2-2-ox89	--	0.40	3.86	43.08	0.69	--	32.22	18.40	0.71	--	99.36	Ilm	1092±17	0.56±0.05
AC2-2-ox90	0.04	2.55	3.07	17.52	0.68	--	46.46	30.32	0.79	0.03	101.46	Tmt		

Point	SiO ₂ (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	MgO (wt%)	TiO ₂ (wt%)	V ₂ O ₃ (wt%)	CaO (wt%)	FeO (wt%)	Fe ₂ O ₃ (wt%)	MnO (wt%)	Cr ₂ O ₃ (wt%)	Total (wt%)	Type	T (°C)	fO ₂ (ΔNNO)
AC2-2-ox91	--	0.40	3.71	44.54	0.71	--	33.55	16.04	0.69	0.03	99.67	Ilm		
AC2-2-ox92	0.07	2.77	2.76	16.55	0.81	--	46.13	30.81	0.72	0.02	100.62	Tmt	1037±17	0.40±0.06
AC2-2-ox93	0.01	0.29	2.93	44.35	0.72	0.01	34.71	15.77	0.75	0.01	99.55	Ilm		
AC2-2-ox94	0.36	1.72	1.96	19.38	0.54	0.09	48.08	25.54	0.79	--	98.47	Tmt		
AC2-2-ox95	0.09	2.75	2.65	15.85	0.66	--	46.32	32.20	0.64	0.07	101.24	Tmt		
AC2-2-ox96	--	0.35	3.60	43.47	0.57	--	32.92	17.57	0.74	0.01	99.22	Ilm	1041±15	0.54±0.05
AC2-2-ox97	0.07	2.52	2.66	17.74	0.76	--	46.98	29.28	0.69	0.04	100.73	Tmt		
AC2-2-ox98	0.01	0.33	3.70	45.08	0.65	0.04	33.89	14.83	0.68	0.01	99.22	Ilm	1045±18	0.26±0.07
AC2-2-ox99	0.02	0.36	4.03	43.98	0.62	0.02	32.65	17.63	0.70	0.03	100.03	Ilm		
AC2-2-ox100	0.01	0.37	3.72	43.97	0.59	0.01	33.12	17.18	0.72	0.03	99.71	Ilm		
AC2-2-ox101	0.03	2.71	2.88	16.84	0.64	--	46.23	30.87	0.72	--	100.91	Tmt	1058±17	0.49±0.05
AC2-2-ox102	0.09	2.89	2.85	16.19	0.74	--	46.12	31.59	0.66	0.01	101.14	Tmt		
AC2-2-ox103	--	0.41	3.85	44.51	0.59	--	33.39	16.86	0.67	--	100.26	Ilm	1038±16	0.48±0.06
AC2-2-ox104	--	0.34	3.79	43.97	0.47	--	32.99	17.05	0.71	--	99.33	Ilm		
AC2-2-ox105	0.10	2.72	3.01	16.82	0.68	--	45.99	30.62	0.67	0.02	100.63	Tmt	1057±17	0.49±0.05
AC1-1-ox106	0.01	0.36	3.29	43.62	0.87	--	33.62	17.08	0.67	--	99.53	Ilm		
AC1-1-ox107	0.05	2.68	2.43	14.72	0.63	--	45.52	33.19	0.66	0.03	99.92	Tmt	1006±15	0.53±0.05
AC1-1-ox108	0.02	0.25	2.57	43.95	0.63	0.03	34.98	16.04	0.76	0.02	99.24	Ilm		
AC1-1-ox109	0.04	2.42	2.09	16.06	0.55	--	46.56	31.31	0.72	--	99.76	Tmt	1020±15	0.40±0.05
AC1-1-ox110	0.12	2.68	2.95	15.83	0.59	--	45.56	32.07	0.71	--	100.51	Tmt		
AC1-1-ox111	--	0.42	3.64	44.22	0.57	--	33.41	16.86	0.77	--	99.88	Ilm		
AC1-1-ox112	0.03	2.35	2.61	17.46	0.62	--	46.60	29.63	0.72	0.02	100.04	Tmt		
AC1-1-ox113	--	0.32	3.41	44.30	0.54	0.07	33.75	16.16	0.74	--	99.29	Ilm	1057±17	0.37±0.05
AC1-1-ox114	--	0.28	3.03	44.90	0.49	--	35.10	16.15	0.70	0.01	100.66	Ilm		
AC1-1-ox115	0.10	2.33	2.35	17.19	0.64	--	47.03	29.95	0.67	--	100.25	Tmt	1045±17	0.36±0.05
AC1-1-ox116	--	0.36	3.76	44.23	0.55	0.03	33.22	16.57	0.68	--	99.40	Ilm		
AC1-1-ox117	0.06	2.80	3.04	15.43	0.59	--	45.34	32.87	0.68	--	100.81	Tmt	1010±16	0.50±0.05
AC1-1-ox118	--	0.36	3.45	44.56	0.65	--	33.99	16.43	0.77	--	100.22	Ilm		
AC1-1-ox119	0.08	2.68	2.94	17.31	0.59	--	46.58	30.36	0.72	0.02	101.28	Tmt		
AC1-1-ox120	0.02	0.35	3.67	44.69	0.55	--	33.71	15.59	0.71	0.02	99.31	Ilm		
AC1-1-ox121	0.06	2.78	2.34	15.65	0.70	--	46.07	31.69	0.69	0.04	100.01	Tmt		
AC1-1-ox122	--	0.28	2.92	43.98	0.73	0.02	34.42	16.15	0.72	--	99.22	Ilm		
AC1-1-ox123	0.08	2.05	2.09	18.41	0.58	--	47.64	27.94	0.83	0.03	99.65	Tmt		
AC1-1-ox124	0.01	0.41	3.54	45.25	0.60	0.03	34.47	15.89	0.67	0.03	100.91	Ilm		
AC1-1-ox125	0.10	2.54	2.66	17.67	0.64	0.18	46.18	28.73	0.78	0.03	99.51	Tmt		
AC1-1-ox126	0.01	0.37	4.14	44.98	0.86	0.03	33.20	16.66	0.69	--	100.94	Ilm		
AC1-1-ox127	0.08	2.55	3.41	16.68	0.63	--	44.94	30.73	0.74	0.04	99.79	Tmt	1041±17	0.47±0.06
AC1-1-ox128	0.21	1.90	1.29	15.93	0.51	0.20	47.42	31.09	0.71	0.01	99.26	Tmt (Microlite)		
AC1-1-ox129	0.25	1.85	1.12	15.71	0.45	0.08	47.78	31.37	0.71	0.03	99.35	Tmt (Microlite)		
AC8-B-ox130	0.02	2.48	2.61	17.13	0.85	0.01	46.83	30.48	0.70	0.02	101.13	Tmt		
AC8-B-ox131	--	0.31	3.30	45.43	0.58	--	34.94	14.89	0.72	0.01	100.18	Ilm	1022±17	0.28±0.06
AC8-B-ox132	0.02	0.28	2.58	45.05	0.77	0.01	36.00	15.78	0.70	0.01	101.19	Ilm		
AC8-B-ox133	0.68	1.77	2.00	20.59	0.38	--	50.16	24.56	0.78	--	100.91	Tmt		
AC8-B-ox134	0.09	2.16	2.23	18.12	0.72	--	47.90	28.89	0.70	0.02	100.82	Tmt		
AC8-B-ox135	0.02	0.25	3.01	46.13	0.58	--	35.94	13.84	0.79	--	100.54	Ilm	1026±18	0.12±0.07
AC8-B-ox136	0.12	2.30	2.97	19.06	0.44	--	47.53	27.98	0.64	--	101.04	Tmt	1114±19	0.44±0.05

Point	SiO ₂ (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	MgO (wt%)	TiO ₂ (wt%)	V ₂ O ₃ (wt%)	CaO (wt%)	FeO (wt%)	Fe ₂ O ₃ (wt%)	MnO (wt%)	Cr ₂ O ₃ (wt%)	Total (wt%)	Type	T (°C)	fO ₂ (ΔNNO)
AC8-B-ox137	--	0.37	3.74	44.11	0.67	--	33.38	17.40	0.58	--	100.24	Ilm		
AC8-B-ox138	0.05	2.91	2.64	16.26	0.62	--	46.14	31.20	0.71	0.03	100.57	Tmt	1034±16	0.44±0.05
AC8-B-ox139	--	0.32	3.55	44.79	0.60	--	34.09	16.43	0.69	--	100.47	Ilm		
AC8-B-ox140	0.09	2.19	2.67	19.50	0.57	0.01	47.73	26.77	0.74	0.01	100.28	Tmt	1104±19	0.32±0.06
AC8-B-ox141	--	0.32	3.29	44.67	0.59	0.10	34.29	16.06	0.69	0.03	100.03	Ilm		
AC8-B-ox142	0.05	2.44	2.31	18.09	0.66	0.01	47.76	28.97	0.74	0.01	101.05	Tmt	1066±17	0.36±0.05
AC8-B-ox143	--	0.29	2.77	44.99	0.54	--	35.65	16.29	0.69	0.04	101.27	Ilm		
AC8-B-ox144	--	0.35	4.09	45.91	0.70	0.10	33.89	15.36	0.70	--	101.10	Ilm	1057±19	0.28±0.06
AC8-B-ox145	0.07	2.39	3.16	18.37	0.64	0.05	46.62	28.89	0.70	0.01	100.91	Tmt		
AC6-ox146	0.03	0.26	2.95	47.51	0.70	0.02	37.22	12.17	0.70	--	101.55	Ilm	987±20	-0.05±0.08
AC6-ox147	0.07	2.30	2.48	18.16	0.64	--	47.50	28.90	0.69	--	100.73	Tmt		
AC6-ox148	--	0.44	3.21	45.20	0.66	--	35.07	15.55	0.61	0.03	100.76	Ilm		
AC6-ox149	--	0.48	3.25	44.95	0.69	--	34.73	15.70	0.67	0.02	100.48	Ilm		
AC6-ox150	0.05	2.77	2.63	16.44	0.59	--	46.51	31.28	0.61	0.02	100.90	Tmt		
AC6-ox151	--	0.30	2.62	45.76	0.65	--	36.43	14.52	0.70	0.01	100.99	Ilm		
AC6-ox152	0.01	2.61	2.21	17.55	0.67	--	47.48	29.37	0.63	0.02	100.54	Tmt		
AC6-ox153	--	0.38	3.13	45.17	0.54	0.02	35.10	15.46	0.65	0.02	100.47	Ilm	1096±19	0.26±0.05
AC6-ox154	0.07	2.22	2.52	19.69	0.52	0.03	48.32	26.78	0.69	0.01	100.84	Tmt		
AC6-ox155	0.06	2.87	2.81	16.67	0.55	--	46.42	31.01	0.62	--	101.00	Tmt		
AC6-ox156	--	0.36	3.49	45.12	0.64	--	34.43	15.53	0.67	0.04	100.28	Ilm		
AC6-ox157	0.08	2.28	2.17	19.13	0.62	--	48.21	26.85	0.67	0.04	100.06	Tmt	1111±18	0.36±0.05
AC6-ox158	0.02	0.36	2.76	43.72	0.53	--	34.64	16.55	0.66	0.02	99.25	Ilm		
AC6-ox159	0.02	0.36	3.22	46.00	0.65	0.07	35.45	13.93	0.71	--	100.39	Ilm		
AC6-ox160	--	0.38	3.30	45.92	0.64	--	35.39	14.38	0.66	0.01	100.68	Ilm		
AC6-ox161	0.09	2.41	2.54	18.44	0.50	--	47.15	27.89	0.73	0.03	99.77	Tmt		
AC6-ox162	0.06	2.95	2.59	15.48	0.50	--	45.51	31.95	0.74	0.02	99.79	Tmt		
AC6-ox163	--	0.36	3.57	45.37	0.57	--	34.46	14.83	0.66	0.04	99.87	Ilm		
AC6-ox164	--	0.39	3.55	45.67	0.76	0.02	34.76	15.03	0.65	0.01	100.85	Ilm		
AC6-ox165	0.14	2.44	2.66	19.75	0.62	--	48.13	26.38	0.80	0.01	100.93	Tmt		
AC6-ox166	--	0.37	3.79	45.35	0.59	--	34.19	15.97	0.64	0.02	100.90	Ilm		
AC6-ox167	0.06	2.58	2.98	17.05	0.67	--	45.70	29.95	0.74	--	99.72	Tmt		
AC6-ox168	0.04	3.25	2.76	15.94	0.62	0.02	45.76	31.38	0.63	0.01	100.40	Tmt	998±17	0.31±0.06
AC6-ox169	--	0.53	3.36	45.17	0.69	0.01	34.68	14.40	0.59	--	99.43	Ilm		
AC6-ox170	0.07	2.29	2.26	19.69	0.50	--	48.57	26.34	0.66	--	100.39	Tmt	1050±21	0.01±0.08
AC6-ox171	--	0.28	2.91	46.01	0.48	0.11	35.86	12.88	0.71	0.01	99.26	Ilm		
MV3-ox172	0.17	1.67	1.25	19.54	0.60	0.10	49.79	26.38	0.75	--	100.25	Tmt (Microlite)		
MV3-ox173	0.20	0.87	0.76	25.32	0.77	0.36	53.33	16.56	0.79	--	98.95	Tmt (Microlite)		
MV3-ox174	0.31	1.42	1.24	21.96	0.76	0.14	50.98	22.00	0.86	0.04	99.70	Tmt (Microlite)		

Tabla A4. Análisis de microsonda electrónica de piroxenos. Temperaturas calculadas con el termómetro de 2 piroxenos de Putirka (2008).

Point	Na ₂ O (wt%)	MgO (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	SiO ₂ (wt%)	TiO ₂ (wt%)	CaO (wt%)	K ₂ O (wt%)	FeO (wt%)	MnO (wt%)	Cr ₂ O ₃ (wt%)	Total (wt%)	Type	T (°C)
AC3-px1	0.054	24.108	0.654	53.759	0.260	1.639	--	19.132	0.960	0.023	100.589	Opx	917
AC3-px2	0.298	14.794	1.262	52.287	0.548	19.957	0.033	10.315	0.567	--	100.061	Cpx	
AC3-px3	0.349	14.866	2.141	51.204	0.873	19.369	--	10.534	0.527	--	99.863	Cpx	921
AC3-px4	0.053	23.833	0.874	53.739	0.332	1.563	0.020	19.416	0.832	--	100.662	Opx	
AC3-px5	0.335	14.886	1.836	52.075	0.703	19.889	--	10.444	0.572	--	100.740	Cpx	921
AC3-px6	0.009	24.195	0.627	53.679	0.332	1.671	0.009	19.474	0.920	0.034	100.950	Opx	
AC3-px7	0.353	14.712	1.360	52.090	0.534	20.186	0.001	10.338	0.549	--	100.123	Cpx	896
AC3-px8	0.013	23.548	0.567	54.038	0.242	1.509	0.018	20.055	1.056	--	101.046	Opx	
AC3-px9	0.027	24.188	0.778	54.029	0.396	1.627	0.016	19.366	0.831	--	101.258	Opx	933
AC3-px10	0.396	15.009	1.667	52.054	0.639	19.805	--	10.237	0.476	0.017	100.300	Cpx	
AC3-px11	0.319	14.732	1.642	51.951	0.633	19.904	--	10.219	0.525	0.014	99.939	Cpx	917
AC3-px12	0.026	23.477	0.599	53.761	0.306	1.671	0.014	19.995	0.901	0.004	100.754	Opx	
AC3-px13	0.015	24.511	0.612	54.116	0.389	1.789	--	18.481	0.745	0.016	100.674	Opx	941
AC3-px14	0.338	15.099	1.908	51.784	0.683	19.776	0.006	9.640	0.444	--	99.678	Cpx	
AC3-px15	0.026	23.746	0.741	54.020	0.378	1.698	0.022	19.333	0.880	0.007	100.851	Opx	920
AC3-px16	0.319	14.879	1.571	51.797	0.655	20.159	--	9.874	0.511	--	99.765	Cpx	
AC3-px17	0.479	16.669	2.729	54.928	0.539	4.637	0.570	18.798	0.935	--	100.284	Microelite	
AC3-px18	0.087	20.242	0.761	53.136	0.436	3.484	0.078	21.565	1.051	0.019	100.859	Microelite	
AC3-px19	0.090	20.036	0.826	52.809	0.487	4.971	0.021	19.911	1.032	0.004	100.187	Microelite	
AC3-px20	0.018	23.747	0.951	53.858	0.397	1.877	--	18.859	0.888	--	100.595	Microelite	
AC3-px21	0.027	23.199	1.039	53.087	0.404	1.920	0.015	18.865	0.885	--	99.441	Microelite	
AC3-px22	0.024	23.893	0.671	53.814	0.330	1.613	0.027	18.994	0.833	0.022	100.221	Microelite	
AC2-2-px23	0.009	23.516	0.541	53.430	0.302	1.872	0.004	20.070	0.928	--	100.672	Opx	920
AC2-2-px24	0.321	14.885	1.336	52.236	0.514	19.966	0.011	10.507	0.570	0.004	100.350	Cpx	
AC2-2-px25	0.341	14.874	1.497	52.098	0.604	19.872	--	10.234	0.584	0.029	100.133	Cpx	917
AC2-2-px26	--	23.809	0.679	53.799	0.248	1.671	0.016	19.743	0.905	0.017	100.887	Opx	
AC2-2-px27	0.312	14.973	1.463	52.430	0.566	19.804	--	10.095	0.555	0.011	100.209	Cpx	936
AC2-2-px28	0.032	24.698	0.912	53.745	0.385	1.703	0.001	18.886	0.774	0.005	101.141	Opx	
AC2-2-px29	0.333	14.975	1.538	52.199	0.590	19.693	0.008	10.219	0.540	--	100.095	Cpx	927
AC2-2-px30	0.023	23.967	0.699	53.981	0.357	1.780	--	19.319	0.891	0.020	101.037	Opx	
AC2-2-px31	0.324	14.818	1.396	52.515	0.568	19.736	0.006	10.436	0.602	0.017	100.418	Cpx	914
AC2-2-px32	0.017	23.860	0.631	54.028	0.304	1.620	--	19.906	0.940	0.012	101.318	Opx	
AC2-2-px33	0.365	15.118	1.564	51.795	0.609	19.507	0.005	10.201	0.468	--	99.632	Cpx	
AC2-2-px34	0.319	14.776	1.245	52.114	0.519	19.877	0.006	10.240	0.555	--	99.651	Cpx	
AC1-1-px35	0.317	15.105	1.663	52.120	0.691	19.962	0.003	10.075	0.484	--	100.420	Cpx	
AC1-1-px36	0.058	24.037	0.805	54.024	0.325	1.704	--	19.730	0.739	--	101.422	Opx	
AC1-1-px37	0.027	24.053	0.631	54.144	0.295	1.728	0.003	19.568	0.921	0.026	101.396	Opx	
AC1-1-px38	0.349	14.937	1.584	51.997	0.623	19.930	0.001	9.871	0.487	--	99.779	Cpx	
AC1-1-px39	0.038	24.335	0.727	54.212	0.352	1.731	0.008	19.537	0.887	--	101.827	Opx	931
AC1-1-px40	0.342	15.230	1.628	52.172	0.605	19.958	0.007	9.963	0.473	0.024	100.402	Cpx	
AC1-1-px41	0.014	23.947	1.032	53.713	0.409	1.804	0.010	18.999	0.818	--	100.746	Opx	931
AC1-1-px42	0.346	14.799	2.023	51.773	0.808	19.791	--	10.060	0.516	--	100.116	Cpx	
AC1-1-px43	0.023	23.904	0.843	53.824	0.349	1.674	--	19.325	0.880	0.003	100.825	Opx	925
AC1-1-px44	0.360	15.106	1.647	52.288	0.608	19.981	--	10.081	0.519	--	100.590	Cpx	
AC1-1-px45	0.048	24.206	0.639	53.939	0.292	1.807	--	19.232	0.852	0.036	101.051	Opx	946

Point	Na ₂ O (wt%)	MgO (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	SiO ₂ (wt%)	TiO ₂ (wt%)	CaO (wt%)	K ₂ O (wt%)	FeO (wt%)	MnO (wt%)	Cr ₂ O ₃ (wt%)	Total (wt%)	Type	T (°C)	
AC1-1-px46	0.320	15.172	1.623	52.244	0.651	19.394	0.004	10.602	0.437	--	100.447	Cpx		
AC1-1-px47	0.041	24.191	0.781	53.791	0.355	1.794	--	19.006	0.834	--	100.793	Opx	939	
AC1-1-px48	0.327	14.890	1.862	51.869	0.623	19.527	0.027	10.250	0.494	0.031	99.900	Cpx		
AC1-1-px49	0.363	14.957	1.955	51.860	0.700	19.521	--	10.350	0.476	0.028	100.210	Cpx	938	
AC1-1-px50	0.026	24.344	0.603	53.952	0.274	1.756	--	19.157	0.843	0.003	100.958	Opx		
AC1-1-px51	0.459	15.710	2.796	52.233	1.051	10.122	0.321	17.252	0.806	--	100.750	Microlite		
AC1-1-px52	0.688	11.830	4.240	53.205	0.994	11.187	0.852	15.132	0.715	0.022	98.865	Microlite		
AC1-1-px53	0.246	17.497	2.356	52.295	0.756	9.064	0.142	16.717	0.869	0.020	99.962	Microlite		
AC1-1-px54	0.332	15.340	2.368	51.667	0.916	16.984	0.042	12.452	0.681	--	100.782	Microlite		
AC1-1-px55	0.634	13.258	3.290	51.317	1.357	15.897	0.275	14.247	0.665	0.035	100.975	Microlite		
AC1-1-px56	0.420	14.481	2.908	51.190	1.176	17.445	0.029	12.383	0.606	--	100.638	Microlite		
AC1-1-px57	0.353	14.717	2.099	51.483	0.790	18.957	0.049	10.758	0.528	0.001	99.735	Microlite		
AC1-1-px58	0.366	14.245	2.434	51.136	1.041	18.759	0.046	11.699	0.581	0.038	100.345	Microlite		
AC8-B-px59	0.335	15.155	1.468	52.465	0.547	19.843	--	10.305	0.535	--	100.653	Cpx		927
AC8-B-px60	0.028	24.195	0.689	54.015	0.322	1.688	0.008	18.953	0.923	--	100.821	Opx		
AC8-B-px61	0.305	15.111	1.615	52.236	0.646	20.042	0.015	9.702	0.482	0.003	100.157	Cpx	932	
AC8-B-px62	0.038	24.112	1.072	53.586	0.337	1.979	0.016	18.975	0.858	0.028	101.001	Opx		
AC8-B-px63	0.307	15.296	1.589	52.187	0.684	19.863	--	9.711	0.484	--	100.121	Cpx		
AC8-B-px64	0.029	24.009	0.778	53.707	0.332	1.726	0.011	19.359	0.907	--	100.858	Opx		
AC6-px65	0.224	16.533	2.111	52.209	0.381	20.468	--	7.311	0.263	0.101	99.601	Cpx	929	
AC6-px66	0.304	14.989	1.654	52.184	0.596	19.711	--	10.085	0.508	--	100.031	Cpx		
AC6-px67	0.048	23.854	0.857	53.583	0.426	1.736	--	19.699	0.870	--	101.073	Opx		
AC6-px68	0.016	24.225	0.665	53.963	0.336	1.736	--	18.827	0.812	0.022	100.602	Opx		
AC6-px69	0.337	14.662	1.770	51.210	0.611	19.429	0.005	10.218	0.510	0.014	98.766	Cpx		936
AC6-px70	0.364	15.058	1.522	51.696	0.635	19.062	0.015	11.027	0.457	0.003	99.839	Cpx		
AC6-px71	0.045	24.401	0.760	53.958	0.339	1.695	--	18.728	0.793	--	100.719	Opx		961
AC6-px72	0.328	15.051	1.684	51.806	0.602	19.924	--	10.090	0.494	0.013	99.992	Cpx		943
AC6-px73	0.079	24.573	0.964	53.896	0.331	1.746	0.003	18.328	0.864	--	100.784	Opx		942
AC6-px74	0.036	24.112	0.708	53.677	0.278	1.658	0.007	19.310	0.838	0.044	100.668	Opx		934
AC6-px75	0.279	15.234	1.325	52.317	0.444	20.366	0.009	9.448	0.480	--	99.902	Cpx		
AC6-px76	0.038	24.380	0.677	53.782	0.296	1.689	0.006	19.528	0.934	0.013	101.343	Opx		
AC6-px77	0.337	15.227	1.910	51.966	0.680	19.762	0.008	9.867	0.479	--	100.236	Cpx		
AC6-px78	0.373	15.196	2.057	51.684	0.774	19.600	0.009	9.828	0.434	--	99.955	Cpx		
AC6-px79	0.022	23.918	0.822	53.417	0.333	1.687	0.002	18.616	0.858	0.034	99.709	Opx		
AC6-px80	0.045	24.080	0.765	53.795	0.349	1.727	--	19.177	0.811	0.009	100.758	Opx		
AC6-px81	0.268	15.428	1.348	52.392	0.612	19.934	--	10.059	0.462	--	100.503	Cpx	939	
AC6-px82	0.044	24.620	0.655	54.078	0.405	1.695	--	18.996	0.860	--	101.353	Opx		
AC6-px83	0.045	24.024	0.712	53.050	0.274	1.740	--	18.287	0.857	--	98.989	Opx	941	
AC6-px84	0.411	14.960	1.650	51.677	0.622	19.656	0.019	10.369	0.570	--	99.934	Cpx		
AC6-px85	0.324	15.124	1.494	52.062	0.635	19.984	--	9.973	0.415	--	100.011	Cpx	933	
AC6-px86	0.036	24.654	0.807	53.525	0.288	1.687	0.016	18.825	0.838	--	100.676	Opx		
AC6-px87	0.331	14.811	1.593	51.542	0.529	20.197	0.008	9.911	0.493	--	99.415	Cpx		
AC6-px88	0.019	23.638	0.996	52.910	0.398	1.845	--	19.583	0.884	--	100.273	Opx		
AC6-px89	0.356	14.935	1.456	51.179	0.594	19.826	0.008	10.440	0.600	0.011	99.405	Cpx		
AC6-px90	0.028	23.411	0.618	52.836	0.339	1.684	0.023	20.414	0.913	--	100.266	Opx		
AC6-px91	0.057	24.142	0.614	53.487	0.392	1.684	0.005	19.927	0.961	--	101.269	Opx		
AC6-px92	0.325	15.100	1.378	52.006	0.508	19.996	0.010	10.055	0.524	--	99.902	Cpx		

Point	Na ₂ O (wt%)	MgO (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	SiO ₂ (wt%)	TiO ₂ (wt%)	CaO (wt%)	K ₂ O (wt%)	FeO (wt%)	MnO (wt%)	Cr ₂ O ₃ (wt%)	Total (wt%)	Type	T (°C)
AC6-px93	0.039	23.971	0.754	53.391	0.379	1.785	--	19.616	0.863	0.001	100.799	Opx	
AC6-px94	0.029	23.828	0.643	53.586	0.284	1.768	0.016	19.725	0.936	0.027	100.842	Opx	
AC6-px95	0.034	24.255	0.874	53.209	0.412	1.713	0.006	19.115	0.821	0.003	100.442	Opx	934
AC6-px96	0.319	14.998	1.530	51.438	0.608	19.822	--	9.808	0.454	--	98.977	Cpx	
AC6-px97	0.344	14.965	2.902	50.555	1.122	13.562	0.036	15.002	0.653	--	99.141	Microelite	
AC6-px98	0.320	16.168	2.452	51.521	0.958	14.434	0.043	13.916	0.685	0.028	100.525	Microelite	
AC6-px99	0.349	14.889	2.568	50.903	1.235	16.679	0.054	12.969	0.599	--	100.245	Microelite	
AC5-2-px100	0.343	15.124	1.467	52.284	0.577	19.918	0.011	9.889	0.519	--	100.132	Cpx	934
AC5-2-px101	0.061	24.007	0.830	53.674	0.359	1.739	--	19.264	0.842	--	100.776	Opx	
AC5-2-px102	0.365	15.079	1.666	51.491	0.654	19.540	--	9.963	0.499	--	99.257	Cpx	941
AC5-2-px103	0.034	24.522	0.863	54.083	0.354	1.694	--	18.673	0.832	--	101.055	Opx	
AC5-2-px104	0.008	23.928	0.824	53.019	0.343	1.767	--	19.131	0.873	0.011	99.904	Opx	919
AC5-2-px105	0.388	14.699	1.719	51.582	0.649	19.948	--	10.008	0.487	0.003	99.483	Cpx	
AC5-2-px106	0.314	15.119	1.773	51.275	0.669	19.611	--	10.170	0.559	0.055	99.545	Cpx	
AC5-2-px107	0.361	14.881	1.455	52.042	0.607	19.556	0.011	10.835	0.573	--	100.321	Cpx	
AC5-2-px108	0.039	23.379	0.743	53.306	0.349	1.744	--	19.814	0.899	0.009	100.282	Opx	929
AC5-2-px109	0.353	14.840	1.510	52.286	0.522	19.531	--	10.740	0.580	--	100.362	Cpx	
MV7-px110	0.056	23.584	0.728	53.428	0.371	1.787	0.022	19.784	0.827	--	100.587	Opx	947
MV7-px111	0.357	15.009	1.670	51.619	0.697	19.454	0.007	10.593	0.488	--	99.894	Cpx	
MV7-px112	0.340	15.204	1.629	52.163	0.658	19.385	--	10.188	0.496	0.017	100.080	Cpx	
MV7-px113	0.038	23.658	0.572	54.038	0.319	1.734	0.014	20.495	0.946	--	101.814	Opx	929
MV7-px114	0.371	14.828	1.640	51.944	0.674	19.217	0.006	10.882	0.540	--	100.102	Cpx	
MV7-px115	0.358	14.726	1.575	51.864	0.651	19.847	0.008	10.285	0.529	--	99.843	Cpx	
MV7-px116	0.065	23.272	0.708	53.058	0.386	1.690	0.008	20.351	0.929	0.032	100.499	Opx	
MV7-px117	0.033	23.398	0.954	52.904	0.412	1.724	0.001	20.474	0.776	0.003	100.679	Opx	
MV7-px118	0.316	15.247	1.738	51.535	0.625	19.602	0.028	10.460	0.425	0.011	99.987	Cpx	
MV7-px119	0.024	23.344	0.799	53.308	0.374	1.728	--	20.576	0.847	--	101.000	Opx	
MV7-px120	0.315	14.926	1.607	52.176	0.672	20.206	0.017	10.326	0.462	--	100.707	Cpx	
MV7-px121	0.344	15.008	1.426	52.419	0.578	19.716	0.006	10.323	0.577	0.006	100.403	Cpx	935
MV7-px122	0.069	23.482	0.961	53.781	0.357	1.813	0.011	19.818	0.874	--	101.166	Opx	
MV7-px123	0.347	15.224	1.568	51.976	0.592	19.485	0.015	10.730	0.562	--	100.499	Cpx	932
MV7-px124	0.015	23.286	0.580	53.683	0.312	1.620	--	20.161	0.917	--	100.574	Opx	
MV7-px125	0.351	15.072	1.484	52.326	0.600	19.830	0.010	10.285	0.535	--	100.493	Cpx	
MV7-px126	0.033	23.684	0.743	53.051	0.333	1.796	0.001	19.981	0.855	--	100.477	Opx	
MV7-px127	0.029	24.382	0.830	53.881	0.376	1.839	0.003	18.989	0.723	--	101.052	Opx	955
MV7-px128	0.329	15.253	1.632	52.220	0.657	19.904	0.005	10.298	0.474	0.038	100.810	Cpx	
MV7-px129	0.301	15.444	1.781	52.099	0.624	19.888	0.003	9.674	0.377	--	100.191	Cpx	950
MV7-px130	0.025	24.676	0.956	53.773	0.344	1.769	--	18.824	0.715	0.001	101.083	Opx	
MV7-px131	0.328	15.021	1.897	51.759	0.664	20.039	0.010	10.391	0.448	--	100.557	Cpx	930
MV7-px132	0.047	24.109	0.722	53.271	0.386	1.689	--	19.716	0.913	0.022	100.875	Opx	
MV7-px133	0.057	24.157	0.834	53.846	0.313	1.743	0.009	19.636	0.741	--	101.336	Opx	955
MV7-px134	0.379	15.103	1.547	52.038	0.575	19.767	0.018	10.688	0.502	0.006	100.623	Cpx	948
MV7-px135	0.063	24.159	0.726	54.036	0.364	1.757	0.014	19.630	0.834	--	101.583	Opx	937
MV7-px136	0.369	15.011	1.565	51.800	0.614	19.927	--	9.989	0.544	--	99.819	Cpx	944
MV7-px137	0.281	15.999	1.857	51.998	0.600	20.111	0.010	9.239	0.372	0.023	100.490	Cpx	
MV7-px138	0.318	16.104	1.814	52.264	0.571	19.440	0.009	9.275	0.339	0.003	100.137	Cpx	
MV7-px139	0.355	14.883	2.625	50.954	0.908	20.031	--	10.293	0.484	--	100.533	Cpx	

Point	Na ₂ O (wt%)	MgO (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	SiO ₂ (wt%)	TiO ₂ (wt%)	CaO (wt%)	K ₂ O (wt%)	FeO (wt%)	MnO (wt%)	Cr ₂ O ₃ (wt%)	Total (wt%)	Type	T (°C)
MV7-px140	0.334	15.412	1.503	52.240	0.659	19.881	0.020	10.017	0.531	0.001	100.598	Cpx	
MV7-px141	0.070	23.346	0.780	53.287	0.309	1.734	0.027	21.038	0.911	0.008	101.510	Opx	
MV7-px142	0.362	14.789	2.181	51.466	0.831	18.654	--	12.071	0.643	0.028	101.025	Cpx	
MV7-px143	0.029	23.645	0.668	53.815	0.281	1.697	--	20.190	0.938	0.027	101.290	Opx	927
MV7-px144	0.390	15.105	1.296	52.629	0.499	19.936	--	10.901	0.562	0.018	101.336	Cpx	
MV7-px145	0.048	23.778	0.926	53.213	0.365	1.662	--	20.011	0.946	--	100.949	Opx	
MV7-px146	0.346	15.116	1.457	52.113	0.516	20.227	0.006	10.385	0.524	0.024	100.714	Cpx	925
MV7-px147	0.350	14.923	1.555	52.083	0.623	19.247	0.016	11.124	0.525	0.024	100.470	Cpx	933
MV7-px148	0.011	23.927	0.662	53.849	0.333	1.744	0.021	19.740	0.946	--	101.233	Opx	
MV7-px149	0.049	24.038	0.765	53.721	0.354	1.736	0.004	19.836	0.882	0.020	101.405	Opx	929
MV7-px150	0.293	15.043	1.649	52.432	0.625	19.856	--	10.298	0.546	--	100.742	Cpx	
MV7-px151	0.021	25.047	0.765	53.928	0.285	1.852	0.006	18.438	0.689	0.011	101.042	Opx	
MV7-px152	0.314	15.141	1.581	52.526	0.659	20.015	0.017	10.098	0.454	0.048	100.853	Cpx	951
MV7-px153	0.341	15.234	1.630	52.307	0.626	19.769	0.009	10.709	0.528	--	101.153	Cpx	941
MV7-px154	0.036	24.433	0.676	53.740	0.327	1.878	0.005	19.293	0.913	--	101.301	Opx	
MV7-px155	0.292	15.657	1.426	52.257	0.600	19.508	--	10.056	0.541	--	100.337	Cpx	
MV7-px156	0.142	23.067	1.837	53.724	0.504	1.836	0.094	19.188	0.738	--	101.130	Opx	
MV7-px157	0.014	23.808	0.718	53.951	0.351	1.899	--	19.679	0.774	--	101.194	Opx	
MV3-px158	0.031	24.106	0.678	53.991	0.359	1.888	--	19.110	0.754	0.017	100.934	Opx	940
MV3-px159	0.350	15.118	1.450	52.573	0.595	18.875	--	10.736	0.495	0.014	100.206	Cpx	930
MV3-px160	0.319	14.998	1.415	52.700	0.609	19.511	--	10.335	0.538	0.013	100.438	Cpx	919
MV3-px161	0.012	24.061	0.971	54.105	0.338	1.791	0.006	19.691	0.805	--	101.780	Opx	929
MV3-px162	0.075	24.829	0.661	54.647	0.300	1.727	0.001	18.674	0.771	--	101.685	Opx	
MV3-px163	0.381	15.521	1.461	52.674	0.585	19.701	--	9.796	0.511	--	100.630	Cpx	938
MV3-px164	0.358	15.211	1.529	52.840	0.609	19.639	0.005	9.968	0.507	--	100.666	Cpx	
MV3-px165	0.032	23.523	1.261	53.472	0.527	2.661	0.001	18.514	0.799	--	100.790	Opx	
MV3-px166	0.441	13.754	3.109	50.658	1.237	18.456	0.007	12.815	0.651	0.026	101.154	Cpx	
MV3-px167	0.357	13.193	2.228	51.514	0.971	18.139	0.122	13.265	0.721	0.014	100.524	Microlite	
MV3-px168	0.241	14.654	1.786	43.771	0.582	15.008	0.236	15.841	0.800	--	92.919	Microlite	
MV3-px169	0.492	12.566	3.089	47.006	0.857	16.955	0.183	14.838	0.773	--	96.759	Microlite	
MV3-px170	0.062	21.813	0.963	53.668	0.406	2.207	0.075	20.788	0.982	0.033	100.997	Microlite	
MV3-px171	0.207	17.200	1.883	51.426	0.645	7.352	0.215	20.046	0.932	--	99.906	Microlite	
MV3-px172	0.435	13.880	2.899	50.756	1.151	17.307	0.038	13.301	0.658	0.017	100.442	Microlite	
MV3-px173	0.374	14.478	2.538	51.333	0.916	17.003	0.058	13.406	0.678	--	100.784	Microlite	