



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

**FACTORES QUE CONTROLAN LA TRANSICIÓN ENTRE LOS ESTILOS  
EFUSIVOS Y EXPLOSIVOS EN EL VOLCÁN LÁSCAR, ANDES  
CENTRALES DEL NORTE DE CHILE.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

**FRANCISCO JAVIER ENCINA VERGARA**

PROFESOR GUÍA  
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN  
FRANCISCO GUTIÉRREZ FERRER  
MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

SANTIAGO DE CHILE  
2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE:** Geólogo  
**POR:** Francisco Javier Encina Vergara  
**FECHA:** 04/01/2016  
**PROFESOR GUÍA:** Angelo Castruccio Álvarez

## **FACTORES QUE CONTROLAN LA TRANSICIÓN ENTRE LOS ESTILOS EFUSIVOS Y EXPLOSIVOS EN EL VOLCÁN LÁSCAR, ANDES CENTRALES DEL NORTE DE CHILE.**

El volcán Láscar ( $23^{\circ}22' S/67^{\circ}44' W$ ), corresponde a un estratovolcán compuesto por dos conos truncados alineados en dirección ESE-WNW. Es el volcán más activo de los Andes Centrales del norte de Chile, cuyos productos son principalmente de composición andesítica silíceo a dacítica. Se reconocen 4 unidades agrupadas según su historia evolutiva y sus primeros productos datan del Pleistoceno Medio (ca. 240 ka). La actividad eruptiva del volcán se ha caracterizado por la ocurrencia de erupciones efusivas, asociadas a potentes coladas de lavas, además de erupciones explosivas con generación de depósitos piroclásticos, tales como ignimbritas formadas por depósitos de caída y flujos piroclásticos.

Los depósitos piroclásticos estudiados pertenecen a las subunidades Sóncor, Tumbre y la erupción de abril de 1993. Las coladas de lavas estudiadas corresponden a las subunidades Negrillares, Cono Occidental y Tumbre-Talabre. Los resultados obtenidos indican que los depósitos piroclásticos presentan alto contenido de vesículas y un menor contenido de cristales en relación a las coladas de lavas. Además, las texturas minerales y el *mingling* observado evidenciaron un mayor proceso de mezcla en los productos de erupciones explosivas. Los distintos productos eruptivos corresponden a rocas de composición andesítica con plagioclasa, donde los piroclastos presentan mayor cantidad de piroxenos que las lavas que presentan mayor cantidad de anfíboles anfíboles, salvo la colada de lavas Negrillares que presentó la misma mineralogía que los piroclastos. Por lo que la mayor diferencia entre estas dos posibles recargas sería la diferencia mineralógica.

Mediante el uso del software *Conflow* y resultados de análisis geoquímicos de estudios anteriores, se interpretó una posible zona de transición en las condiciones de almacenamiento del magma que controlarían el estilo eruptivo del volcán Láscar, a una profundidad aproximada de 13 km.

Los resultados obtenidos permiten apuntar a una cámara magmática zonada con dos fuentes de recarga de composición similar, pero distinta mineralogía y volumen inyectado. La mezcla sería controlada por flujos convectivos y advectivos dentro de la cámara magmática separados por la zona de transición mencionada.

Se concluye que el estilo eruptivo del volcán Láscar estaría controlado por condiciones en la cámara magmática más que por procesos físicos en el conducto del volcán. Las erupciones efusivas marcarían un fin en cada ciclo eruptivo, controlado por las recargas máficas en la cámara.

*"En la pugna entre el arroyo y la roca,  
siempre triunfa el arroyo...  
no porque sea muy fuerte,  
sino porque persevera"*

— H. Jackson Brown—

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer al proyecto FONDECYT N° 11121298 (Investigador responsable Angelo Castruccio), por financiar el terreno y los estudios necesarios para elaborar este trabajo. Al Centro de Excelencia Geotérmica de los Andes (CEGA), por facilitar el uso del microscopio electrónico SEM.

A mi profesor guía Angelo Castruccio, por su gran dedicación como profesor, por la confianza entregada, siempre dispuesto a ayudar y apoyar en mi trabajo de memoria, además de darme la oportunidad de trabajar en algo que desde mi infancia fue un sueño. Al profesor Francisco Gutiérrez, por su entusiasmo y buena disposición al momento de presentarle mis dudas. Al profesor Miguel Ángel Parada, por su apoyo y por darme parte de las herramientas que me ayudaron a desempeñar este trabajo. A Mari, por su compañía y ayuda en el terreno de memoria y durante todo este proceso.

A mi amada madre, la que ha sabido sacar adelante nuestra familia, siendo un ejemplo de persona, con gran perseverancia, mucha garra y como una loba ha defendido y criado a sus hijos para que sepan caminar por esta vida unidos y fuertes. A mis hermanos, los que me han protegido y aconsejado en todo mi camino, siendo leales y unidos. A mi tío Alejandro por el constante apoyo.

A Eduardo, Cristian, Emilio y Ale, fieles amigos desde la infancia, compañeros de grandes aventuras y muchas situaciones en las que la alegría ha sido constante.

A Many, Xime y Okio, mis washas de la flower, que me han soportado, aconsejado, y retado cuando es necesario, siempre tienen la frase precisa, además de que me han brindado constantemente de su amor. A Arturo, por su amistad llena de chancherios y risas.

A Pablo y Dani, por ser mis fieles amiwis en la universidad y en la vida, nos retamos y aconsejamos. Hemos sido el hombro que el otro necesita para ayudar, la palmada en la espalda para seguir, el compañero que te hace reír sin parar, además de las larguísimas conversaciones. A Benja por ser un compañero de locuras, por ser muy comprensivo y una gran persona, por esas conversaciones a veces en un estado no muy cuerdo, pero siempre chistosas.

A Katy, Lauris e Iván, por darme tanta alegría, esos abrazos bien apapachados, esas conversaciones tan chistosas, llenas de anécdotas, siempre una nueva que contar.

A los 12 —además de los ya mencionados—: Tata, Nival, Abel, Simón, Montero, Caro, Cami, Nico, Mandy, Yolino, Juanito y Cotapos, por ser mi pilar fundamental en el momento de llegar a Santiago, por mostrarme que no todo iba a ser complicado, esas largas jornadas de estudios, con risas, infinita comida, estrés pero también mucha alegría.

A mis amigos de la salita; Kari, Katy y Seba V, la gran unión que hemos tenido durante este proceso de la memoria, llena de anécdotas, acompañándonos en sufrimiento y alegría, siempre buscando alguna distracción y un rato agradable que pasar.

A mis amiguillos de feldespacito; Bruno, Nico, Violchen, Nat, Seba A, Pedro, Gastoné y Ramonet, por tanto carrete, tanta historia chistosa, tanto apoyo con los ramos, por ser una gran alegría para mí durante lo que fue Geología y en lo que sigue.

Gracias a todos los docentes de Geología, también a Blanquita, Quilo, Rosita, Juanito, Warrior, Baca, Arturo, don Carlos A, don Carlos G y William, por generar un grato ambiente en el departamento y terrenos, siempre todos con muy buena disposición y una sonrisa que entregar.



## TABLA DE CONTENIDO

<b>Capítulo 1 Introducción .....</b>	<b>1</b>
1.1 Formulación del estudio propuesto .....	1
1.1.1 Exposición del problema .....	1
1.1.2 Fundamentación y discusión bibliográfica .....	1
1.2 Objetivos .....	4
1.2.1 Objetivo general .....	4
1.2.2 Objetivos específicos .....	4
1.3 Hipótesis de trabajo .....	4
1.4 Metodología .....	4
1.4.1 Metodología asociada al objetivo específico 1 .....	5
1.4.2 Metodología asociada al objetivo específico 2 .....	5
1.4.3 Metodología asociada al objetivo específico 3 .....	5
1.5 Ubicación y vías de acceso .....	6
<b>Capítulo 2 Marco Geológico Regional .....</b>	<b>8</b>
2.1 Generalidades .....	8
2.2 Basamento volcán .....	8
2.2.1 Rocas estratificadas .....	9
2.2.2 Rocas plutónicas .....	9
2.3 Otros volcanes del área .....	10
2.4 Depósitos cuaternarios .....	10
<b>Capítulo 3 Marco Geológico local .....</b>	<b>12</b>
3.1 Generalidades .....	12
3.2 Unidades .....	12
3.2.1 Unidad Lascar 1 .....	12
3.2.2 Unidad Lascar 2 .....	13
3.2.3 Unidad Lascar 3 .....	13
3.2.4 Unidad Lascar 4 .....	14
<b>Capítulo 4 Características de las coladas de lava .....</b>	<b>17</b>
4.1 Introducción .....	17
4.2 Espesores y volúmenes de las coladas de lava .....	20
4.3 Geoquímica .....	22

4.4 Petrografía macroscópica .....	26
4.5 Petrografía microscópica .....	28
4.6 Análisis SEM .....	31
<b>Capítulo 5 Características de los depósitos piroclásticos .....</b>	<b>36</b>
5.1 Introducción.....	36
5.2 Espesores y volúmenes de los depósitos .....	37
5.3 Geoquímica.....	38
5.4 Petrografía macroscópica .....	42
5.5 Petrografía microscópica .....	44
5.6 Análisis SEM .....	47
<b>Capítulo 6 Comparación entre lavas y piroclastos .....</b>	<b>55</b>
6.1 Volúmenes .....	55
6.2 Geoquímica.....	55
6.3 Conteo modal.....	59
6.4 Viscosidades .....	62
6.5 Relaciones en contenido de Sílice .....	63
6.6 Rangos de tamaños .....	64
6.7 Estimación de parámetros eruptivos mediante Conflow .....	67
<b>Capítulo 7 Discusiones .....</b>	<b>73</b>
7.1 Principales diferencias y sus orígenes.....	73
7.1.1 Contenido de cristales.....	73
7.1.2 Vesicularidad y contenido de volátiles.....	77
7.1.3 Texturas minerales.....	78
7.1.4 Contenido de SiO <sub>2</sub> y viscosidad .....	80
7.2 Condiciones en los estilos eruptivos .....	81
7.3 Modelo Conceptual .....	84
<b>Capítulo 8 Conclusiones.....</b>	<b>89</b>
<b>Bibliografía.....</b>	<b>92</b>
<b>Anexo 1 Descripciones Macroscópicas Lavas .....</b>	<b>97</b>
<b>Anexo 2 Descripciones Macroscópicas Piroclastos .....</b>	<b>99</b>
<b>Anexo 3 Descripciones Microscópicas Lavas .....</b>	<b>100</b>
<b>Anexo 4 Descripciones Microscópicas Piroclastos .....</b>	<b>114</b>

<b>Anexo 5 Ejemplos en que ocurre fragmentación según Conflow, para las muestras de lava .....</b>	<b>128</b>
<b>Anexo 6 Ejemplos en que no ocurre fragmentación según Conflow, para las muestras de piroclastos .....</b>	<b>129</b>
<b>Anexo 7 Química de anfíboles obtenidos mediante SEM .....</b>	<b>131</b>

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1: Saturación de agua en las plagioclasas de las muestras de lavas del volcán Láscar. ....	33
Tabla 5.1: Saturación de agua en las plagioclasas de las muestras piroclásticas del volcán Láscar, donde finalmente se promedian para cada unidad.....	48
Tabla 6.1: Volúmenes de las distintas subunidades del volcán Láscar estudiadas.....	55
Tabla 6. 2: Viscosidades de las distintas subunidades del volcán Láscar.....	62
Tabla 6.3: Condiciones P-T y contenidos de agua para las coladas de lavas, estimadas con el software Conflow. ....	69
Tabla 6.4: Condiciones P-T y contenidos de agua para los flujos piroclásticos, estimados con el software Conflow. ....	71
Tabla 6.5: viscosidades obtenidas desde software Conflow, de acuerdo a Shaw (1972). ....	72
Tabla 7.1: Contenido de cristales en lavas y piroclastos estudiados.....	73
Tabla 7.2: Rangos de vesicularidad en porcentaje para las lavas y piroclastos del volcán.....	77
Tabla A1.1: Descripción macroscópica muestra L1I-02, correspondiente a la subunidad Negrillares .....	97
Tabla A1.2: Descripción macroscópica muestra L1I-04, correspondiente a la subunidad Negrillares .....	97
Tabla A1.3: Descripción macroscópica muestra L2I-02, correspondiente a la subunidad Cono Occidental.....	97
Tabla A1.4: Descripción macroscópica muestra L2I-03, correspondiente a un enclave andesítico en la subunidad Cono Occidental .....	98
Tabla A1.5: Descripción macroscópica muestra L4I-03, correspondiente a la subunidad Tumbre-Talabre.....	98
Tabla A2.1: Descripción macroscópica muestra L2P-02a, correspondiente a muestra félsica de la ignimbrita Sóncor.....	99

Tabla A2.2: Descripción macroscópica muestra L2P-02b, correspondiente a muestra máfica de la ignimbrita Sóncor .....	99
Tabla A2.3 Descripción macroscópica muestra L3P-01, correspondiente a muestra del flujo de escorias Tumbre .....	99
Tabla A2.4: Descripciones macroscópicas muestra L4P-01a, correspondiente a muestra máfica de la subunidad Flujo piroclástico de 1993.....	99
Tabla A2. 5: Descripciones macroscópicas muestra L4P-01b, correspondiente a muestra félsica de la subunidad Flujo piroclástico de 1993. ....	100
Tabla A3.1: Descripción microscópica muestra L1I-02, correspondiente a la subunidad Negrillares .....	100
Tabla A3.2: Descripción microscópica muestra L1I-04, correspondiente a la subunidad Negrillares .....	103
Tabla A3.3: Descripción microscópica muestra L2I-02, correspondiente a la subunidad Cono Occidental.....	105
Tabla A3.4: Descripción microscópica muestra L2I-03, correspondiente a un enclave andesítico en la subunidad Cono Occidental .....	108
Tabla A3.5: Descripción microscópica muestra L4I-03, correspondiente a la subunidad Tumbre-Talabre.....	110
Tabla A4.1: Descripción microscópica muestra L2P-02a, correspondiente a muestra félsica de la ignimbrita Sóncor.....	114
Tabla A4.2 Descripción microscópica muestra L2P-02b, correspondiente a muestra máfica de la ignimbrita Sóncor .....	117
Tabla A4.3: Descripción microscópica muestra L3P-01, correspondiente a muestra del flujo de escorias Tumbre .....	120
Tabla A4. 4: Descripciones microscópicas muestra L4P-01a, correspondiente a muestra máfica de la subunidad Flujo piroclástico de 1993.....	123
Tabla A4. 5: Descripciones microscópicas muestra L4P-01b, correspondiente a muestra félsica de la subunidad Flujo piroclástico de 1993. ....	125
Tabla A7.1: Composiciones químicas de anfíboles en las distintas subunidades estudiadas. Se observan similitudes entre las muestras de piroclastos y la lava Negrillares. Los anfíboles de las lavas del Cono Occidental y Tumbre-Talabre también presentan similitudes entre ellas. Los anfíboles de los piroclastos y Negrillares	

presentan mayor contenido CaO y Feo y menor contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO en relación a las otra muestras de lavas- Si bien estas diferencias son pequeñas, exceden el 3%, valor que ya demuestra estar fuera de un rango de error, por lo menos para el caso del Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1 o 2 % error esperable).....131

## ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.1: Ubicación espacial del volcán Láscar, en la segunda región de Atacama, además se observa el poblado de San Pedro de Atacama a 70 km al noroeste del volcán (modificado de Google earth y [www.turistel.cl](http://www.turistel.cl); mayo, 2015). .....6
- Figura 1.2: Vías de acceso al volcán Láscar. Línea amarilla representa la ruta 23, la línea verde representa el camino B-257 para llegar al flanco norte y oeste del volcán, y la línea azul representa la continuación del camino B-257 y el desvío que se debe hacer en la laguna Legía para llegar a la cara sur del volcán (modificado de Google earth). ....7
- Figura 3.1 : Simbología y leyenda del mapa geológico del volcán Láscar (Gardeweg *et al.*, 2011) ..... 15
- Figura 3.2: Mapa geológico del volcán Láscar (Gardeweg *et al.*, 2011)..... 16
- Figura 4.1: Afloramientos de la colada de lavas Negrillares al oeste del volcán, con bloques de hasta 5 metros. En a) y c) se observan hacia el norte afloramientos de Negrillares. En b) la parte frontal de una de las coladas de lava Negrillares. En d) se observan los característicos bloques de esta colada de lavas. .... 17
- Figura 4.2: Colada de lavas del cono occidental, a) y b) corresponden a la colada “Serpiente”, c) corresponde a una autobrecha basal encontrada en estas coladas de lava, d) colada “Capricornio”. ..... 18
- Figura 4.3: Colada de lavas Tumbre-Talabre, a) vista del recorrido de la colada de lavas y sus característicos levées, b) frente de la colada, c) y d) bloques de hasta 5 m. .... 19
- Figura 4.4: Coladas de lavas estudiadas en esta investigación, con los puntos de extracción de muestras. De color marrón claro se aprecia las lavas Negrillares, de las que principalmente afloran los frentes y levées. En color azul se observa las coladas de lava del cono occidental, que afloran hacia el sur y hacia el noroeste del cono. De color verde, la colada de lava Tumbre-Talabre (modificada de Google earth).....20
- Figura 4.5: Coladas de lavas Negrillares, interpretadas de acuerdo a los afloramientos observados, y las edades extraídas del mapa geológico del volcán Láscar (Gardeweg *et al.*, 2011). La colada de lava central con borde rojo, corresponde a la más antigua, con edades de  $230\pm 40$  ka. La colada de lava de borde verde, con dirección NW, tiene una edad aproximada de  $110\pm 40$  ka, lo mismo para la colada de lava con borde negro, más hacia el sur (modificada de Google earth).....21
- Figura 4.6: Largo de todas las coladas de lavas observadas para las subunidades Negrillares, Cono Occidental y Tumbre-Talabre. ....22
- Figura 4.7: Volúmenes calculados para cada colada de lavas estudiada. ....22

Figura 4.8: Diagrama TAS, según Cox <i>et al.</i> (1979).....	23
Figura 4.9: Diagrama de variación Harker para muestras de lava. ....	24
Figura 4.10: Diagrama de variación para elementos trazas. ....	25
Figura 4.11: Diagrama de variación para elementos trazas. ....	26
Figura 4.12: Muestras de mano de la colada de lavas Negrillares, ambas andesitas de piroxeno. ....	27
Figura 4.13: Muestras de mano de la coladas de lavas del cono occidental, a) correspondiente a muestra de la lava “Capricornio”, b) muestra de la colada de lavas “Serpiente” con enclave andesítico de 6 cm.....	27
Figura 4.14: Muestra de mano de la colada de lavas Tumbre-Talabre, correspondiente a una andesita de anfíbol. ....	28
Figura 4.15: Corte transparente en nicoles cruzados de muestras de la colada de lavas Negrillares. Alta cantidad de feno y microfenocristales de plagioclasas y piroxenos. ....	29
Figura 4.16 : Cortes transparentes de las muestras de las coladas de lavas del cono occidental, a) correspondiente a muestra de la lava “Capricornio”, b) muestra de la colada de lavas “Serpiente” con enclave andesítico (extremo derecho de la figura).....	30
Figura 4.17: Corte transparente en nicoles cruzados de la muestra de la colada de lavas Tumbre-Talabre, correspondiente a una andesita de anfíbol. ....	31
Figura 4.18: Imágenes obtenidas en el SEM, para las muestras de lava. a) y b) corresponden a muestras de la colada de lavas Negrillares, en a) se observan plagioclasas con textura sieve y anfíboles euhedrales, en b) se observa una concentración de anfíboles, óxidos de hierro y plagioclasas (textura glómero-porfírica). c) y d) corresponsen a muestras de la colada de lavas del cono Occidental, en c) se observan bordes de reabsorción en piroxeno, en d) un anfíbol ya totalmente descompuesto. Las imágenes e) y f) corresponden a muestras de la colada de lavas Tumbre-Talabre, en ambas se observan anfíboles con bordes de rompimiento, además en f) se percata zonación en el anfíbol.....	32
Figura 4.19: Zonación en plagioclasas de las muestras de lavas del volcán, en el núcleo y el borde externo del cristal, en general se observa una zonación inversa. ....	33
Figura 4.20: Variación en el contenido de anortita desde el centro del fenocristal de plagioclasa zonada, hasta su borde externo, a) corresponde a una plagioclasa de la lava Negrillares. b) y c) corresponden a plagioclasas de las coladas de lavas del Cono Occidental, no se observa comportamiento similar entre ellas. d) y f) corresponden a plagioclasas zonadas de la colada de lavas Tumbre-Talabre. ....	35
Figura 4.21: Zonación en anfíboles en muestras de la colada de lava Tumbre-Talabre. El contenido de calcio se mantiene casi fijo, aumenta el contenido de magnesio y disminuye el de hierro. ....	35



Figura 5.1: Afloramientos en terreno de la ignimbrita Sóncor a 8 kms al noroeste del centro eruptivo.....	36
Figura 5.2: Depósitos piroclásticos Tumbre y Abril 1993. a) Corresponde al extremo norte del depósito Tumbre, con su característico color rojizo, en b) se observa el encuentro entre la colada de lavas Tumbre-Talabre y los depósitos Tumbre y Abril 1993, con el volcán Láscar de fondo, en c) se aprecia como el depósito piroclástico de abril de 1993 se descanaliza de los levées de la colada de lavas Tumbre-Talabre, en d) característico bandeamiento máfico en pómez del depósito piroclástico de abril de 1993. ....	37
Figura 5.3: Volumen de cada depósito de flujo piroclástico estudiado, la ignimbrita Sóncor presenta una clara diferencia de volumen respecto a los depósitos Tumbre y Abril 1993. ....	38
Figura 5.4: Diagrama TAS, según Cox <i>et al.</i> (1979).....	39
Figura 5.5: Diagrama de variación Harker para muestras de piroclastos.....	40
Figura 5.6: Diagrama de variación para elementos trazas de las muestras piroclásticas. ....	41
Figura 5.7: Diagrama de variación para elementos trazas de las muestras piroclásticas. ....	42
Figura 5.8: Muestra de mano de ignimbrita Sóncor, a) muestra félsica, b) muestra máfica con bandeamiento félsico. ....	43
Figura 5.9: Muestra de mano correspondiente al depósito de escorias Tumbre. ....	43
Figura 5.10: Muestras de mano del depósito de flujo piroclástico de abril de 1993, a) muestra máfica con bandeamiento félsico, b) muestra félsica con bandeamiento.....	44
Figura 5.11: Cortes transparentes de la ignimbrita Sóncor en nicoles cruzados, a) muestra félsica, b) muestra máfica con bandeamiento félsico. ....	45
Figura 5.12: Corte transparente en nicoles cruzados del depósito de escorias Tumbre. ....	46
Figura 5.13: Corte transparente en nicoles cruzados del flujo piroclástico de abril de 1993, a) muestra félsica con bandeamiento félsico, b) muestra félsica con bandeamiento.....	47
Figura 5.14: Imágenes obtenidas en el SEM. a) y b) corresponden a la muestra félsica de la ignimbrita Sóncor, en a) se observa un anfíbol con bordes de rompimiento, en b) se observa una plagioclasa zonada y un cristal redondeado de cuarzo. La muestra c) corresponde a la muestra máfica de la ignimbrita Sóncor, donde se pueden observar anfíboles subhedrales en conjunto a plagioclasas con textura sieve. d), e) y f)	

pertenecen al depósito de flujo piroclástico Tumbre, donde d) y e) son ejemplos de los bordes de rompimiento que presentan algunos anfíboles en este depósito y f) muestra la zonación que experimentan algunos piroxenos euhedrales a subhedrales en esta muestra. ....49

Figura 5.15: Imágenes obtenidas en el SEM para las muestras del flujo piroclástico de abril de 1993. g) y h) corresponden a una muestra máfica con bandeamiento félsico, en g) se observa una plagioclasa con textura sieve e incrustaciones de anfíboles y óxidos de hierro, en h) se tiene una acumulación de piroxenos, en los que se logra diferenciar ortopiroxenos de clinopiroxenos. Las figuras i) y j) corresponden a la muestra félsica del depósito, en i) se observa zonación en los piroxenos, la figura j) muestra la textura cumulo félsica, por asociación de plagioclasas, piroxenos y óxidos de hierro.....50

Figura 5.16: Zonación en plagioclasas de las muestras piroclásticas, en el núcleo y el borde externo del cristal. ....50

Figura 5.17: Zonación en piroxenos de las muestras piroclásticas. El contenido de calcio se mantiene casi fijo, aumenta el contenido de magnesio y disminuye el de hierro.....51

Figura 5.18: Variación en el contenido de anortita desde el centro del fenocristal de plagioclasa zonada, hasta su borde externo, a), b) y c) corresponden a las muestras de la ignimbrita Sóncor y muestran un comportamiento similar. d) y e) corresponden a plagioclasas del depósito de escorias Tumbre y también muestran un comportamiento similar entre ellas. f), g), h) e i) corresponden a plagioclasas zonadas del depósito piroclástico de abril de 1993, donde no se observa un comportamiento similar entre ellas.....54

Figura 6.1: Contenido de sílice de cada subunidad estudiada en relación al volumen respectivo. ....55

Figura 6.2: Diagrama TAS, según Cox *et al.* (1979).....56

Figura 6.3: Diagrama de variación Harker para muestras de lava y piroclastos.....57

Figura 6.4: Diagrama de variación para elementos trazas de las muestras de lava y piroclásticas.....58

Figura 6.5: Diagrama de variación para elementos trazas de las muestras de lava y piroclásticas.....59

Figura 6.6: Conteo modal de masa fundamental (con microlitos contenidos), fenocristales y vesículas. En las muestras de piroclastos se observa una mayor concentración de vesículas y menor de fenocristales-microfenocristales que en las lavas, el contenido de masa fundamental es similar para ambos casos. ....60

Figura 6.7: Conteo fenocristales en la roca, sin considerar las vesículas, se observa la clara diferencia entre un mayor contenido de fenocristales y un menor contenido de masa fundamental en las lavas, en comparación a los piroclastos. ....60

Figura 6.8: Conteo microfenocristales en la roca, sin considerar las vesículas, se observa la clara diferencia entre un mayor contenido de microfenocristales en lavas, en relación a los piroclastos. ....	61
Figura 6.9: Conteo modal de los fenocristales y microfenocristales (minerales con tamaños superiores a 0.1 mm y 1 mm respectivamente) presentes en las lavas y piroclastos del volcán Láscar. La cantidad de plagioclasas se mantiene similar, pero cambia el contenido de minerales más hidratados entre lavas y piroclastos. ....	61
Figura 6.10: Cantidad de anfíboles en las diferentes muestras, se observa un notorio aumento en las muestras de lavas respecto a los piroclastos.....	62
Figura 6.11: Viscosidades de las distintas subunidades del volcán Láscar, se advierte una gran diferencia entre las viscosidades de las lavas respecto a los piroclastos .....	63
Figura 6.12: Contenido de sílice en el vidrio de la masa fundamental de cada muestra en relación a su porcentaje de cristalinidad (fenocristales, microfenocristales y microlitos).....	63
Figura 6.13: Contenido de sílice en el vidrio de la masa fundamental en relación al contenido de sílice total de la roca. ....	64
Figura 6.14: Relación de tamaños en los feno y microfenocristales de plagioclasas de todas las muestras, se observa una mayor concentración entre 0.2 a 0.6 mm.....	65
Figura 6.15: Tamaños de los feno y microfenocristales de piroxenos en todas las muestras, la mayor concentración se produce entre 0.1 y 0.6 mm, similar al caso de las plagioclasas. Es importante recordar que los anfíboles ocupan un porcentaje bastante menor en las lavas respecto a los piroclastos.....	65
Figura 6.16: Tamaños de los feno y microfenocristales de anfíboles, se observa que la principal concentración de tamaños es bastante similar a la que ocurre en los piroxenos .....	66
Figura 6.17: Tamaños de las vesículas, estas varían ampliamente según las muestra en que aparecen, sin embargo lo más común es que se presenten menos a 1 mm.....	66
Figura 6.18: Conducto volcánico entregado por <i>Conflow</i> , con la profundidad en la que ocurre fragmentación y por tanto un régimen explosivo controlaría la erupción.....	68
Figura 6.19: Representación resultados entregados por <i>Conflow</i> , los inputs son la temperatura, presión, contenido de agua y cristales y diámetro del conducto, los outputs son las variaciones en el conducto durante el ascenso magmático, en este caso la fracción de masa de magma, los cambios en velocidad y densidad del magma, además de una representación del conducto magmático con la profundidad de fragmentación.	69
Figura 6.20: Condiciones mínimas P-T necesarias para generar una colada de lava y no ocurra fragmentación, según la composición geoquímica de la colada de lavas Negrillares. P: 4 kbar, T: 800°C, H <sub>2</sub> O:1.5%.....	70

Figura 6.21: Condiciones mínimas P-T necesarias para generar una colada de lava y no ocurra fragmentación, según la composición geoquímica de la colada de lavas del Cono Occidental. P: 4 kbar, T: 800°C, H <sub>2</sub> O:1.5%.....	70
Figura 6.22: Condiciones máximas P-T necesarias para generar fragmentación y por tanto una erupción explosiva, según la composición geoquímica del Flujo piroclástico Sóncor. P: 4.6 kbar, T: 800°C, H <sub>2</sub> O:3%.....	71
Figura 6.23: Condiciones máximas P-T necesarias para generar fragmentación y por tanto una erupción explosiva, según la composición geoquímica del Flujo de escoria Tumbre. P: 4 kbar, T: 750°C, H <sub>2</sub> O:5%.....	71
Figura 6.24: Condiciones máximas P-T necesarias para generar fragmentación y por tanto una erupción explosiva, según la composición geoquímica del Flujo piroclástico de Abril de 1993. P: 4 kbar, T: 750°C, H <sub>2</sub> O:4%.....	72
Figura 7.1: Tasas de crecimiento determinadas experimentalmente para las plagioclasas en función del grado de enfriamiento, en los equivalentes fundidos. (Best & Christiansen, 2001). .....	74
Figura 7.2: Diagrama P-T del comportamiento de un fundido dacítico bajo condiciones de hidratación variable. El punto rojo representa un fundido que comienza a ascender a alrededor de 400 Mpa y 900°C como lo planteado por Matthews <i>et al.</i> (1994) para las muestras del volcán Láscar, con un caso hipotético que se ajusta hasta el 5% de H <sub>2</sub> O como lo observado en muestras piroclásticas. Modificado de Holtz <i>et al.</i> (2001). .....	75
Figura 7.3: Presencia de dos distintas generaciones de fenocristales. Fenocristales como etapa temprana que cristalizan en las profundidades del magma y microfenocristales en partes superiores de la cámara o durante el ascenso, los microlitos cristalizan en superficie. Modificado de Gill (2010). .....	76
Figura 7.4: Efecto de la cristalización de minerales anhidros (piroxenos) e hidratados (anfíboles) en contenido de agua del magma (Bardintzeff & Bonin, 1986). .....	79
Figura 7.5: Variación de las viscosidades en distintos magmas cuando se han disuelto contenidos de agua a temperatura constante. La disminución del contenido de agua incrementa la viscosidad, especialmente cuando el magma es rico en sílice (Parfitt & Wilson, 2007). .....	81
Figura 7.6: Esquema de un sistema con dimensiones y condiciones aproximadas, inferidas para erupciones silíceas explosivas o efusivas. Tomado de Eichelberger (1995).....	82
Figura 7.7: Cambios químicos y físicos en magmas silíceos durante descompresión. (a) Fases de equilibrio aproximada para una cámara riolítica, V=vapor, C=cristal, L=líquido. (b) Forma física del magma en función del agua total y la presión. En líneas punteadas rojas un caso hipotético con más contenido de volátiles, similar a los datos obtenidos para el volcán Láscar. Modificado de Eichelberger (1995).....	83

Figura 7.8: Regímenes eruptivos según la velocidad del magma versus el contenido de volátiles, separados por curvas críticas.  $U_{cr}$  y  $U_d$  son condiciones críticas que dividen los distintos regímenes eruptivos, que dependen principalmente de la viscosidad, de los núcleos de burbujas, contenido de volátiles y coeficiente de solubilidad de los volátiles, los que son términos variables para estos cálculos. La zona coloreada representa las posibles erupciones en un magma silíceo. Modificado de Slezin, (2003). .....84

Figura 7.9: Modelo de la cámara magmática y conducto del volcán Láscar. El esquema representa el sistema para una erupción explosiva, donde la cámara magmática está zonada, con mayor cantidad de volátiles hacia el techo y mucha cantidad de cristales hacia la base de la cámara. A los 13 km de profundidad, a 4 kbar se espera un cambio en las condiciones magmáticas que permitan cambiar el estilo eruptivo. La cámara magmática recibiría principalmente una recarga de una andesita rica en plagioclasas y piroxenos, y otra recarga menor de una andesita rica en plagioclasas y anfíboles. Se plantean por lo menos tres flujos convectivos. ....86

Figura 7.10: Modelo de la cámara magmática y conducto del volcán Láscar. El esquema representa un posible sistema para una erupción efusiva, donde por los cambios de presión en la cámara, el magma desgasificado asciende a una menor velocidad que el caso explosivo, llevando a mayor desgasificación aún y cristalización en el conducto. Esto podría marcar el fin del ciclo eruptivo, o un proceso mayor de recarga el que impulsaría el magma que estaba en la base de la cámara a ascender y producir la erupción. Este magma eruptado puede ser una mezcla de ambas recargas que se concentran en la base de la cámara. ....87

Figura 7.11: Caso en que no exista mezcla de magmas de distintas composición, donde se puede asumir una automezcla generada por un input térmico desde debajo de la cámara magmática. Para el caso de las subunidades Cono Occidental y Tumbre-Talabre, se generaría una diferencia de anfíboles en los productos eruptivos debido a un menor rompimiento de estos minerales en relación a las otras erupciones del volcán Láscar. ....88

Figura A5.1: Caso en que condiciones P-T no son suficientes para generar una colada de lavas y ocurre fragmentación, según la composición geoquímica de la colada de lavas Negrillares. P: 3.5 kbar, T: 750°C, H<sub>2</sub>O:2%. ....128

Figura A5.2: Caso en que condiciones P-T no son suficientes para generar una colada de lavas y ocurre fragmentación, según la composición geoquímica de la colada de lavas del Cono Occidental. P: 3.5 kbar, T: 750°C, H<sub>2</sub>O:2%. ....128

Figura A6.1: Caso en que condiciones P-T no son suficientes para generar fragmentación, según la composición geoquímica del Flujo Piroclástico Sóncor. P: 5 kbar, T: 850°C, H<sub>2</sub>O:2%. ....129

Figura A6.2: Caso en que condiciones P-T no son suficientes para generar fragmentación, según la composición geoquímica del Flujo de escorias Tumbre. P: 5 kbar, T: 800°C, H <sub>2</sub> O:4.1%.....	129
Figura A6.3: Caso en que condiciones P-T no son suficientes para generar fragmentación, según la composición geoquímica del Flujo de escorias Tumbre. P: 5 kbar, T: 800°C, H <sub>2</sub> O:3%.....	130

# CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 Formulación del estudio propuesto

### 1.1.1 Exposición del problema

La zona volcánica central de los Andes (ZVC), que se extiende desde los 14°S hasta los 28°S, comprende gran cantidad de volcanes activos de Perú, Bolivia, Argentina y Chile; se caracteriza por la relativa abundancia de productos volcánicos altamente diferenciados como la riolita y dacita. Dentro del cinturón de fuego pasa a ser de las zonas más activas y constituye una de las mayores provincias de ignimbritas del Terciario superior del mundo.

Dentro de esta zona volcánica, en el margen Oeste del altiplano en la Región de Antofagasta, se localiza el volcán Láscar (23°22'S / 67°44'W), el cual pertenece al complejo volcánico Altiplano-Puna, siendo el volcán más activo de la zona. De acuerdo a criterios morfoestructurales, estratigráficos y geocronológicos, la secuencia volcánica que constituye este volcán se ha dividido en 4 etapas principales, que corresponden a sucesivas fases evolutivas (Gardeweg *et al.*, 2011): La etapa 1 abarca las erupciones con más de 43 ka, donde se generó un estratocono andesítico (cono Oeste) y culminó en tres flujos piroclásticos de grano grueso. La etapa 2 finalizó hace 26,45 ka donde el magma evolucionó y generó lavas andesíticas silíceas y dacíticas, además de generarse una erupción explosiva produciendo la ignimbrita Sóncor. La etapa 3 culminó hace 9,2 ka con la erupción Tumbre la que formó un flujo de escoria andesítica. En la etapa 4 la actividad cambió hacia el este, formando lavas andesíticas y erupciones explosivas vulcanianas a plinianas, culminando en la mayor erupción explosiva de tiempos históricos el 19 y 20 de abril de 1993.

De lo anteriormente expuesto, se extrae que el volcán Láscar genera erupciones tanto de tipo explosivas como efusivas. Esto genera la interrogante sobre cuáles son los factores que influyen y controlan esta transición de estilos. El estudio propuesto intentará dar respuesta a esta pregunta, utilizando estimaciones de volúmenes de depósitos piroclásticos y lavas, morfología y distribución de afloramientos, estudios petrográficos a nivel macro y microscópicos, acompañado de revisión de análisis geoquímicos. Por último, el estudio de los factores que controlan el estilo eruptivo, también permitirá tener un estudio del peligro volcánico asociado más certero, puesto que los peligros asociados a cada estilo pueden ser muy distintos.

### 1.1.2 Fundamentación y discusión bibliográfica

Para la formulación de los objetivos e hipótesis del trabajo a realizar, es importante tener en consideración los factores que controlan las distintas erupciones. Entre los mecanismos gatillantes de erupciones tenemos los mecanismos de fuerza internas (cambios de volumen y presión dentro de una cámara magmática por arriba de un nuevo pulso magmático o exsolución de volátiles o cristalización), internas/externas (interacción con niveles de agua externas, donde hay transferencia de calor hacia el

acuífero, también por un colapso del volcán donde el sistema se descomprime) y externas (terremotos, mareas, impacto de meteoritos, efectos del clima). Para fines de este trabajo se estudiarán los mecanismos de fuerzas internas, dando hincapié en los factores de almacenamiento y físicos, tales como cambios en la presión y temperatura, profundidad, contenido de volátiles y viscosidad.

El estudio de la transición entre estilos eruptivos efusivos y explosivos es un tema importante, ya que involucra el estudio de cambios en las propiedades físicas del magma o en las condiciones de almacenamiento, además de las implicancias en el análisis de peligro volcánico. Existen variadas investigaciones referentes a este tema; un ejemplo es Dingwell *et al.* (1996), cuyo estudio se basa en el comportamiento reológico y mecánico del magma; plantea que las distintas tensiones implican directamente en el comportamiento eruptivo, lo que lleva a una deformación resultante. Mediante experimentos que simulan un magma y una rápida descompresión, se demuestra que el magma puede ser fragmentado debido a esta rápida descompresión experimentada y no sería esencial la formación y coalescencia de burbujas, lo que conduciría a una erupción explosiva. Otro ejemplo es el estudio de Adams *et al.* (2006), donde se analiza la transición de un régimen explosivo a uno efusivo en el volcán Novarupta, en Alaska, en el cual las muestras piroclásticas y de lavas revelaron un cambio en las condiciones de desgasificación del sistema, pasando de un estilo eruptivo explosivo a uno efusivo, mientras se formaba un domo de lava inestable y texturalmente heterogéneo, a causa de la acumulación de material desgasificado en las paredes del conducto volcánico, lo cual habría detenido la etapa explosiva. En esta transición existiría un cambio entre un sistema cerrado a un sistema abierto de desgasificación, lo que culminaría en la formación de un domo estable y por tanto un estilo de erupción efusivo.

Mediante una ecuación para la presión de vapor en función del tiempo, Eichelberger *et al.* (1986), proponen un modelo que indica qué condiciones finales en el ascenso magmático determinarían si ocurrirá una erupción explosiva (Ecuación 1), de lo que concluyen que una erupción no-explosiva de lava parece ser resultado de una rápida liberación de gas bajo la superficie, de un magma que asciende como una espuma permeable. Esta espuma desgasificada colapsa durante la extrusión, por lo que las condiciones de ascenso superficial controlarían el comportamiento eruptivo, en vez de ser controlado por la concentración pre-eruptiva de volátiles.

**Ecuación 1:** Ecuación adimensional para la presión de vapor en función del tiempo propuesta por Eichelberger *et al.* (1986), donde  $P$  es la presión de vapor,  $C = \{[\rho_m(1 - \phi)RTa]/2\phi P_0^{1/2}\}$ ,  $R$  es la constante de los gases,  $T$  es la temperatura,  $P_0$  es la presión de vapor en  $t = 0$ ,  $a = 0.0013 \text{ bar}^{-1/2}$  y  $\phi$  la porosidad.

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \frac{P^{1/2}}{P^{1/2}-C} \frac{\partial}{\partial x} P \frac{\partial P}{\partial x} \quad (1)$$

Según Degruyter *et al.* (2012), se puede modelar en base a la ecuación de Forchheimer (Ecuación 2) el efecto de la desgasificación en los estilos eruptivos, en términos de texturas. Los radios de los canales conectados a través de la red de burbujas dominan en la dinámica de la desgasificación. Los factores de rugosidad incrementan las posibilidades para una erupción explosiva. En base a esto se presenta la importancia de las burbujas en los cambios de estilos, por ejemplo, en erupciones



explosivas el crecimiento retardado de burbujas reducirá el desarrollo de la permeabilidad y los cristales no serán capaces de crecer lo suficientemente rápido para incrementar su viscosidad y reducir la velocidad de ascenso. Por otro lado, en erupciones efusivas, el crecimiento de burbujas y cristales estará cercano al equilibrio.

Ecuación 2: Ecuación de Forchheimer. Donde  $\rho_{g0}$  y  $k_{20}$ , son valores de densidad del gas y permeabilidad inercial,  $k_{10} U_0$  son la velocidad y permeabilidad de Darcy especificados en Degruyter *et al.* (2012),  $\mu_g$  es la viscosidad del flujo.  $F_0$  es el radio del término inercial y del término viscoso en la ecuación.

$$F_0 = \frac{\rho_{g0} k_{10} U_0}{k_{20} \mu_g} \quad (2)$$

Otros trabajos estudian como la velocidad de ascenso del magma podría controlar la transición entre estilos efusivos y explosivos de erupción. Tal es el caso de Castro *et al.* (2008), cuyo enfoque es en magmas riolíticos y proponen que la transición entre estilos eruptivos es principalmente por la mitigación de la presión de los volátiles exsultos en la superficie del conducto.

Otro caso de estudio similar, es el volcán Llaima en la zona volcánica sur de los Andes. Según lo concluido por Bouvet de Maisonneuve *et al.* (2012), el estilo eruptivo estaría predeterminado en el reservorio, donde la dinámica de mezcla entre el magma residente y el magma de recarga definiría el contenido de volátiles y cristales del magma eruptado, y los principales factores en el cambio de estilo eruptivo serían debido a inyecciones de magma de volúmenes variables durante la recarga y variables grados de interacción entre el magma residente y el magma de recarga. Es importante considerar que este estudio es para magmas máficos, donde aparentemente una mayor recarga implica erupciones más explosivas. Esta la recarga de magma parece tener efectos opuestos entre sistemas máficos y silíceos, por ejemplo, observaciones en el volcán Quizapú, también en la zona volcánica sur de los Andes, que corresponde a un sistema dacítico, presentaría una disminución en su carácter explosivo de la erupción mientras más grande sea el volumen de recarga (Ruprecht & Bachmann, 2010).

El volcán Láscar es un ejemplo de un sistema volcánico con ambos estilos eruptivos. Debido a su alta actividad en tiempos históricos, se han realizado gran cantidad de estudios. Dentro de las diversas investigaciones referentes a las sucesivas fases eruptivas del volcán Láscar, destacan los estudios de Matthews *et al.* (1993), que proponen mediante análisis petrográficos y geoquímicos que las lavas y flujos piroclásticos del volcán serían producidos por una combinación entre cristalización fraccionada dominada por plagioclasas y piroxenos, y una mezcla periódica de magma. Además las variaciones en los productos eruptados serían el resultado de variaciones en el intervalo de inyecciones de magmas máficos en la cámara magmática.

Posteriormente Matthews *et al.* (1999) plantean la posible evolución de una cámara magmática zonada, enfocado en el estudio en los depósitos de la Unidad 2 del volcán Láscar, analizando las erupciones Piedras Grandes y Sóncor, ambas de estilo explosivo. Los autores plantean una evolución en la cámara magmática a partir de la refusión de un cuerpo andesítico, el cual genera una textura porfírica con fenocristales de biotita, para luego experimentar una inyección de un magma de composición de andesita basáltica; esto produciría la andesita con hornblendas Piedras

Grandes, en la que se habrían generado inclusiones máficas por convección. Luego por el fraccionamiento en la cámara magmática, ya como un sistema abierto invadido periódicamente por más magmas máficos, resultaría en una cámara zonada.

En el presente estudio se analizarán productos asociados a 3 erupciones explosivas y 3 erupciones efusivas de las distintas etapas de evolución del volcán Láscar. El principal enfoque consistirá en el análisis petrográfico de las muestras, para observar los cambios mineralógicos y texturales en las distintas erupciones, además del análisis geoquímico, que permitirá estudiar los posibles procesos que ocurren en el sistema magmático. También se llevará a cabo un estudio de la vesicularidad de las muestras, para poder analizar el ascenso y vesiculación del magma en niveles superficiales.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo general**

Determinar las condiciones físicas y de almacenamiento que controlan la ocurrencia de estilos eruptivos efusivos y explosivos en el volcán Láscar, en sus distintas etapas de evolución.

### **1.2.2 Objetivos específicos**

- 1.- Comparar y analizar la geoquímica y petrografía de los productos efusivos y explosivos del volcán Láscar.
- 2.- Estimar y comparar parámetros eruptivos de estilos efusivos y explosivos, (volumen), así como las condiciones de almacenamiento del magma, tales como condiciones P-T y contenido de H<sub>2</sub>O.
- 3.- Plantear un modelo conceptual del sistema magmático y los procesos que ocurren en él, para explicar la ocurrencia de los distintos estilos eruptivos.

## **1.3 Hipótesis de trabajo**

Las diferencias en los estilos eruptivos reflejan diferencias principalmente de las condiciones físicas de almacenamiento del magma; como profundidad, temperatura y contenido de H<sub>2</sub>O. Estos factores internos de almacenamiento controlarían el cambio en el estilo eruptivo.

## **1.4 Metodología**

Para la realización del presente estudio, se requerirá de datos recopilados en trabajo de campo para la caracterización morfológica y petrográfica de los depósitos asociados a las cuatro unidades del volcán Láscar.

El trabajo pre-terreno consistió en definir los posibles puntos de muestreo y mediciones visitados posteriormente en la zona de estudio. Se realizó una recopilación de material bibliográfico, dando especial énfasis a los análisis geoquímicos en lavas y piroclastos, además de obtener información de los volúmenes y espesores de los distintos depósitos. Se hizo la fotointerpretación de la zona de estudio mediante el

software *Google earth*, además del estudio y georreferenciación del mapa geológico del volcán Láscar (Gardeweg *et al.*, 2011).

Se realizó una campaña de 4 días en el mes de noviembre del año 2014 visitándose el volcán Láscar, donde se midió la altura de las coladas de lavas Negrillares, Cono Occidental y Tumbre-Talabre mediante un distanciómetro y el ángulo de la pendiente con el uso de un clinómetro, en 20 puntos distintos. Además se recolectaron 9 muestras de lavas de las coladas ya mencionadas y 5 muestras de piroclastos, de los depósitos Sóncor, Tumbre y los acontecidos en abril de 1993, en 13 puntos distintos. En el trabajo de gabinete post-terreno se realizó la selección de 10 muestras para enviar a corte transparente, detallado a continuación, así como la determinación de espesor y volumen de los flujos.

#### **1.4.1 Metodología asociada al objetivo específico 1**

- Revisión bibliográfica, para extraer resultados de análisis geoquímicos realizados anteriormente.
- Generación de una base de datos y selección de los análisis correspondientes a las coladas de lavas y flujos piroclásticos recolectados en terreno.
- Generación de gráficos geoquímicos para su clasificación y discriminación, para elementos mayores y trazas, mediante el uso del software *GCDkit*.
- Caracterización petrográfica, mediante descripción macro y microscópica, con importante énfasis en el estudio de texturas, mineralogía y vesicularidad.
- Conteo modal y medición de los tamaños de cristales y vesículas en imágenes de secciones delgadas escaneadas en el software *Jmicrovision*
- Análisis SEM de texturas, zonaciones y composición de los minerales y química del vidrio.

#### **1.4.2 Metodología asociada al objetivo específico 2**

- Estimación de los espesores de las coladas de lava, con datos de altura y ángulo de pendiente medidos en terreno y datos bibliográficos, utilizando como apoyo el software *Google earth* para crear polígonos en las coladas y obtener áreas según los cambios de espesor.
- Estimación de los volúmenes, utilizando las áreas y espesores obtenidos. En el caso de la lava Negrillares, se estima un volumen para los afloramientos visibles en terreno y para las coladas interpretadas. Los espesores y volúmenes de los flujos piroclásticos son obtenidos de los datos publicados en la literatura.
- Estimación de condiciones P-T aproximadas mediante software *Conflow*, el cual permite estudiar los casos en que se genera fragmentación en el conducto volcánico (Mastin & Ghiorso, 2000).

#### **1.4.3 Metodología asociada al objetivo específico 3**

- Revisión bibliográfica, para extraer la temperatura, presión y contenido de agua en la cámara magmática; estimaciones realizadas por Matthews *et al.* (1994).
- Estimación de la saturación agua de las plagioclasas, mediante el higrómetro/termómetro propuesto por Lange *et al.* (2009), de acuerdo a la química obtenida en el análisis SEM y el back-scatter detector.

- Evaluar los factores de almacenamiento calculados y bosquejo de modelo conceptuales mediante *illustrator*.

## 1.5 Ubicación y vías de acceso

El volcán Láscar —en quechua: “lengua”—, es un estratovolcán del Pleistoceno Medio —ca. 240 ka— a Holoceno, ubicado a los 23°22'S y 67°44'W, en la cordillera de Los Andes, en el margen oeste del altiplano en la Región de Antofagasta (Figura 1.1). Pertenece al complejo volcánico Altiplano-Puna y se encuentra a una distancia aproximada de 70 km al sureste del poblado San Pedro de Atacama.



Figura 1.1: Ubicación espacial del volcán Láscar, en la segunda región de Atacama, además se observa el poblado de San Pedro de Atacama a 70 km al noroeste del volcán (modificado de Google earth y [www.turistel.cl](http://www.turistel.cl); mayo, 2015).

El acceso puede ser a través de la ruta 23 desde San Pedro de Atacama (47 km), y luego 23 km por el camino B-357 (Paso Guaitiquina), asfaltado y ripiado, para llegar a la cara N y NE; y 50 km para llegar a la laguna Legía, en donde se bordea la laguna unos 13 km por un camino ripiado, hasta llegar a la cara S, zona de ascenso al volcán (ver Figura 1.2).

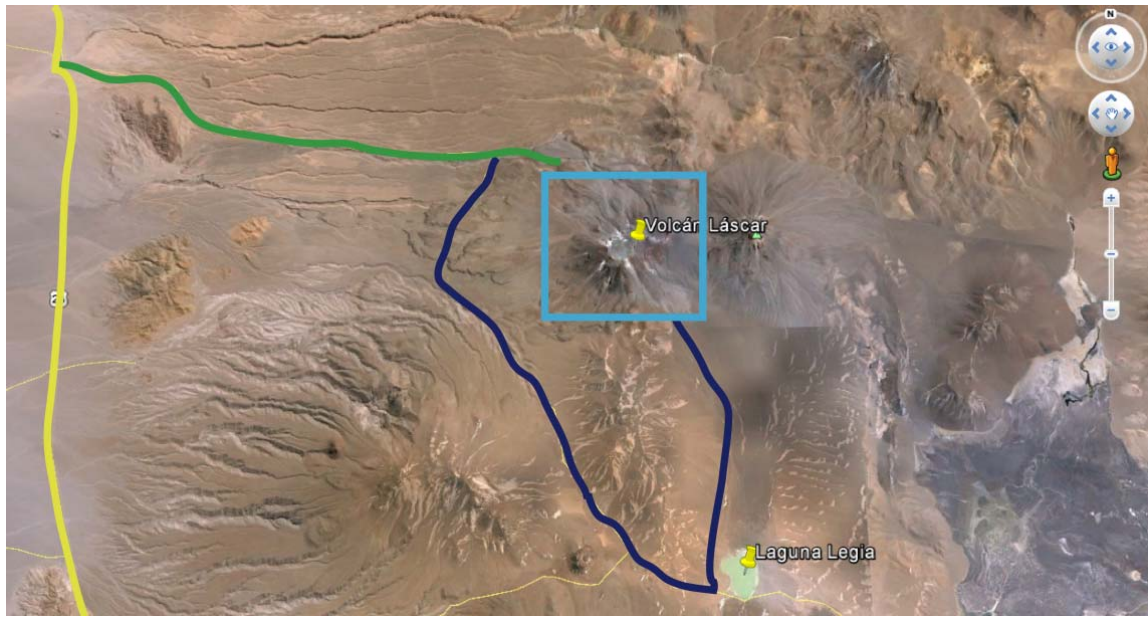


Figura 1.2: Vías de acceso al volcán Láscar. Línea amarilla representa la ruta 23, la línea verde representa el camino B-257 para llegar al flanco norte y oeste del volcán, y la línea azul representa la continuación del camino B-257 y el desvío que se debe hacer en la laguna Legía para llegar a la cara sur del volcán (modificado de Google earth).

## CAPÍTULO 2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 Generalidades

Entre los 18° y 23.5° S, los Andes centrales se formaron en un sistema convergente de gran duración, desde tiempos que se remontan al Jurásico, donde la placa Farallon y luego la placa de Nazca fueron subductadas bajo la placa Sudamericana. Esta subducción resultó en la formación de un arco magmático, el que debido a erosión ha migrado 200 km hacia el este desde hace 120 Ma, moviéndose desde la Cordillera de la Costa hasta su posición actual en la Cordillera Oeste (Scheuber *et al.*, 2006).

En esta zona, los Andes centrales consisten en unidades estructurales mayores que tienen una distribución aproximadamente paralela a la cordillera (Diaz *et al.*, 2011). En la parte central, donde los Andes alcanzan su ancho máximo, se encuentran cuatro regiones, de oeste a este, (1) La región ante-arco en alta mar y en la costa, (2) la Cordillera Occidental, que marca la ubicación del arco magmático actualmente activo, (3) la planicie Altiplano-Puna, y (4) un cinturón oriental de estructural plegadas y corridas que comprenden la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas (Oncken *et al.*, 2006). Alrededor de los 23° S, el arco andino central está desplazado 60 km hacia el este de la línea de tendencia norte-sur, alcanzando una distancia máxima de la fosa Perú-Chile de 400 km. Al oeste, el arco andino central está limitado por el Salar de Atacama, una importante anomalía topográfica situada a 2300 m s.n.m., que limita al oeste con la Cordillera de Domeyko.

El engrosamiento de la corteza que caracteriza al trasarco en esta zona, se originó en los tiempos del Cenozoico, en particular durante los últimos 30 Ma (Allmendinger *et al.*, 1997; Lamb, 2010). Esto coincide con un aumento de la convergencia relativa, que llegó a ser casi ortogonal al margen chileno (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998) y un desplazamiento hacia el este del magmatismo (Coira *et al.*, 1982). Esto fue seguido por la formación de estratovolcanes en el Mioceno-Plioceno, y dio lugar a la erupción de ignimbritas de gran volumen entre los 18° y 24° S. Estas ignimbritas constituyen, en parte, el basamento sobre el que se han construido varios volcanes del Pleistoceno-Holoceno (Diaz *et al.*, 2011).

### 2.2 Basamento volcán

El volcán Láscar se encuentra sobre rocas ígneas y volcano-sedimentarias del basamento Permo-Triásico y sobre rocas volcánicas y sedimentos del Cenozoico superior. Lo anteriormente nombrado se encuentra cubierto por depósitos no consolidados del Pleistoceno-Holoceno, localmente interestratificados con sedimentos lacustres y evaporíticos de los salares que ocupan la mayoría de las depresiones intermontanas del área (Gardeweg *et al.*, 1994). No hay registros de actividad magmática o sedimentaria entre el Permo-Triásico y el Mioceno, pero se cree que el sustrato incluye rocas carbonatadas, debido a la presencia de enclaves calcosilicatados (Matthews *et al.*, 1996) que se pueden haber acumulado durante la transgresión marina del Maastrichtiano (Mpodozis *et al.*, 2005)

### 2.2.1 Rocas estratificadas

El **Grupo Peine** del Pérmico-Triásico Inferior es una secuencia volcánica, volcanoclástica y subordinadamente sedimentaria continental, constituida por ignimbritas rosadas, rojizas, dacitas esferulíticas con bandeamiento de flujo, andesitas rojas masivas y brechas volcánicas. Presenta delgadas intercalaciones de ceniza silíceas y localmente, lentes con alternancias de capas delgadas de areniscas y lutitas fosilíferas continentales (Gardeweg *et al.*, 2011). Una ignimbrita de los Cerros Cuyucas, al sur de Toconao, arrojó una edad K-Ar en biotita de  $268\pm 6$  Ma (Gardeweg, 1991), valor que corrobora la asignación al Pérmico hecha por Ramírez & Gardeweg (1982).

Los **Estratos Quepe** del Mioceno son una secuencia continental de areniscas grises, amarillas y rojas, y conglomerados y lutitas subordinadas con escasas intercalaciones piroclásticas afloran en una franja norte-sur, entre la cadena del basamento pre Mesozoico y la cadena volcánica moderna, inmediatamente al oeste del volcán Láscar (Ramírez & Gardeweg, 1982). Los espesores presentan variabilidad de 10 cm a 2 m, con distintos grados de litificación (Gardeweg *et al.*, 2011).

La **Planicie Ignimbrítica** (Mioceno superior-Plioceno) es una extensa planicie conformada por voluminosos depósitos de tobas soldadas dacíticas y riolíticas ( $< 1000$  km<sup>3</sup>). En conjunto, presentan espesores de hasta 150 m, conformadas por 5 a 6 ignimbritas, cuyas potencias individuales varían de 10 a 30 m aproximadamente. Su disposición es inclinada hacia el oeste, en dirección a la cuenca del Salar de Atacama. Unidades individuales incluyen las **ignimbritas Pujsa, Toconao, Atana, Patao y Pampa Chamaca** (Gardeweg *et al.*, 2011)

Los **Domos Dacíticos** del Plioceno-Pleistoceno son un conjunto de domos de grano grueso, que afloran como cuerpos elongados norte-sur a lo largo de 40 km y están emplazados en el lineamiento Miscanti (Ramírez & Gardeweg, 1982). Los domos de esta unidad se caracterizan por superficies redondeadas, con erosión glacial y con escasos o nulos remanentes de rasgos superficiales originales. Están constituidos por dacitas de biotita y hornblenda de grano grueso, rica en cristales, que contienen proporciones variables de enclaves máficos de grano fino, color gris oscuro (Gardeweg *et al.*, 2011).

### 2.2.2 Rocas plutónicas

Los cuerpos ígneos que instruyen el Grupo Peine, son conocidos como los **Granitoides del Permo-Triásico**, en los que se incluyen los **Pórfidos Granodioríticos de Cámar** (Ramírez & Gardeweg, 1982), que son un grupo de cuerpos porfídicos rojos que afloran en los cerros de Opla, donde están cubiertos por ignimbritas del Mio-Plioceno y por la ignimbrita Sóncor del volcán Láscar, y en los cerros de Allana donde intruyen a rocas de la Formación Cas. También se incluye el granito de **Querico**, en el cual se obtuvo una edad de  $229\pm 6$  Ma (Gardeweg, 1991).

## 2.3 Otros volcanes del área

Al este y suroeste del volcán Láscar afloran los productos de los estratovolcanes Aguas Calientes o Simba, y Tumisa, respectivamente, ambos de edad Pleistocena. Entre los productos se incluyen lavas, lavas domo y domos, de composición andesítica y dacítica, además comprenden depósitos de bloques y cenizas y, en forma subordinada, ignimbritas de pequeño volumen de composición predominantemente dacítica (Gardeweg *et al.*, 2011).

El **volcán Aguas Calientes** o Simba, que alcanza los 5924 m de altitud, al este del Láscar, corresponde a un estratovolcán de forma cónica con base circular, de alrededor de 6 km de diámetro, coronado por un cráter bien preservado, de 400 m de diámetro, que aloja una pequeña laguna (Gardeweg *et al.*, 2011).

El **volcán Tumisa**, que alcanza los 5658 m, corresponde a un complejo de domos y coladas, alineados en dirección NW, derramados hacia el oeste, sobre la meseta de ignimbritas Mio-Plioceno (Gardeweg, 1991; Gardeweg & Lidsay, 2004). Está formado por dos conos coalescentes, uno occidental más antiguo y el oriental más joven, ambos rodeados de pequeños domos de flanco (Gardeweg *et al.*, 2011).

También del Pleistoceno, se encuentra el **Complejo Volcánico Cerro Corona**, ubicado a unos 8 km al sur del volcán Láscar. Este complejo se caracteriza por un notable domo que semeja a una corona, que intruye a la unidad de Domos Dacíticos, y por una colada de lava que se emplaza sobre estos domos, además de la presencia de depósitos piroclásticos proximales. El domo y la colada de lava son de composición dacítica y muestran morfología joven, con rasgos originales bien preservados (Gardeweg *et al.*, 2011).

## 2.4 Depósitos cuaternarios

Existen cuatro conjuntos de depósitos con bajo grado de consolidación, de edad Pleistoceno superior a Holoceno, que rellenan valles o están adosados a relieves erosionados.

Las **Gravas Cerros Sáltar**, del Pleistoceno, son depósitos de flujos de detritos, constituidos por gravas monomícticas medianamente consolidadas, compuestas en especial por bloques de dacitas porfídicas, con característicos cristales de cuarzo rosado, proveniente de la erosión de los domos de los cerros de Sáltar y Corona. Afloran al noroeste de volcán, sobre la meseta de ignimbritas del Mio-Plioceno, cortadas por grandes quebradas (Gardeweg *et al.*, 2011).

También del Pleistoceno, se reconocen **depósitos glaciales y periglaciales**, constituidos por depósitos brechosos polimícticos, de mala selección, con bloques de hasta 1 m de diámetro, en matriz arenosa, con incipiente laminación, que aparecen sobre los 4200 m de altura. Estos depósitos son una característica recurrente en los Andes Centrales, a menudo relacionados con edificios volcánicos (Hollingworth & Guest, 1967). Predominan los depósitos periglaciales correspondientes a acumulaciones de derrubios en forma de festones, en la base del cordón del Cerro Corona (Gardeweg *et al.*, 2011).



Los **depósitos sedimentarios no consolidados**, del Pleistoceno al Holoceno, corresponden a sedimentos clásticos no diferenciados, principalmente aluviales, coluviales, de fondos de quebradas y escombros de falda. Se reconocen extensos y potentes depósitos aluviales al oeste y al sur del volcán, formando abanicos gradacionales aluviales, donde con frecuencia ocurren flujos de barro (Gardeweg *et al.*, 2011).

Por último, los **depósitos eólicos recientes**, son depósitos de grano fino, adosados a los flancos occidentales de los cerros Allana y Cuyucas, que cubren parcialmente depósitos piroclásticos del volcán e ignimbritas del Mio-Plioceno. Corresponden a dunas estacionarias, transportadas por los vientos dominantes del oeste y noroeste (Ramírez & Gardeweg, 1982).

## CAPÍTULO 3 MARCO GEOLÓGICO LOCAL

### 3.1 Generalidades

El volcán Láscar, considerado el volcán más activo de la ZVC, es un estratovolcán compuesto, elongado en dirección ESE-WNW, constituido por dos conos irregulares truncados y con cinco cráteres anidados de entre 600 y 1000 m de diámetro, productos del desplazamiento del conducto eruptivo a lo largo del lineamiento ya mencionado. De ellos, el cráter central se encuentra activo actualmente, de 800 m de diámetro y 300 m de profundidad (Gardeweg *et al.*, 1998). Existen registros de que en las últimas décadas se ha generado un sexto cráter, con un diámetro menor a 200 m, dentro del quinto cráter (Gardeweg *et al.*, 2011).

Los productos volcánicos cubren un área aproximada de unos 185 km<sup>2</sup>, mientras que el edificio en sí cubre cerca de 55 km<sup>2</sup>, y alcanza una altura entre 600 a 1400 m sobre la base y se estima que su volumen es cercano a los 15 km<sup>3</sup> (Gardeweg *et al.*, 2011).

La secuencia volcánica que constituye al volcán se ha dividido en 4 etapas principales que corresponden a fases sucesivas de evolución, en cada unidad coincide la edad y el centro eruptivo.

### 3.2 Unidades

#### 3.2.1 Unidad Lascar 1

Es la etapa de formación del cono oriental del volcán, que inició hace más de 46 ka (Pleistoceno Medio), de lo que resultó un estratocono de composición básica, formado inicialmente por coladas de lavas andesíticas y que culminó con tres episodios piroclásticos andesíticos.

En esta unidad se reconocen coladas de lavas de bloques (**Colada de lava Negrillares**, PIL1n) del Pleistoceno Medio, que corresponden a andesitas de ortopiroxeno y oxihornblenda, con una extensión de hasta 16 km (Gardeweg *et al.*, 2011), afloran principalmente sus frentes y levées, en las zonas bajas del flanco oeste del volcán.

A continuación de las lavas, producto de los episodios piroclásticos, se dieron origen a extensos flujos escoriáceos que varían de fuertemente soldados en el flanco norte, a poco soldado e incluso no consolidado en otros sectores (**depósito de flujo de bombas y escorias Sálar**, PIL1s) del Pleistoceno Medio (Gardeweg *et al.*, 1998). Tiene varias decenas de metros de espesor, aflora principalmente en los flancos sureste, norte y en la quebrada del Morro Blanco (Gardeweg *et al.*, 2011).

Los dos últimos episodios piroclásticos de escorias y bombas de esta unidad (**Depósito de flujos de bombas y escorias Chaile**, PIL1ch), caracterizada por bombas andesíticas tipo coliflor, en una matriz mal seleccionada rica en líticos, aflora

principalmente en la quebrada Chaile, al suroeste del volcán (Gardeweg *et al.*, 2011) y se extiende por más de 8 km desde los centros de emisión.

### 3.2.2 Unidad Lascar 2

Esta unidad está representada por la migración del centro eruptivo hacia el oeste del complejo, además de un cambio composicional hacia andesitas más silíceas y dacitas, en el Pleistoceno Superior (Gardeweg *et al.*, 2011).

La formación del depósito de **Piedras Grandes** (PIL-2pg) marca el inicio de esta unidad, a causa de una erupción piroclástica asociada a la extrusión y colapso de un complejo de domos, generando depósitos de bloques y cenizas, que forman grandes escarpes de 10 a 20 m.

Seguido a esto, ocurre un cambio de estilo eruptivo explosivo a uno efusivo, donde las numerosas lavas originadas dieron formación al cono occidental (**Coladas de lavas del Cono Occidental**, PIL2L), que consisten en lavas de bloques potentes de 20 a 60 m de espesor, con extensión de hasta 5 km, afloran en los flancos noroeste, oeste, suroeste y sur del cono occidental. Corresponden a dacitas y andesitas silíceas porfídicas (Gardeweg *et al.*, 2011).

La etapa culmina con la formación de la **ignimbrita Sóncor**, formado por un voluminoso depósito de caída del tipo pliniano (**depósito piroclástico de caída Sóncor**, PIL2sp), pumíceo, rico en líticos y no soldado, y el **depósito de flujo piroclástico de Sóncor** (PIL2sf) (Gardeweg *et al.*, 1998), con pómez dacíticas, pómez andesíticas bandeadas hacia el techo y escorias andesítico-basálticas, todas ellas con fenocristales de 2-piroxenos y escasa hornblenda.

### 3.2.3 Unidad Lascar 3

El paso a esta etapa se caracterizó por un período de relativa inactividad eruptiva y altos niveles de erosión. Debido a cambios climáticos registrados en la zona, se generó un **abanico lahárico** (PIL3lh), el que consiste en un depósito brechoso polimíctico no consolidado, que aflora en el flanco oeste del volcán en contacto lateral difuso con el depósito piroclástico de flujo Sóncor, que está compuesto principalmente por fragmentos de lava de unidades anteriores (PIL1n y PIL2l) y piroclastos decimétricos en una matriz arenosa (Gardeweg *et al.*, 2011).

La reactivación volcánica se asocia con la extrusión violenta de al menos tres flujos piroclásticos escariáceos de composición andesítica, que componen el **depósito de escoria Tumbre** (HL3), del Holoceno, y corresponde al evento terminal de la evolución del cono occidental. Estos depósitos en conjunto no superan un volumen de 1 km<sup>3</sup> (Gardeweg *et al.*, 1998).

Los tres flujos en los que se puede dividir el depósito Tumbre son:

**Depósito de flujo de escorias Tumbre (HL3tf)**, compuesto por escorias andesíticas que se reconocen en diversos sectores del volcán, extendiéndose desde la cumbre del cono occidental hacia los flancos sur, suroeste, oeste y noroeste. Se caracteriza por una morfología de montículos y se cree que es el amalgamiento de decenas de flujos individuales. Presenta juveniles con vesicularidad moderada, correspondientes a andesitas de 2-piroxenos y andesitas basálticas de olivino y clinopiroxeno.

**Depósito piroclástico de caída Tumbre (HL3tp)**, compuesto por pómez andesíticas de color pardo amarillento, bien seleccionado y espesor menor a 20 cm en general. Se distingue hacia el NW y SE del volcán. Se cree estaría asociado a un evento explosivo de tipo subpliniano.

**Aglutinado Mánquez (HL3am)**, es una unidad de aglutinados andesíticos fuertemente soldados, de color rojizo, reconocido solo en la parte alta del edificio del cono occidental. No supera los 2 km de longitud y origina pequeños acantilados y escarpes de algunas decenas de metros. Constituida por escorias negras, ligeramente vesiculadas y con xenolitos de calcosilicatos.

#### **3.2.4 Unidad Lascar 4**

La actividad volcánica se desplaza hacia el este, justo sobre el extinto edificio creado durante la etapa de Lascar 1.

Se genera la **colada de lava de bloque Tumbre-Talabre (HL4tt)** en el Holoceno, siendo ésta, el último producto efusivo del volcán registrado. Alcanza 8 km de longitud y 400 a 700 m de ancho, con espesores entre los 20 y 30 m. Se abrió camino por el flanco norte del volcán y es encausada por la quebrada Talabre hacia el noroeste y oeste. Notable desarrollo de levées y un canal central bien definido. Corresponde a andesita de piroxeno y oxihornblenda. Cubre el depósito de flujo piroclástico de Tumbre (HL3tf).

Además existen **depósitos piroclásticos vulcanianos (HL4v)**, de espesor variable, constituido principalmente por fragmentos de lava y piroclastos, con tamaños que varían de bomba/bloque a ceniza. Cubren gran parte del cono oriental, en particular sus flancos norte, sur, este y sureste, asociados a erupciones del tipo vulcanianas (Gardeweg *et al.*, 2011).

Los depósitos piroclásticos de la erupción subpliniana de abril de 1993 (HL4sp), corresponden al más importante episodio eruptivo del volcán Lascar en tiempos históricos, donde se originaron columnas eruptivas del orden de 20 km de altura sobre el volcán, generando un extenso **depósito de caída (HL4spc)** (Gardeweg & Medina, 1994), constituido por fragmentos juveniles vesiculares de diversos tamaños y grados de vesicularidad.

El colapso sucesivo de la columna eruptiva generó **flujos piroclásticos (HL4spf)**, que se desplazaron hacia el noroeste, noreste y sureste del volcán, de lo que

se generó una ignimbrita de pequeño volumen, no soldada y mal seleccionada, principalmente de pómez y rica en líticos.

Todo lo antes mencionado se puede observar en el mapa geológico del volcán Láscar, confeccionado por Gardeweg *et al.* (2011), expuesto en la Figura 3.2 con su respectiva leyenda y simbología en la Figura 3.1.

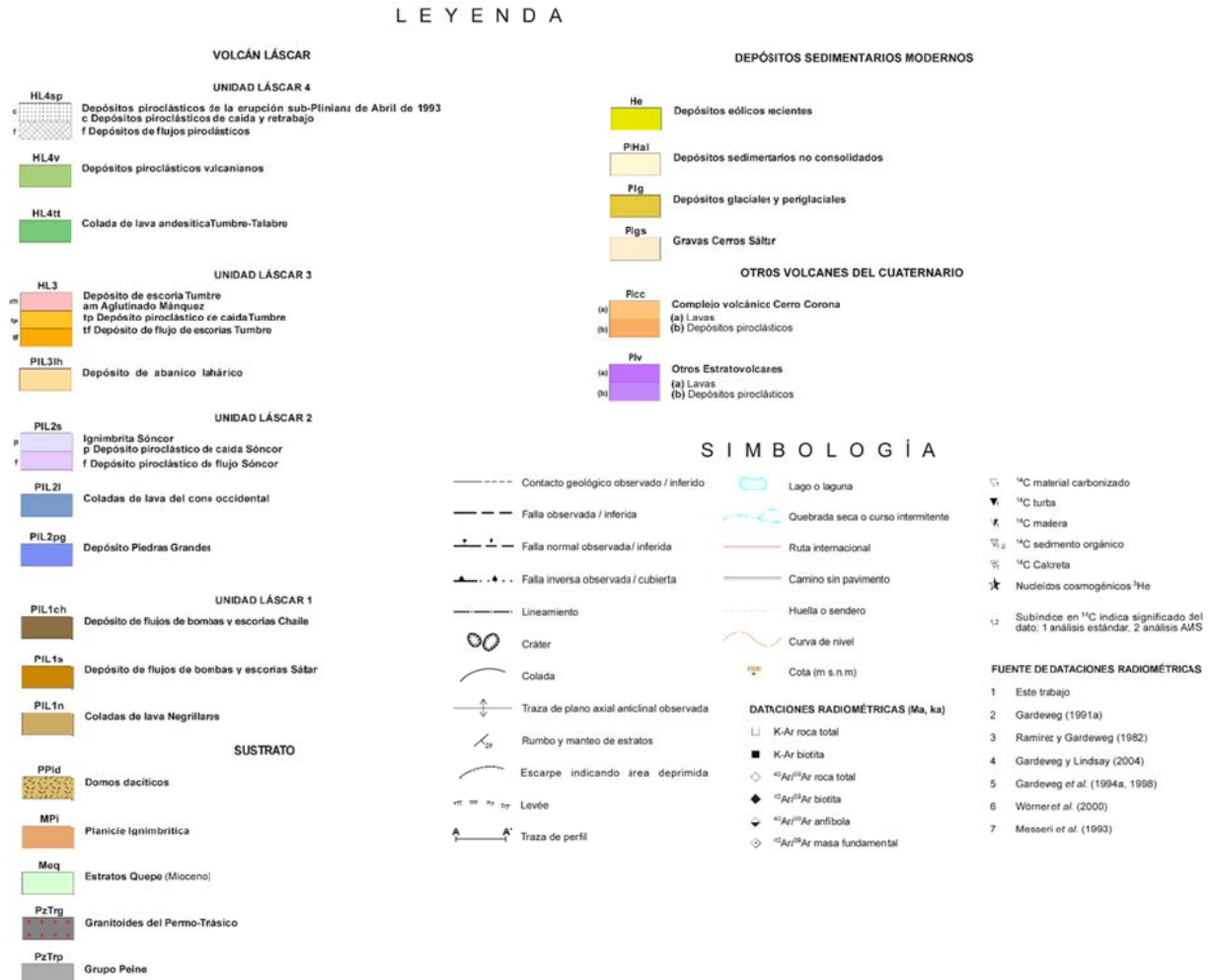


Figura 3.1 : Simbología y leyenda del mapa geológico del volcán Láscar (Gardeweg *et al.*, 2011)

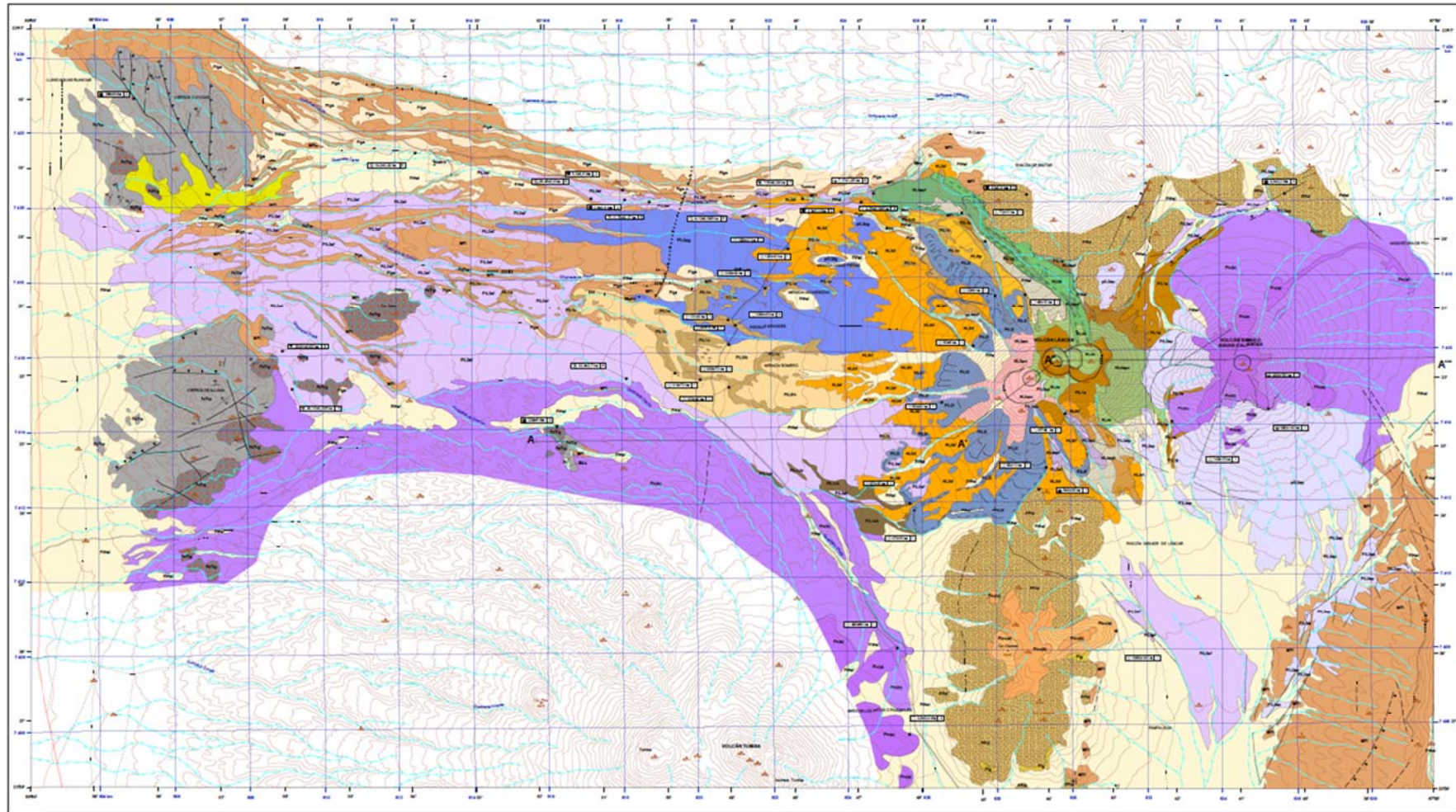


Figura 3.2: Mapa geológico del volcán Láscaz (Gardeweg *et al.*, 2011).



## CAPÍTULO 4 CARACTERÍSTICAS DE LAS COLADAS DE LAVA

### 4.1 Introducción

Las coladas de lava estudiadas en el volcán Láscar son las coladas de lava Negrillares, del Cono Occidental y Tumbre-Talabre, subunidades de Láscar 1, 2 y 4 correspondientemente.

La colada de lava Negrillares corresponde a un conjunto de lavas de bloques, con superficies suavizadas y de color negro a gris, además de tonos pardos dado la leve alteración presente. Se han reconocido sus afloramientos principalmente en el flanco W del volcán bajo los 4100 m s.n.m., los que en parte están cubiertas por las lavas del Cono Occidental y no pueden ser trazados hasta su fuente. Los bloques presentan tamaños de 4 a 5 m y algunos tienen fracturación concéntrica (tipo capas de cebolla), ciertas vesículas se encuentran rellenas por zeolitas. (Figura 4.1)



Figura 4.1: Afloramientos de la colada de lavas Negrillares al oeste del volcán, con bloques de hasta 5 metros. En a) y c) se observan hacia el norte afloramientos de Negrillares. En b) la parte frontal de una de las coladas de lava Negrillares. En d) se observan los característicos bloques de esta colada de lavas.

Las coladas de lavas del Cono Occidental, corresponden a lavas de bloque, en general no muy extensas (hasta 5 km de longitud), presenta levées muy bien desarrollados, se observan autobrechas basales soldadas, con clastos alargados similares a fiammes, en algunos casos los bloques están estriados y con texturas asociadas a lavas de alta viscosidad (bandeamientos) (Figura 4.2). Sus afloramientos

están ubicados en los flancos NW, W, SW y S del volcán. Para fines de este trabajo se estudian las coladas “Serpiente” (en el flanco NW) y “Capricornio” (en el flanco SW) (Figura 4.4). En algunos casos se puede observar hasta la cima del cono occidental y en otros casos están cubiertas por depósitos piroclásticos posteriores.

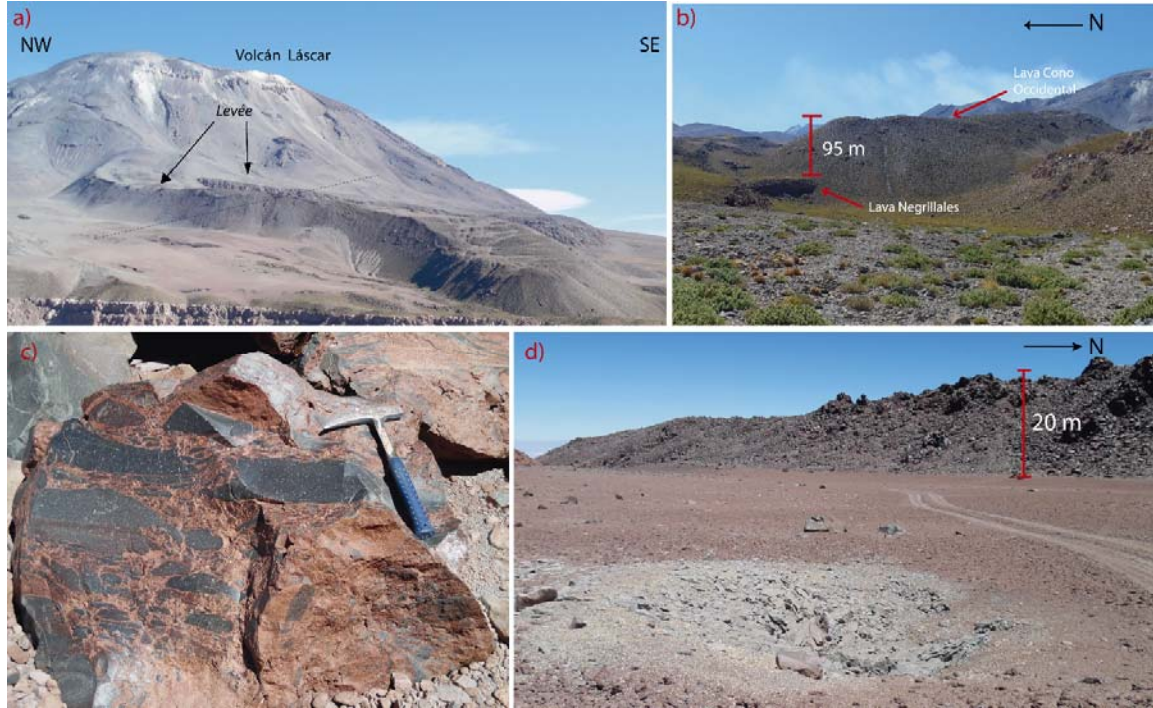


Figura 4.2: Colada de lavas del cono occidental, a) y b) corresponden a la colada “Serpiente”, c) corresponde a una autobrecha basal encontrada en estas coladas de lava, d) colada “Capricornio”.

La colada de lava andesítica Tumbre-Talabre, también corresponde a una colada de lavas de bloque. Se avista desde el flanco N y es encajonada por la quebrada Talabre hacia el NW, donde se produce un quiebre y luego continúa hacia el W del volcán, con “leveés” muy desarrollados y un canal central muy bien definido, los márgenes laterales son abruptos, donde se observan bloques “puntiagudos” y lisos de 4 a 5 m. Al igual que en la colada de lavas del Cono Occidental, se advierte la presencia de autobrechas soldadas en su base. Cubre al depósito piroclástico de escorias Tumbre y es cubierta por el depósito piroclástico de abril de 1993 que iba encauzado por los leveés (Figura 4.3).



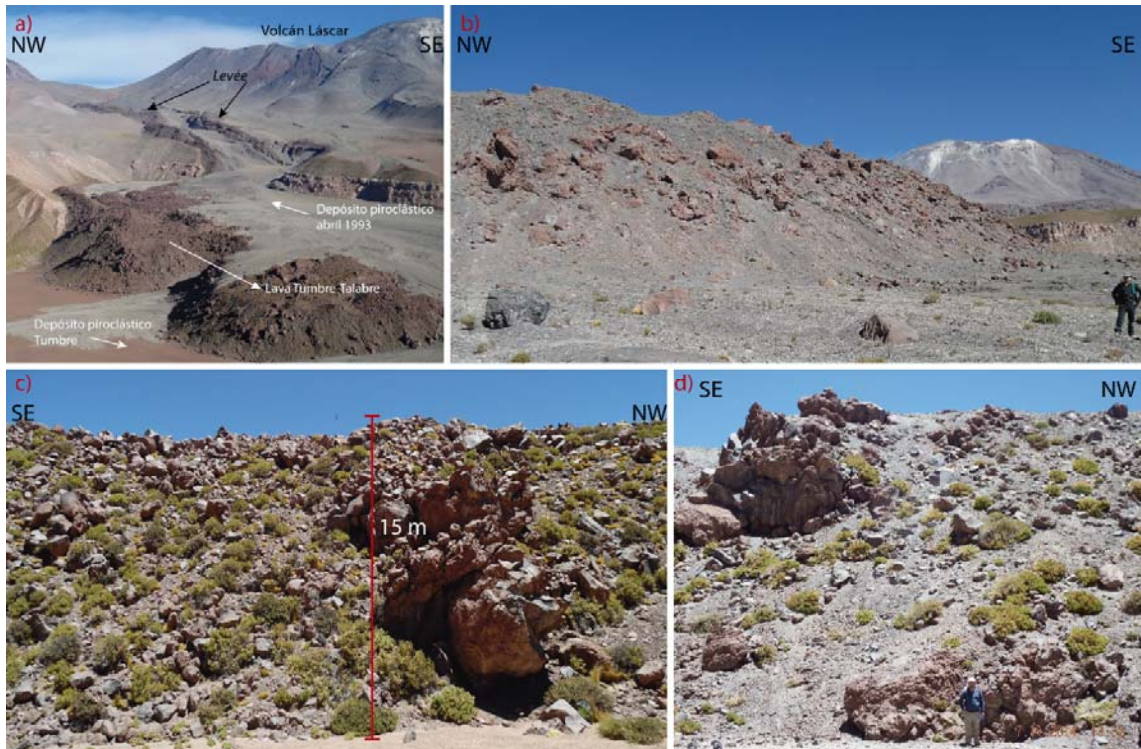


Figura 4.3: Colada de lavas Tumbre-Talabre, a) vista del recorrido de la colada de lavas y sus característicos levées, b) frente de la colada, c) y d) bloques de hasta 5 m.

De cada una de estas unidades se extraen muestras de mano para ser analizadas macroscópica y microscópicamente, de modo de analizar su mineralogía, texturas y vesicularidad, además de someterlas a análisis SEM para obtener estudio mejor detallado y obtener la química de los minerales y masa fundamental. En la Figura 4.4 se observan las distintas coladas de lava estudiadas: de color pardo los afloramientos de la colada de lavas Negrillares, en azul las coladas de lava Serpiente y Capricornio del Cono Occidental y en verde la colada de lavas Tumbre-Talabre, con las paradas realizadas en terreno y puntos de extracción de cada muestra.



Figura 4.4: Coladas de lavas estudiadas en esta investigación, con los puntos de extracción de muestras. De color marrón claro se aprecia las lavas Negrillares, de las que principalmente afloran los frentes y levées. En color azul se observa las coladas de lava del cono occidental, que afloran hacia el sur y hacia el noroeste del cono. De color verde, la colada de lava Tumbre-Talabre (modificada de Google earth).

## 4.2 Espesores y volúmenes de las coladas de lava.

La colada de lava Negrillares, de la Unidad 1, tiene espesores promedios que no superan los 50 m y logra alcanzar distancias de hasta 16 km de acuerdo a lo estudiado por Gardeweg *et al.* (2011). El volumen se calcula para los afloramientos cercanos al cono occidental, en el flanco W del volcán, en base a los datos medidos en terreno. El volumen de los afloramientos visibles en terreno y por lo tanto mapeables es de  $0.23 \text{ km}^3$ , sin embargo es necesario calcular un posible volumen sin considerar las condiciones de erosión y deposición de otras rocas, con el fin de obtener un valor aproximado del volumen total de lava eruptado. Se calcula un volumen para toda la subunidad Negrillares de acuerdo a tres posibles flujos de lava interpretados, separados según morfología y a las edades determinadas en Gardeweg *et al.* (2011). La colada de lavas más antigua tendría una edad de  $230 \pm 40 \text{ ka}$  y anchos desde 1.2 a 2.9 km, se representa en la Figura 4.5 con bordes rojos. Las siguientes dos coladas interpretadas tienen una edad de  $110 \pm 40 \text{ ka}$ , con dirección de flujo hacia el NW y el W del volcán, sus anchos van desde 0.5 a 3 km. De las coladas extrapoladas, la más antigua tiene un volumen aproximado de  $0.51 \text{ km}^3$  (Figura 4.5). En las otras dos coladas de lava de similar edad, es posible estimar volúmenes de  $0.48 \text{ km}^3$  y  $0.31 \text{ km}^3$  respectivamente. Por lo tanto, un volumen total calculado en base a extrapolaciones de las coladas de lavas de la Unidad 1 es aproximadamente  $1.3 \text{ km}^3$ .

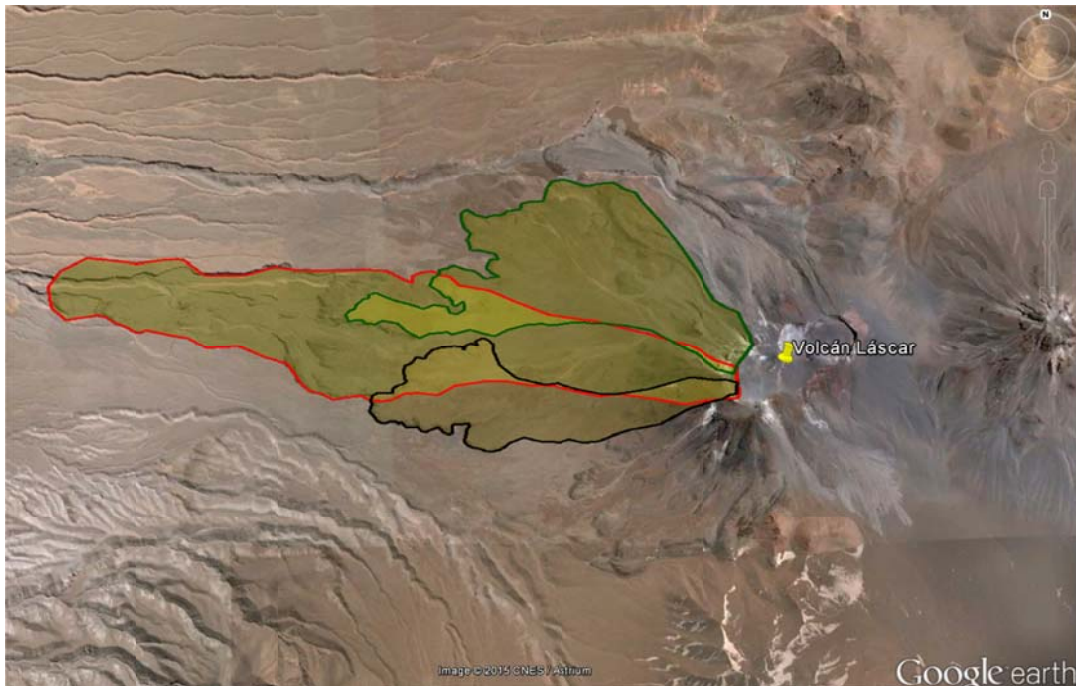


Figura 4.5: Coladas de lavas Negrillares, interpretadas de acuerdo a los afloramientos observados, y las edades extraídas del mapa geológico del volcán Lascar (Gardeweg *et al.*, 2011). La colada de lava central con borde rojo, corresponde a la más antigua, con edades de  $230\pm 40$  ka. La colada de lava de borde verde, con dirección NW, tiene una edad aproximada de  $110\pm 40$  ka, lo mismo para la colada de lava con borde negro, más hacia el sur (modificada de Google earth).

La colada de lava del Cono Occidental presenta un espesor que varía desde los 20 hasta los 60 m, con longitudes que van desde los 10 km al NW, 15 km al S y 27 km al W del volcán y anchos desde 0.25 a 0.9 km. Para el volumen se consideraron las dos coladas de lava que se muestran en la Figura 4.4 de color azul, la lava “Serpiente”, tiene un volumen calculado de  $0,1 \text{ km}^3$  y la colada “Capricornio” tiene un volumen calculado de  $0,05 \text{ km}^2$ , por lo que en conjunto suman un total de  $0,15 \text{ km}^3$ .

Y por último la colada de lava andesítica Tumbre-Talabre, presenta espesores entre 20 a los 30 m, longitudes que van hasta los 8 km y anchos desde 0.3 a 1.1 km. El volumen estimado es de  $0,14 \text{ km}^3$ .

Las longitudes de todas las coladas de lava del volcán se grafican en la Figura 4.6 separadas por unidad. En la Figura 4.7 se muestran todos los volúmenes calculados para las coladas de lava estudiadas; se desprende que los mayores volúmenes corresponden a la Unidad 1 seguido por la Unidad 2.

## Largo coladas de lavas

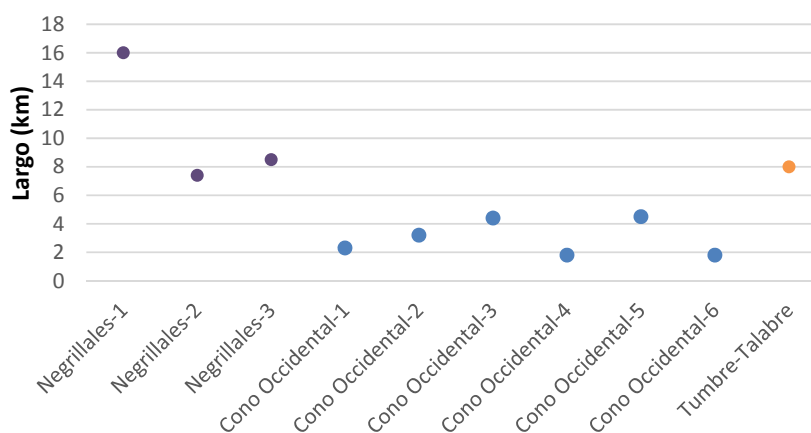


Figura 4.6: Largo de todas las coladas de lavas observadas para las subunidades Negrillales, Cono Occidental y Tumbre-Talabre.

## Coladas de Lavas

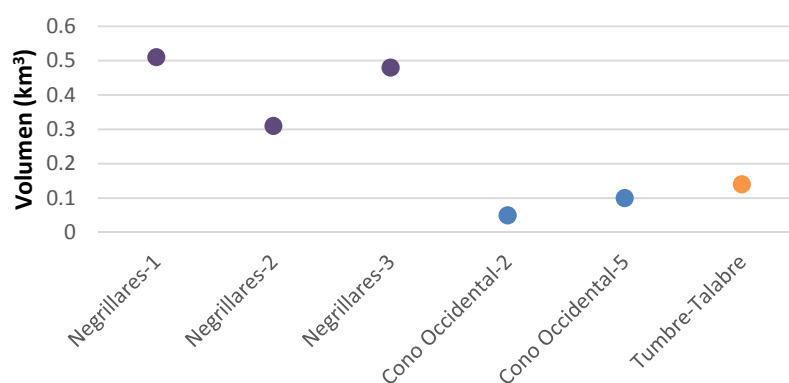


Figura 4.7: Volúmenes calculados para cada colada de lavas estudiada.

### 4.3 Geoquímica

Del compendio de análisis geoquímicos en la literatura (Matthews *et al.*, 1993, Gardeweg *et al.*, 1994; Deruelle *et al.*, 1996; Matthews *et al.*, 1999), se obtienen los datos necesarios para generar diversos triángulos de clasificación y discriminación geoquímica, en este caso, para las coladas de lavas Negrillales del Láscar 1 y las lavas del cono occidental del Láscar 2; sin embargo no se encuentra un estudio geoquímico detallado y actualizado de las coladas de lavas Tumbre-Talabre de la Unidad 4.

Según el diagrama TAS de Cox *et al.* (1979) (Figura 4.8), las lavas Negrillales corresponden a andesitas, en cambio las lavas de Cono Occidental van en un rango



composicional desde andesita basáltica hasta dacita, con porcentajes de  $\text{SiO}_2$  desde 52.5% hasta 63.4%. En general corresponden a rocas calco-alcalinas y metaluminosas.

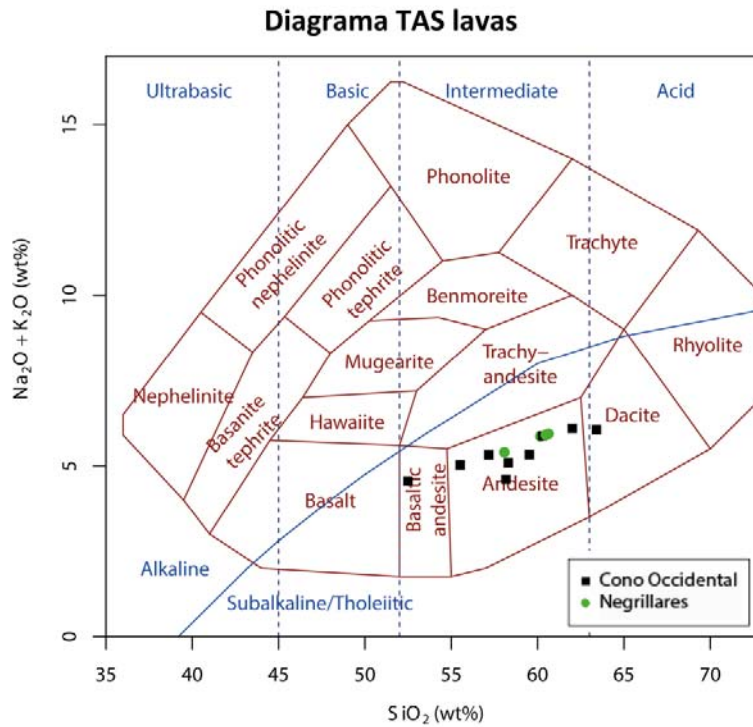


Figura 4.8: Diagrama TAS, según Cox *et al.* (1979).

Los productos efusivos de Negrillares y el Cono Occidental muestran un decrecimiento de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , y un crecimiento de  $\text{K}_2\text{O}$  a medida que incrementa el  $\text{SiO}_2$ . Los contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$  son variables, el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  tiene una importante dispersión y el contenido de  $\text{P}_2\text{O}_5$  una dispersión leve (Figura 4.9).

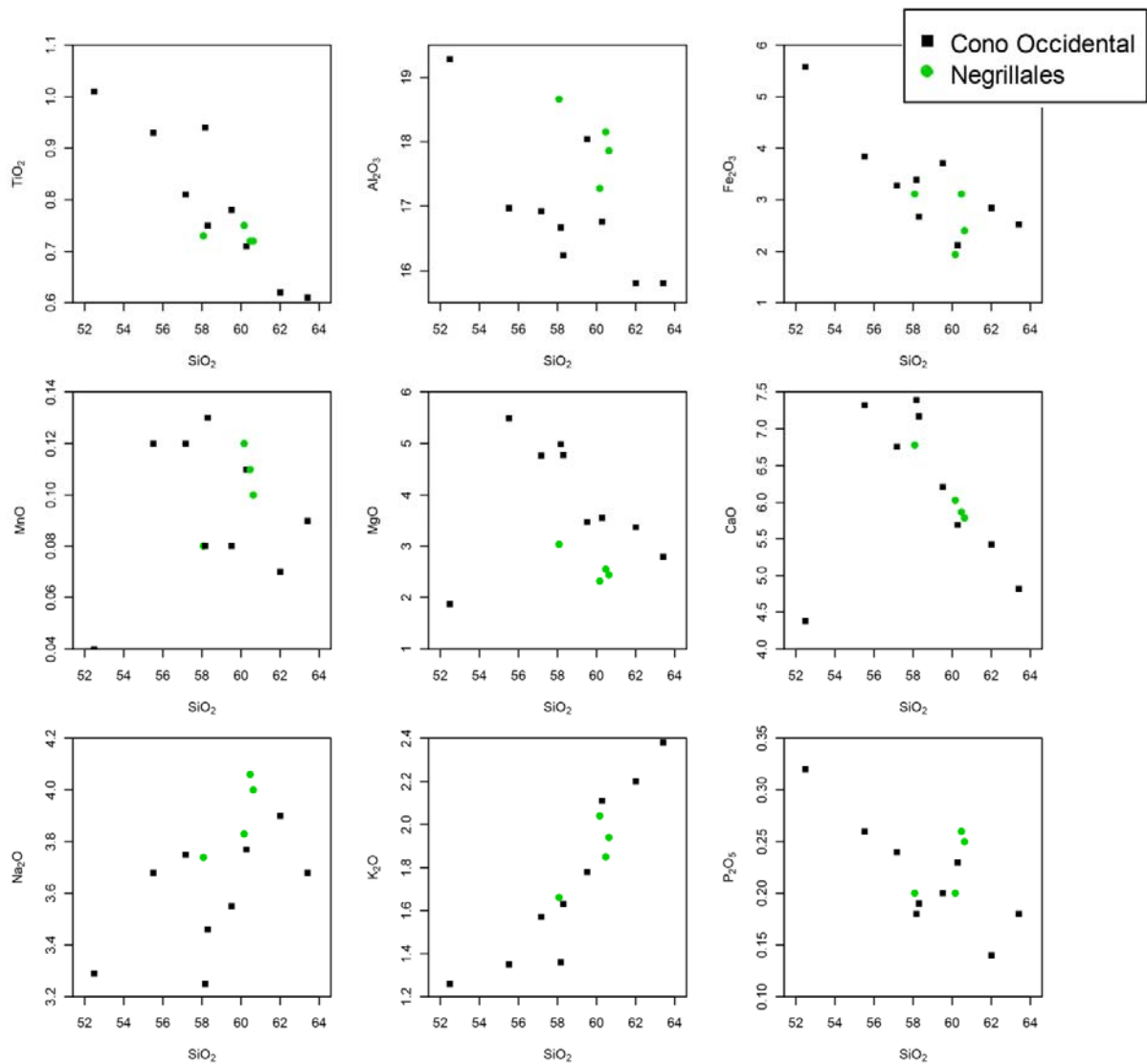


Figura 4.9: Diagrama de variación Harker para muestras de lava.

Los elementos trazas son graficados versus  $\text{SiO}_2$  en la Figura 4.10 y Figura 4.11. El Sc, V y Sr muestran un notorio decrecimiento, en cambio, el Cr, Ni, Zn y Cl muestran un decrecimiento más bien disperso respecto al crecimiento de  $\text{SiO}_2$ . En el Rb, Ba, Ce y La, se observa un claro crecimiento a diferencia de lo observado en el Y y Pb donde el crecimiento es más bien disperso respecto al crecimiento de  $\text{SiO}_2$ . Para los casos de Nd, Nb, Cu, Zr y Th, simplemente se aprecia dispersión.

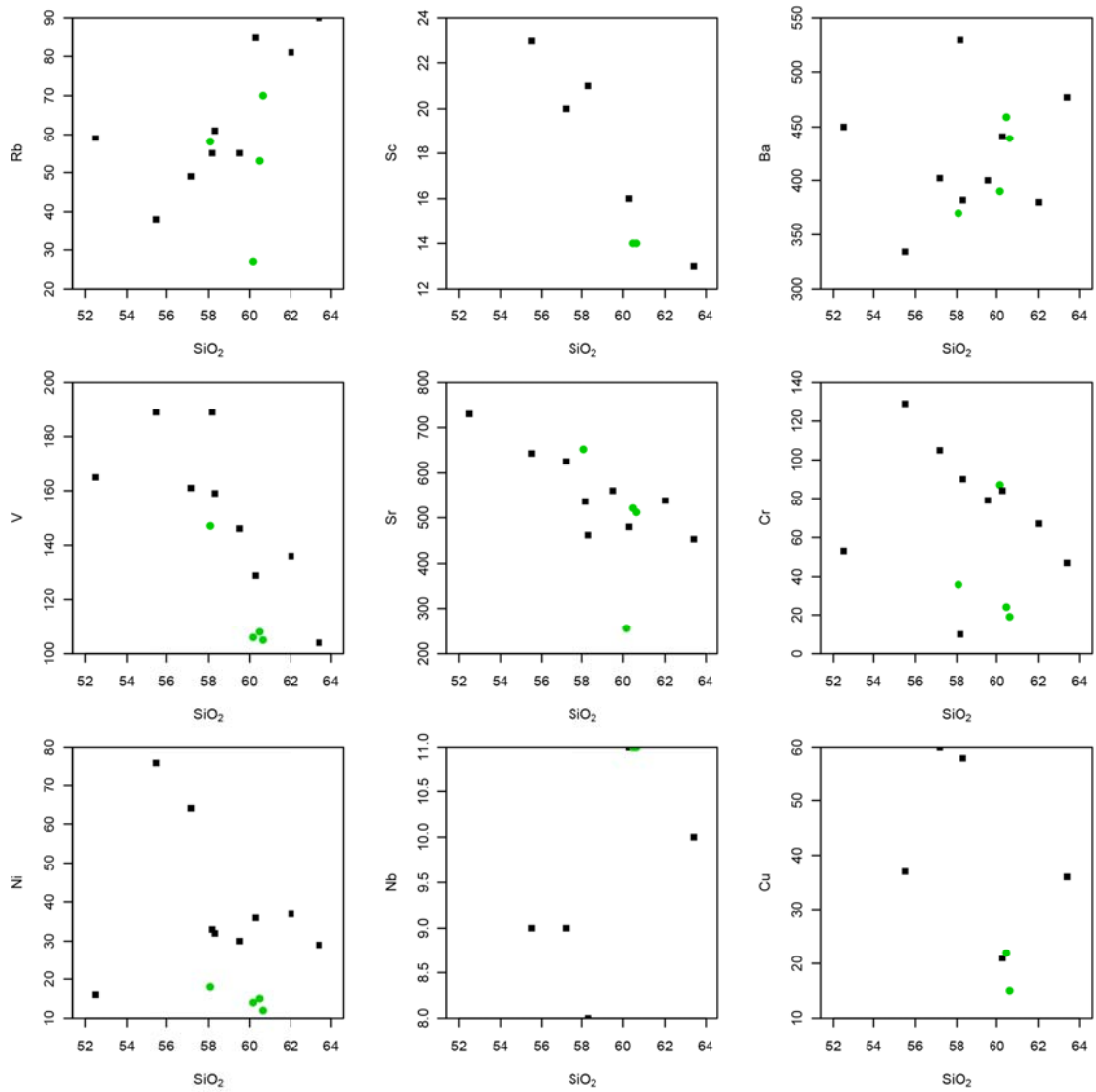


Figura 4.10: Diagrama de variación para elementos trazas.

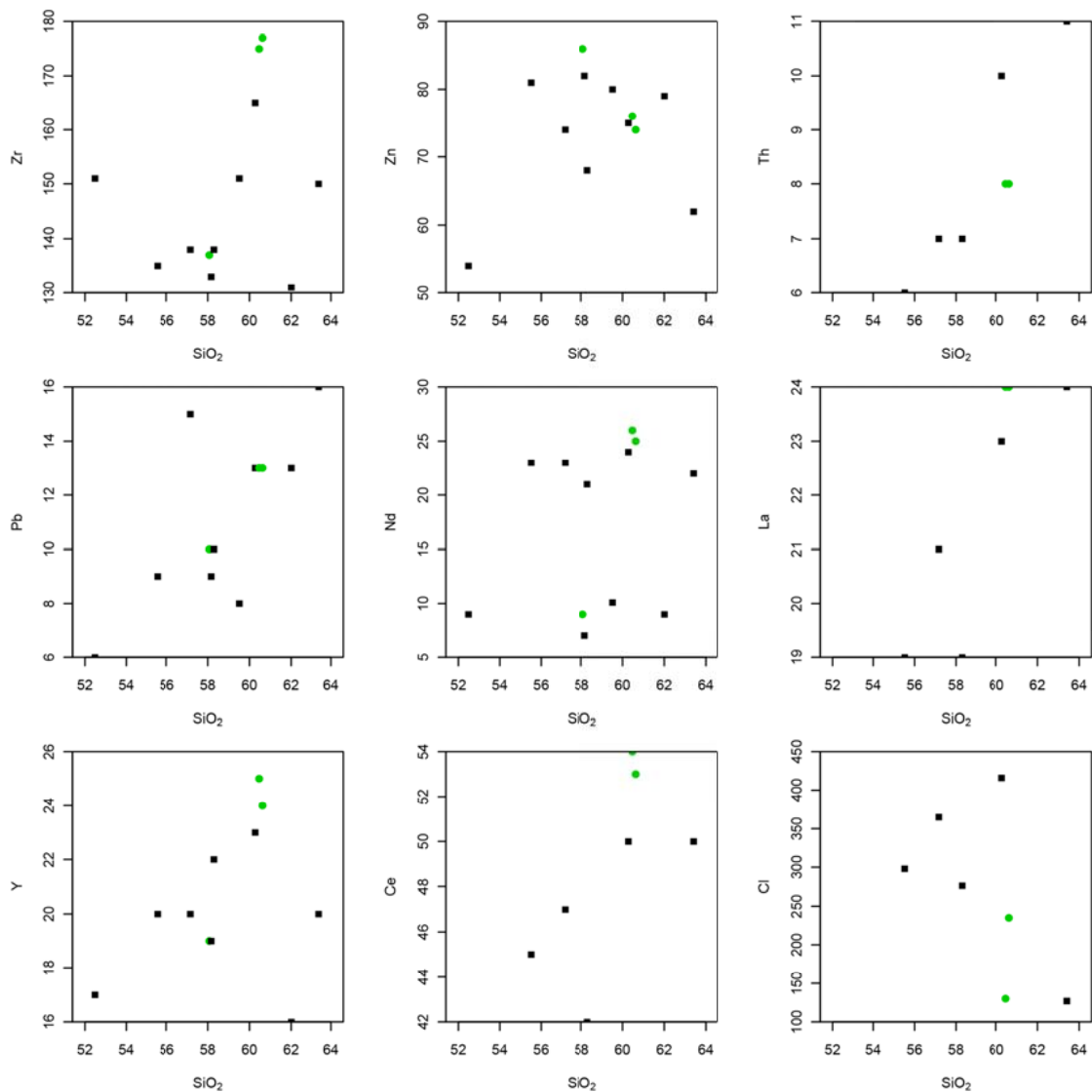


Figura 4.11: Diagrama de variación para elementos trazas.

#### 4.4 Petrografía macroscópica

De un total de 9 muestras recogidas en terreno, se seleccionan 5, las cuales son descritas a continuación.

Las 2 muestras de la colada de lava Negrillares son de color gris oscuro y textura porfírica, pudiéndose reconocer a simple vista pequeños cristales de plagioclasas que no superan los 2 mm, los que en general son subhedrales, además se observan piroxenos subhedrales a anhedrales, con tamaños de hasta 1.5 mm, también algunos anfíboles subhedrales a anhedrales no mayores a 1 mm. Las muestras son



hipocristalinas, con estructura homogénea, fábrica isótropa y tamaño relativo de los cristales equigranular, presentando vesicularidad en un rango de 5 a 10% y no superan 1 mm, sin una dirección de flujo aparente. Estas rocas se clasifican como andesitas de piroxeno (Figura 4.12).

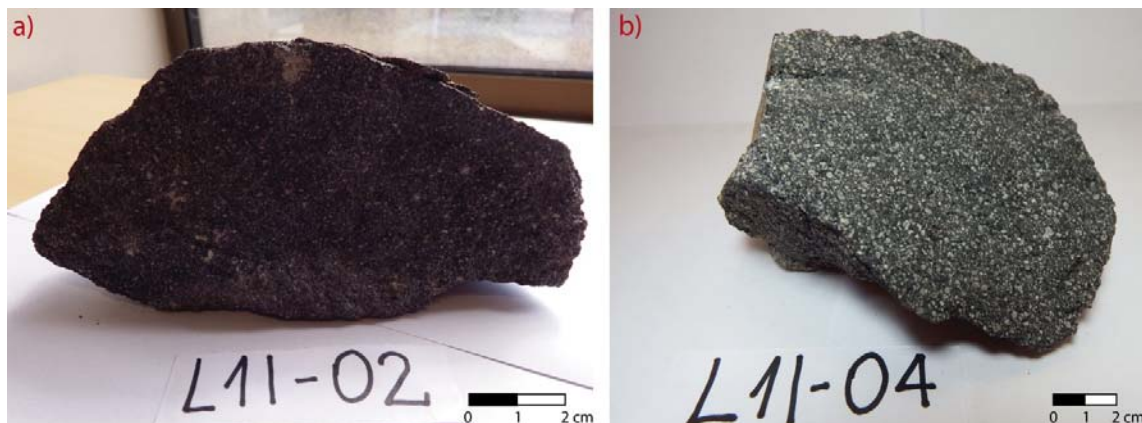


Figura 4.12: Muestras de mano de la colada de lavas Negrillares, ambas andesitas de piroxeno.

Las 2 muestras de la colada de lava del Cono Occidental presenta enclaves máficos afaníticos de hasta 6 cm con vesículas que alcanzan los 2 mm. Estas rocas son de color gris claro y textura porfírica con gran cantidad de fenocristales de plagioclasas subhedrales de no más de 2 mm, representando alrededor de un 30% de la roca. Además se logran diferenciar algunos anfíboles subhedrales a anhedrales, de hasta 1.5 mm, y en menor cantidad piroxenos anhedrales. Las muestras son hipocristalinas, fábrica isótropa, con tamaño relativo de los cristales equigranular. Se observan muy pocas vesículas, alargadas, que no superan el milímetro, presencia de magnetismo. Las muestras son clasificadas como andesita de anfíbol (Figura 4.13).

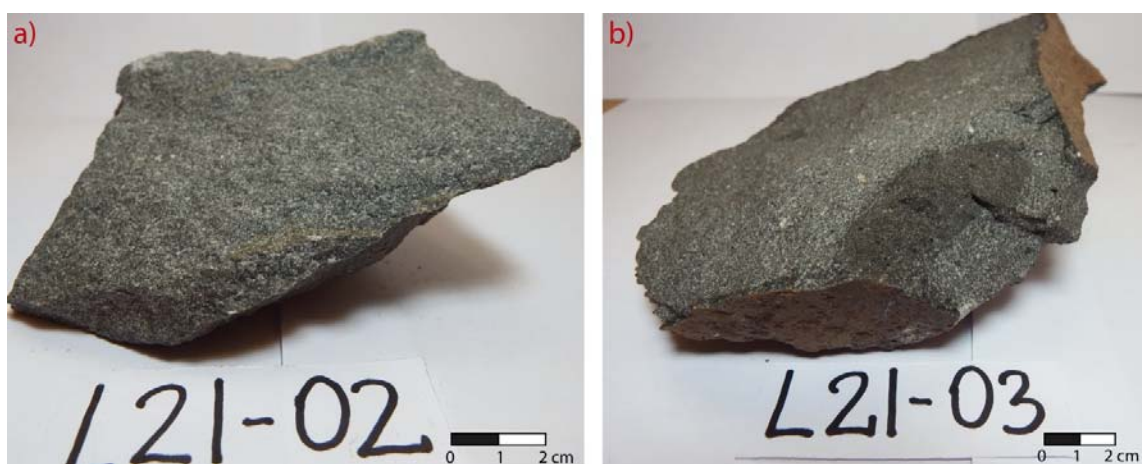


Figura 4.13: Muestras de mano de la coladas de lavas del cono occidental, a) correspondiente a muestra de la lava "Capricornio", b) muestra de la colada de lavas "Serpiente" con enclave andesítico de 6 cm.

La muestra de la colada de lava Tumbre-Talabre es de un color gris claro y textura porfírica. La masa fundamental representa alrededor de un 65% de la roca. Se diferencian plagioclasas subhedrales de hasta 2 mm y anfíboles también subhedrales,

que alcanzan los 4 mm, en una menor cantidad se divisan algunos pequeños piroxenos anhedrales, color marrón verdoso a negro, de hasta 0.5 mm. La muestra es homogénea e hipocristalina con un tamaño relativo de cristales equigranular y fábrica isotrópica. Existe presencia de magnetismo y vesicularidad que representa menos de un 5% de la roca. La roca corresponde a una andesita de anfíbol (Figura 4.14).



Figura 4.14: Muestra de mano de la colada de lavas Tumbre-Talabre, correspondiente a una andesita de anfíbol.

#### 4.5 Petrografía microscópica

Las muestras analizadas macroscópicamente son descritas microscópicamente, donde arbitrariamente se realizó una división en virtud del tamaño de los cristales, diferenciándose dos familias: fenocristales y microfenocristales (mayores a 1 mm y 0.1 mm, respectivamente) y microlitos (menores a 0.1 mm).

Las muestras de la colada de lavas Negrillares presentan textura porfírica, con fenocristales de plagioclasas y anfíboles que poseen zonación, también se reconocen poblaciones de fenocristales y microfenocristales de plagioclasas, anfíboles y piroxenos formando la textura glómero-porfírica y en algunos anfíboles se distinguen bordes de reacción. En la muestra L1102 (Figura 4.15 a) el total de masa fundamental y microlitos representa un 40% de la roca, donde los principales cristales observados son plagioclasas subhedrales, piroxenos anhedrales y minerales opacos con algunas caras cúbicas. Los feno y microfenocristales corresponden a un 52% de la roca, son principalmente plagioclasas subhedrales alteradas por arcillas, en general tienen un tamaño entre los 0.4 y 0.8 mm, pero hay cristales que alcanzan los 2 mm. Los cristales de piroxenos son subhedrales, forman asociaciones de clino y ortopiroxenos, en general el tamaño alcanzado rodea los 0.3 a 0.4 mm, pero algunos cristales alcanzan incluso los 1.5 mm. Los cristales opacos son subhedrales y con caras cúbicas con tamaños entre los 0.2 y 0.3 mm, también se advierte la presencia de vidrio intersticial en algunos sectores de la roca. Además se logran distinguir anfíboles subhedrales a anhedrales, en general de 0.5 mm. La vesicularidad es muy escasa (alrededor del 8%) y no se observa una orientación determinada.

En la muestra L1104 (Figura 4.15 b), también de la colada de lavas Negrillares, presenta las mismas texturas que la muestra L1102, pero además se observa la textura sieve, algunos bordes de reabsorción y textura intrafasiculada en plagioclasas. La masa fundamental y los microlitos representan el 40% de la roca, distinguiendo plagioclasas subhedrales, piroxenos anhedrales y algunos minerales opacos anhedrales con caras semi-redondeadas; todos estos cristales no presentan una dirección preferencial. Los feno y microfenocristales representan un 52% de la roca, principalmente son plagioclasas tabulares, subhedrales, alteradas por arcillas, con una concentración de tamaños entre los 0.2 y 0.6 mm. También se distinguen piroxenos subhedrales, con rangos de tamaños de los 0.1 a 0.2 mm, pero algunos cristales alcanzan los 1.4 mm. Se aprecian algunos anfíboles en una muy baja cantidad, son subhedrales a anhedrales con alto grado de fracturación, sus tamaños varían entre los 0.1 y 0.2 mm y pueden alcanzar tamaños de hasta 1.6 mm. Se observan algunas vesículas alargadas (alrededor del 8% de la roca).

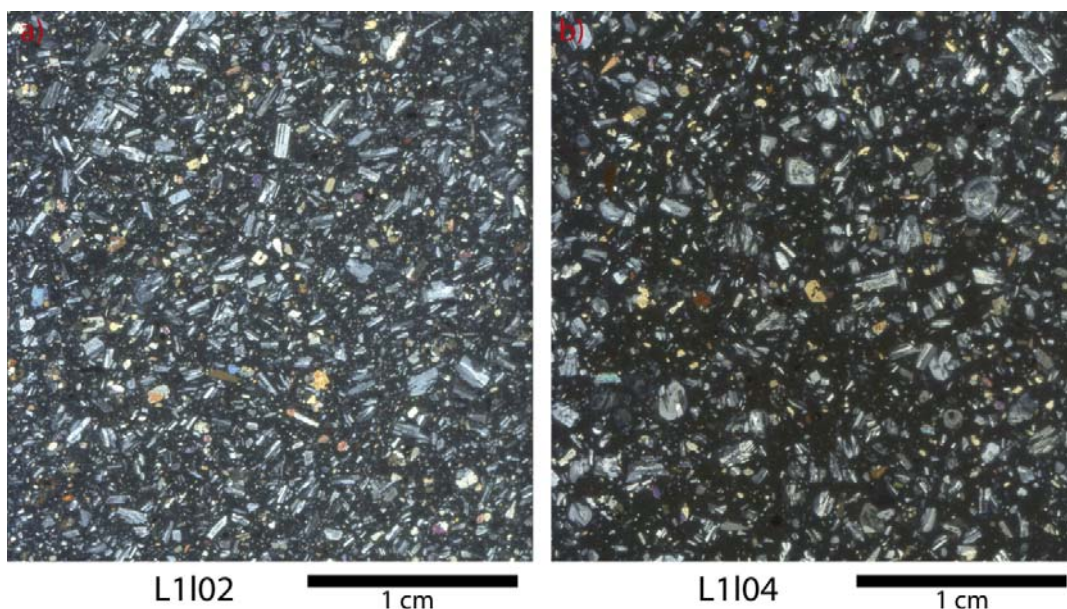


Figura 4.15: Corte transparente en nicoles cruzados de muestras de la colada de lavas Negrillares. Alta cantidad de feno y microfenocristales de plagioclasas y piroxenos.

La colada de lava del Cono Occidental presenta textura porfírica, además se observa una dirección de flujo que se evidencia por fenocristales de plagioclasa orientados, lo que se traduce en una textura traquítica. En la masa fundamental es posible diferenciar microlitos de plagioclasas subhedrales, piroxenos anhedrales y minerales opacos con bordes subredondeados. Los feno y microfenocristales representan alrededor del 61% de la roca, hay una gran cantidad de plagioclasas con tamaños desde 0.1 hasta 1 mm, en su mayoría subhedrales, con alteración a arcillas y muchas fracturas; gran cantidad de estas muestran una clara zonación y forman una textura glómero-porfírica en conjunto a anfíboles y piroxenos. Los anfíboles aparecen subhedrales a anhedrales y su tamaño fluctúa entre los 0.2 y 0.9 mm. Los piroxenos mayoritariamente son subhedrales, existen asociaciones de clinopiroxeno y ortopiroxeno, con tamaños desde los 0.1 a los 0.6 mm.



Las lavas del Cono Occidental presentan una alta cantidad de enclaves con textura porfírica e intergranular, y alta presencia de cristales (alrededor del 59% de la roca entre feno y microfenocristales). Se observan cristales de plagioclasa subhedrales zonados, muy alterados por arcillas y algunos fracturados, los tamaños varían desde 0.1 a 0.9 mm. Se aprecia una alta cantidad de anfíboles con un hábito tabular, los que a simple vista se ven fibrosos, subhedrales a anhedrales, sus tamaños van desde 0.1 a 1 mm. En menor cantidad los fenocristales de piroxenos presentes muestran algunas caras basales irregulares, de subhedrales a anhedrales, en un rango de tamaños que va desde los 0.1 hasta los 0.6 mm. La masa fundamental está compuesta por microlitos de plagioclasas, piroxenos y de algunos minerales opacos subhedrales, subredondeados y vidrio. Además se reconocen vesículas no orientadas con tamaños desde 0.1 a 0.9 mm, cercanas al 4% y vidrio intersticial menor al 1% en la roca.

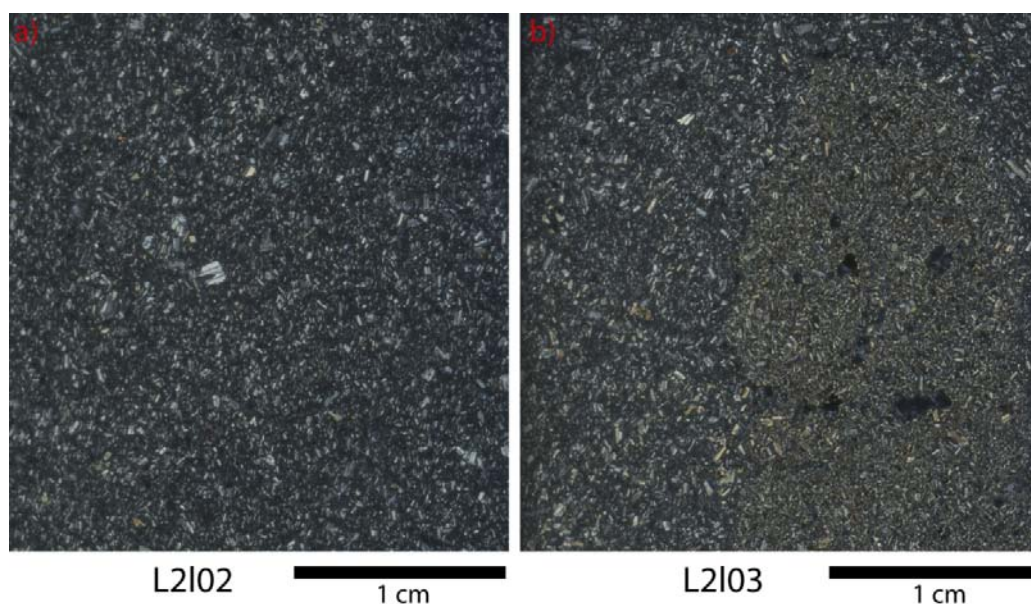


Figura 4.16 : Cortes transparentes de las muestras de las coladas de lavas del cono occidental, a) correspondiente a muestra de la lava “Capricornio”, b) muestra de la colada de lavas “Serpiente” con enclave andesítico (extremo derecho de la figura).

En la colada de lavas Tumbre-Talabre se reconoce la textura porfírica y la textura glómero-porfírica por agrupaciones de plagioclasas, anfíboles y piroxenos. La masa fundamental corresponde al 34% de la roca y presenta microlitos de plagioclasas y piroxenos. Los fenocristales de plagioclasas muestran zonación y textura sieve. Son principalmente subhedrales, poco fracturadas y con leve alteración, con rangos de tamaños desde 0.1 a 1 mm. Algunos fenocristales de anfíbol presentan bordes de rompimiento y zonación, en general son subhedrales con caras basales muy regulares, sus tamaños fluctúan desde los 0.1 a 0.9 mm. Respecto a los piroxenos, se presentan como asociaciones de clinopiroxenos y ortopiroxenos, anhedrales, con tamaños de 0.2 a 0.7 mm. Existe presencia de enclaves andesíticos con fenocristales de plagioclasa y vidrio intersticial. La vesicularidad no es mayor al 10% de la roca, las vesículas son muy pequeñas donde sólo algunas alcanzan 1 mm de tamaño y no presentan alguna dirección preferente.

Los porcentajes de cada mineral en la roca se analizan en el apartado 6.3.

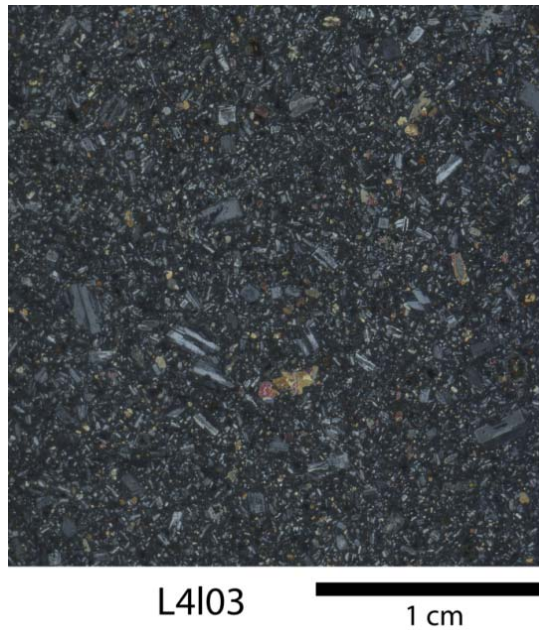


Figura 4.17: Corte transparente en nicoles cruzados de la muestra de la colada de lavas Tumbre-Talabre, correspondiente a una andesita de anfíbol.

#### 4.6 Análisis SEM

En las muestras de erupciones efusivas del volcán Láscar, se aprecia una uniformidad en la vesicularidad y cristalinidad. Las texturas presentes son las ya mencionadas en el apartado 4.5 de petrografía microscópica, las que se pueden observar en la Figura 4.18. La textura porfírica destaca por la presencia de grandes fenocristales en una masa fundamental afanítica, en las que se logra divisar microlitos de plagioclasa principalmente, además se observan agrupaciones minerales lo que se traduce en una textura glómero-porfírica, entre las texturas de desequilibrio se reconocen zonaciones en las plagioclasas y anfíboles, además de bordes de reabsorción en piroxenos y bordes de rompimiento en anfíboles.

La vesicularidad es baja con un rango de 4 a 9% de la roca, siendo la Unidad 3 la que alcanza el máximo y la Unidad 2 el mínimo, mientras que la Unidad 1 presenta una vesicularidad cercana al 8%. En general las vesículas son ovaladas y menores a 1 mm.

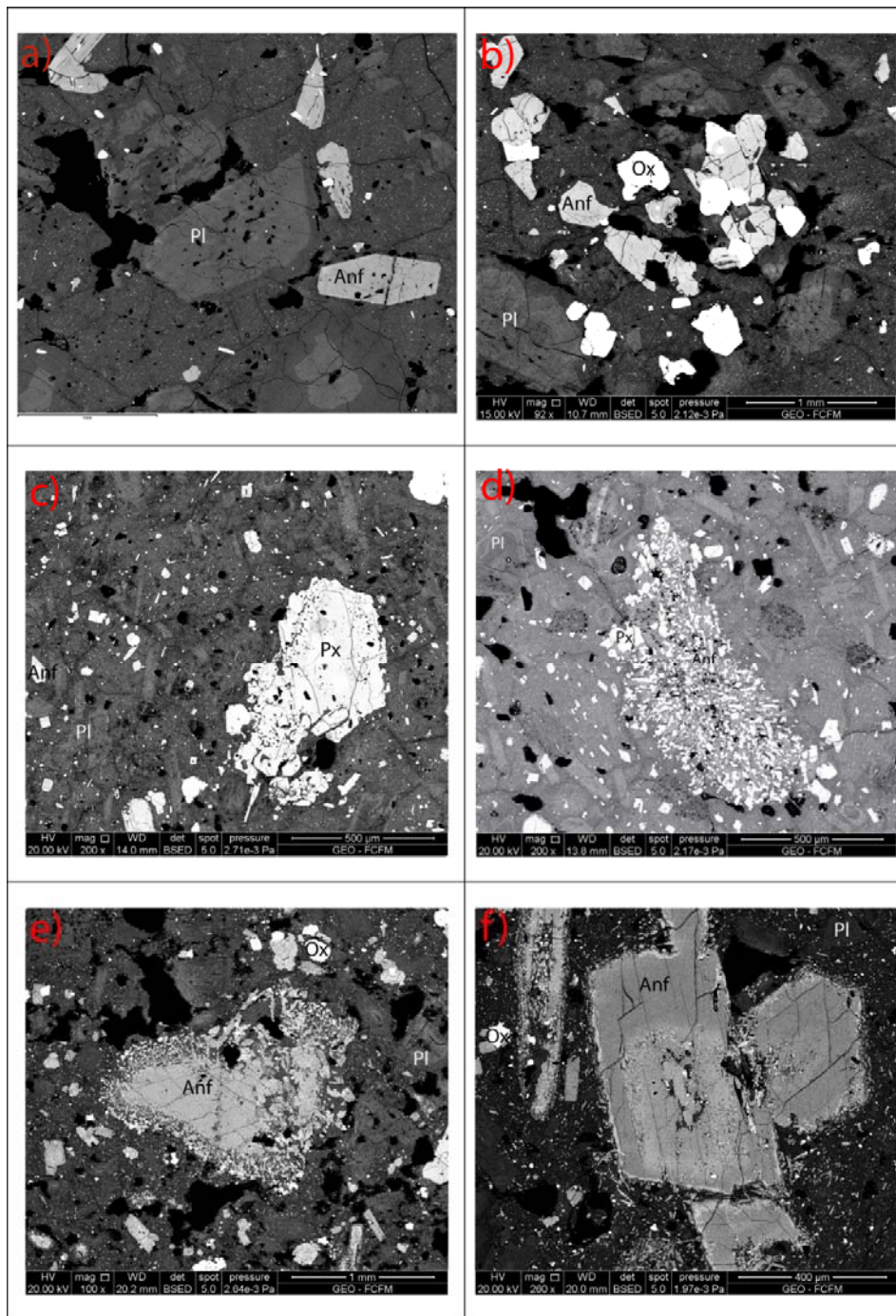


Figura 4.18: Imágenes obtenidas en el SEM, para las muestras de lava. a) y b) corresponden a muestras de la colada de lavas Negrillares, en a) se observan plagioclasas con textura sieve y anfíboles euhedrales, en b) se observa una concentración de anfíboles, óxidos de hierro y plagioclasas (textura glómero-porfírica). c) y d) corresponden a muestras de la colada de lavas del cono Occidental, en c) se observan bordes de reabsorción en piroxeno, en d) un anfíbol ya totalmente descompuesto. Las imágenes e) y f) corresponden a muestras de la colada de lavas Tumbre-Talabre, en ambas se observan anfíboles con bordes de rompimiento, además en f) se percata zonación en el anfíbol.

Mediante los resultados de química de algunos cristales obtenidos con el detector *Back-scatter*, se realizan estudios en las plagioclasas para calcular el valor de la saturación de agua mediante el higrómetro/termómetro propuesto por Lange *et al.*

(2009) (Tabla 4.1). Las muestras correspondientes a la Unidad 2 presentan una mayor saturación en agua, pero es muy similar en cada unidad.

Tabla 4.1: Saturación de agua en las plagioclasas de las muestras de lavas del volcán Láscar.

Muestra	Saturación de H <sub>2</sub> O (wt%) en plagioclasas de las lavas
L1I	5,47
L2I	6,53
L4I	5,60

La zonación en plagioclasas en general es inversa, variando desde An<sub>40-50</sub> en el centro del cristal, hasta An<sub>50-70</sub> en los bordes. En algunos casos, la parte externa del cristal vuelve a tener un contenido muy similar al inicial de anortita, en la Figura 4.19 se aprecia este comportamiento, donde sólo una plagioclasa presenta zonación inversa. En la Figura 4.20 se observan las zonaciones en plagioclasas con la variación de contenido de anortita desde el centro hasta el borde externo del cristal, para los casos donde se observa más de una banda de zonación. Si bien no se aprecia un comportamiento similar en todos los gráficos, en el mayor de los casos el contenido de anortita aumenta en el borde exterior del cristal respecto al núcleo.

### Contenido de anortita en plagioclasas

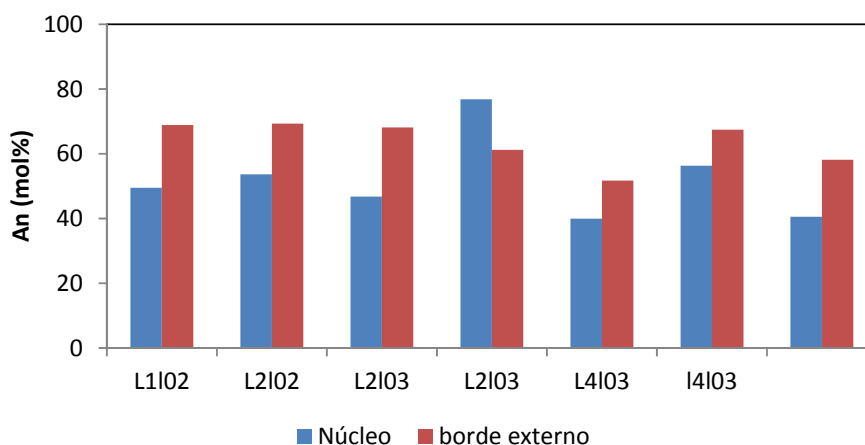
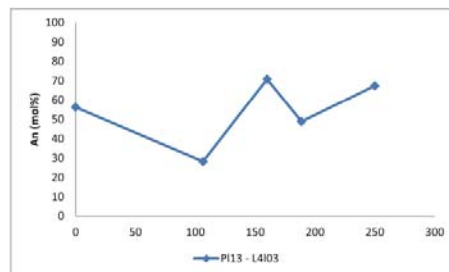
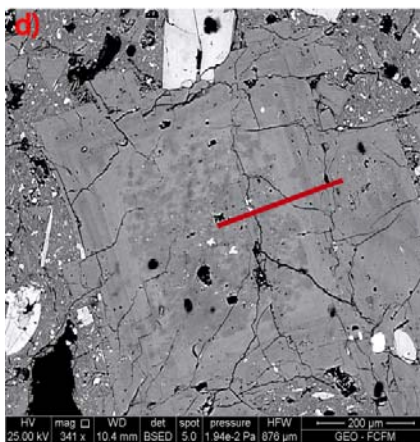
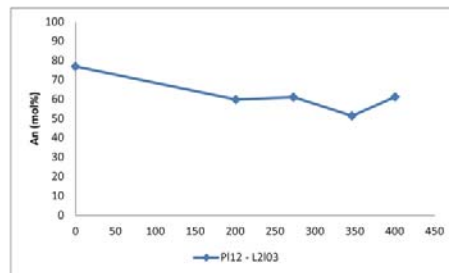
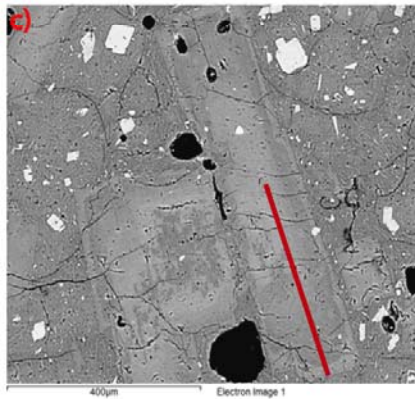
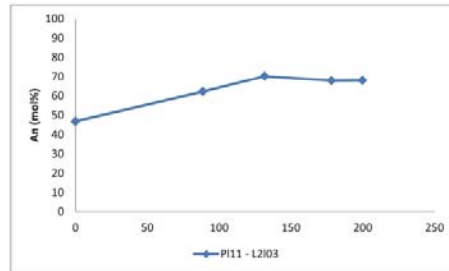
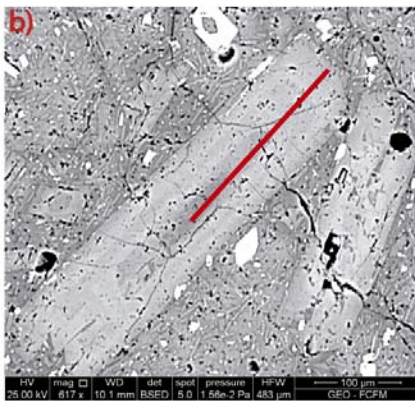
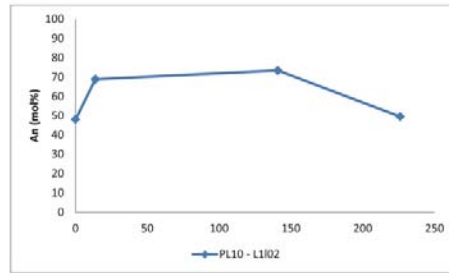


Figura 4.19: Zonación en plagioclasas de las muestras de lavas del volcán, en el núcleo y el borde externo del cristal, en general se observa una zonación inversa.







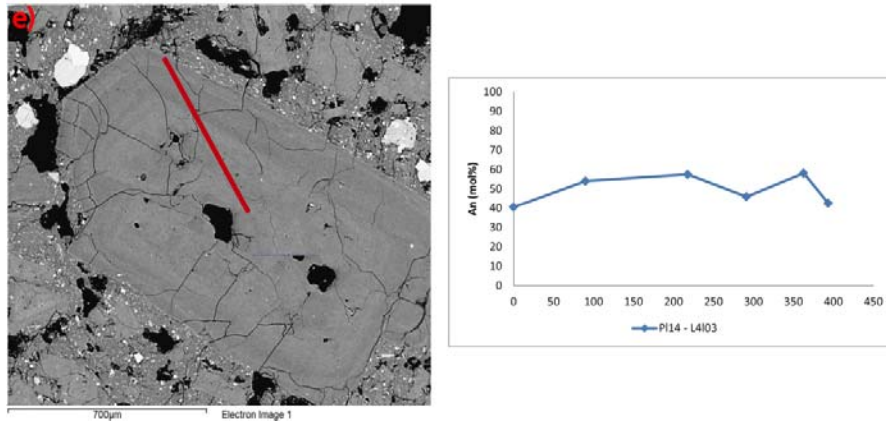


Figura 4.20: Variación en el contenido de anortita desde el centro del fenocristal de plagioclasa zonada, hasta su borde externo, a) corresponde a una plagioclasa de la lava Negrillares. b) y c) corresponden a plagioclasas de las coladas de lavas del Cono Occidental, no se observa comportamiento similar entre ellas. d) y f) corresponden a plagioclasas zonadas de la colada de lavas Tumbre-Talabre.

Algunos fenocristales de anfíboles también presentan zonaciones, debido a la complejidad de encontrar la fórmula estructural de estos minerales, sin tener su contenido exacto de agua. Se opta por analizar las variaciones de CaO, MgO y FeO en el núcleo y en el borde del cristal zonado. En el caso del CaO, este se mantiene constante en el cristal, sin embargo el contenido de MgO aumenta y en el contenido de Feo existe disminución (Figura 4.21).

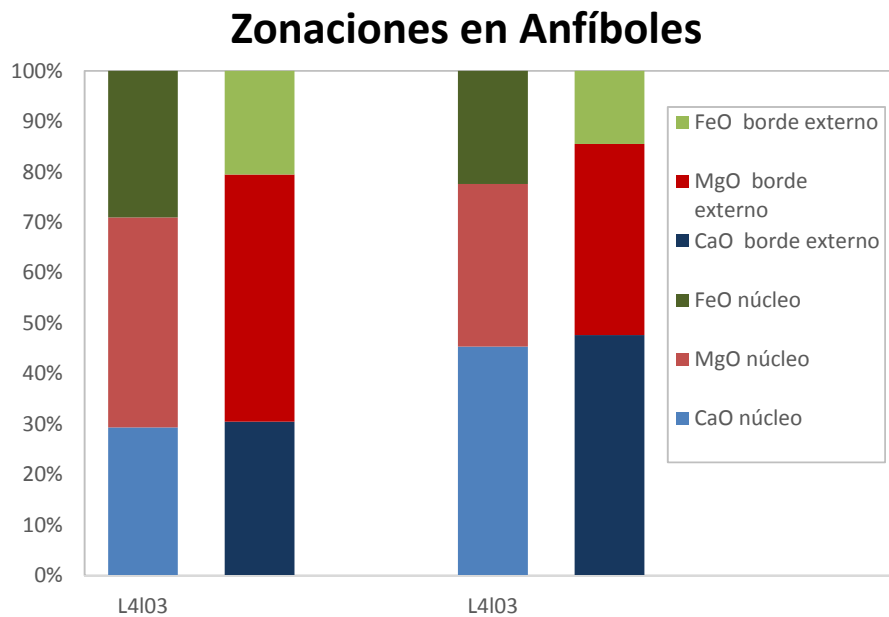


Figura 4.21: Zonación en anfíboles en muestras de la colada de lava Tumbre-Talabre. El contenido de calcio se mantiene casi fijo, aumenta el contenido de magnesio y disminuye el de hierro.

## CAPÍTULO 5 CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS

### 5.1 Introducción

Los flujos piroclásticos estudiados en el volcán Láscar corresponden a los generados en las Unidades 2, 3 y 4. En específico: el depósito piroclástico de flujo Sóncor, el depósito de escoria Tumbre y los depósitos de la erupción sub-Pliniana de Abril de 1993, respectivamente (Figura 3.2).

El depósito de la ignimbrita Sóncor muestra una amplia distribución, rellenando quebradas y cubriendo la topografía, se extiende principalmente hacia el oeste del volcán, alcanzando 27 km de largo. Los afloramientos son muy visibles en el camino a este, a unos 8 km del centro eruptivo. Se observan depósitos de ceniza, pómez blancas (y algunas con tonos rosados) mal seleccionadas y líticas no soldadas (Figura 5.1). Se reconocen pipas de desgasificación y gradaciones inversas en algunos niveles más basales, en general rica en pómez, clastosoportada, con una matriz de ceniza fina no consolidada.



Figura 5.1: Afloramientos en terreno de la ignimbrita Sóncor a 8 kms al noroeste del centro eruptivo.

El depósito de flujo de escorias Tumbre se reconoce en diversos sectores del volcán, formando una capa que se extiende desde el sur al suroeste, oeste y noroeste. En el sector noroeste se observa justo bajo el depósito de lavas Tumbre-Talabre (Figura 5.2 a y b). Consiste en escorias andesíticas que se observan de color rojizo a gris oscuro, no soldadas, en algunos casos hay presencia de pómez bandeadas.

El depósito piroclástico de la erupción subpliniana de abril de 1993 se observa justo sobre la lava Tumbre-Talabre, inicialmente canalizado por los leveés de la colada de lavas, hasta que en ciertos puntos se descanaliza y escapa, alcanzando puntos de alta pendiente para depositarse con forma de abanicos (Figura 5.2 b y c). Consiste en pómez en general bandeadas, de grano grueso y muy poca matriz, el tamaño de grano disminuye hacia la base del depósito (Figura 5.2 d).

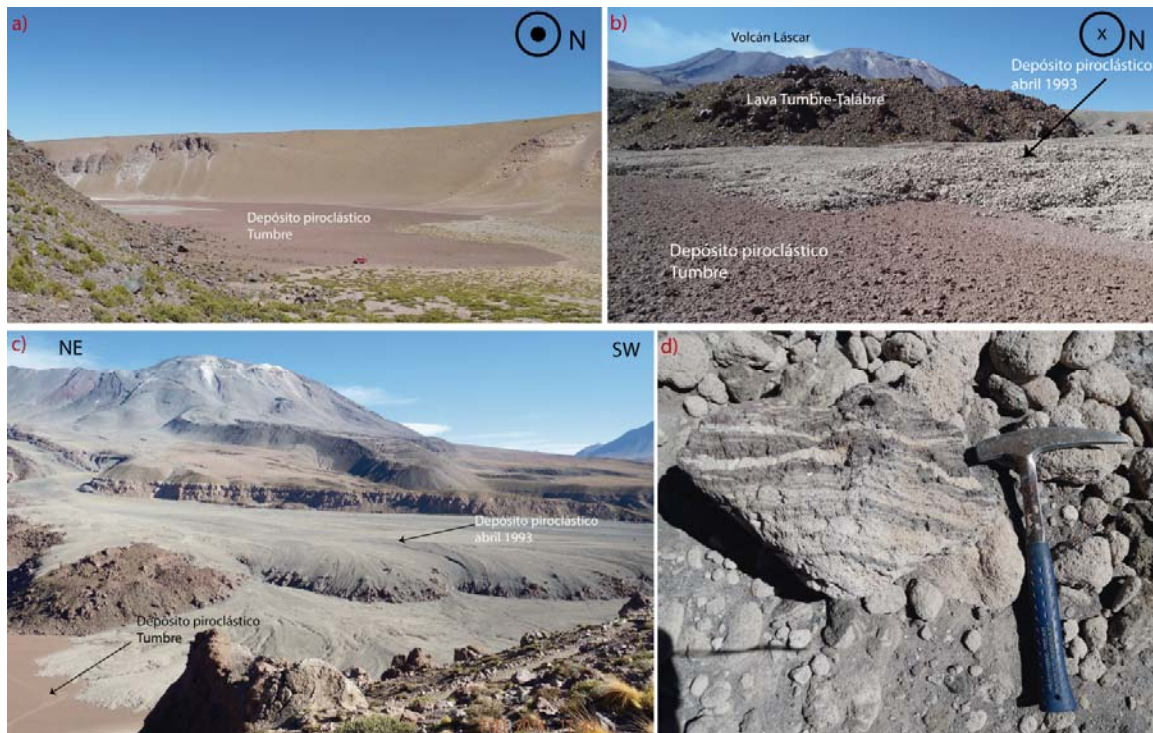


Figura 5.2: Depósitos piroclásticos Tumbre y Abril 1993. a) Corresponde al extremo norte del depósito Tumbre, con su característico color rojizo, en b) se observa el encuentro entre la colada de lavas Tumbre-Talabre y los depósitos Tumbre y Abril 1993, con el volcán Láscar de fondo, en c) se aprecia como el depósito piroclástico de abril de 1993 se descanaliza de los levés de la colada de lavas Tumbre-Talabre, en d) característico bandeamiento máfico en pómez del depósito piroclástico de abril de 1993.

## 5.2 Espesores y volúmenes de los depósitos

Los depósitos de piroclastos de la ignimbrita Sóncor tienen espesores variables, en las quebradas puede alcanzar hasta 100 m y en las mesetas menos de 1 m, según Calder *et al.* (2000), este flujo puede alcanzar volúmenes de  $0.06 \text{ km}^3$  *in situ*, sin embargo se estima que el volumen de los afloramientos de la ignimbrita corresponden a  $4.7 \text{ km}^3$  (Figura 5.3), no obstante se considera que este valor debería por lo menos ser el doble y que por efectos de erosión se habría perdido parte de la ignimbrita, por lo tanto al no considerar la erosión, se estima un volumen mínimo de  $10 \text{ km}^3$  (Gardeweg *et al.*, 1998; Calder *et al.*, 2000).

El depósito de flujo piroclástico Tumbre tiene espesores de 1 a 10 m, con una extensión de hasta 5 km, su volumen es inferior a  $1 \text{ km}^3$  (Gardeweg *et al.*, 2011), pudiéndose acotar entre los  $0.3$  y  $0.6 \text{ km}^3$  (Gardeweg *et al.*, 1998).

Los depósitos de flujo piroclástico de la erupción sub-Pliniana de Abril de 1993, alcanza espesores de 3 a 5 m, con extensiones de hasta 10 km, su volumen se estima cercano a  $0.1 \text{ km}^3$  (Gardeweg *et al.*, 2011), incluso se habla de valores cercanos a  $0.06 \text{ km}^3$  (Calder *et al.*, 2000) y  $0.04 \text{ km}^3$  (Déruelle *et al.*, 1996)

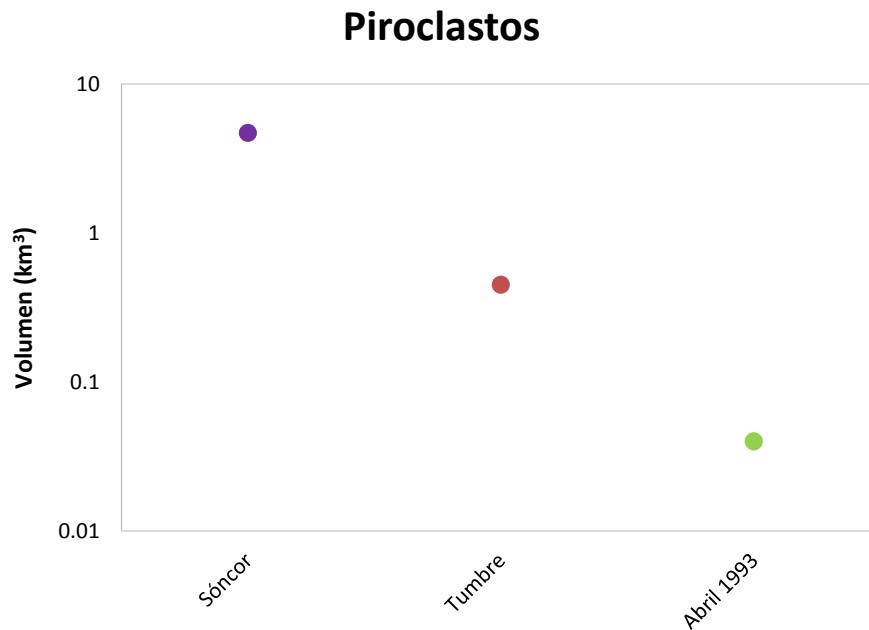


Figura 5.3: Volumen de cada depósito de flujo piroclástico estudiado, la ignimbrita Sóncor presenta una clara diferencia de volumen respecto a los depósitos Tumbre y Abril 1993.

### 5.3 Geoquímica

Al igual que para las lavas, se generan gráficos de análisis geoquímico para los piroclastos del volcán, en específico para la ignimbrita Sóncor, el depósito de escorias Tumbre y para el depósito generado en abril de 1993.

Según el diagrama TAS de Cox *et al.* (1979), (Figura 5.4), los piroclastos de Tumbre y la erupción del 1993 son principalmente andesíticos, en cambio, los piroclastos de la ignimbrita Sóncor tienen un rango composicional más amplio, desde andesita basáltica, hasta composiciones riolíticas. Los porcentajes de SiO<sub>2</sub> van desde 56.3% hasta 67.7%. Todas las muestras corresponden a rocas calco-alcalinas a calco-alcalinas ricas en potasio y metaluminosas.

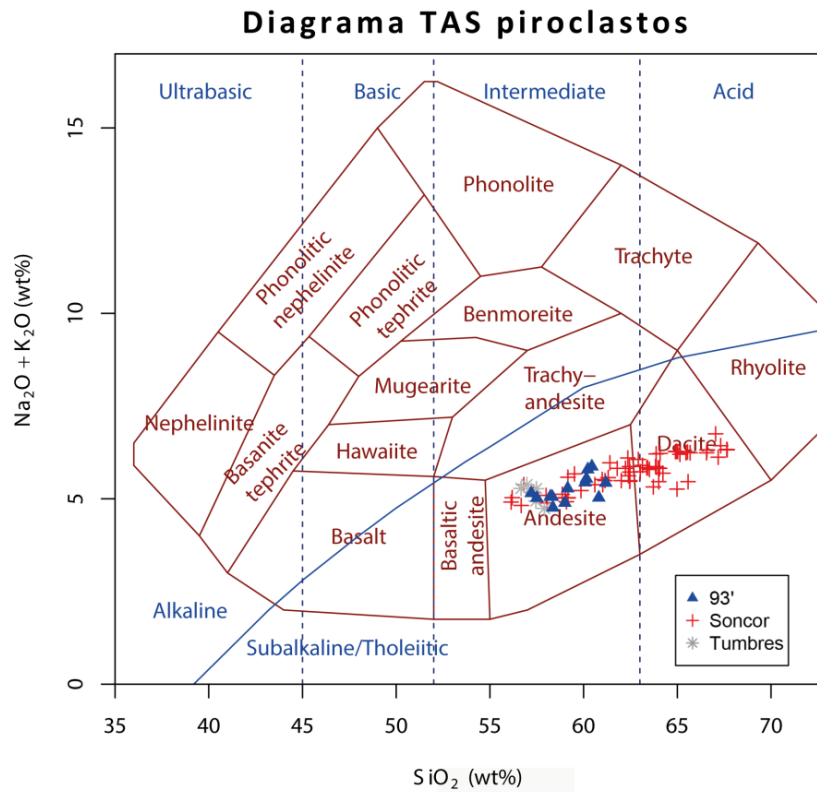


Figura 5.4: Diagrama TAS, según Cox *et al.* (1979).

Los depósitos piroclásticos muestran un decrecimiento de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$ , y un crecimiento de  $\text{K}_2\text{O}$  a medida que incrementa el  $\text{SiO}_2$ . Los contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{MnO}$  son muy variables y los contenidos de  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  presentan dispersión con una leve tendencia al decrecimiento (Figura 5.5). Es importante notar que el depósito Tumbres tiene un acotado rango de  $\text{SiO}_2$  (56-58%), algo similar ocurre con los depósitos de abril de 1993 (57-61%  $\text{SiO}_2$ ) a diferencia del amplio rango que muestra la ignimbrita Sóncor (56-68%  $\text{SiO}_2$ ).



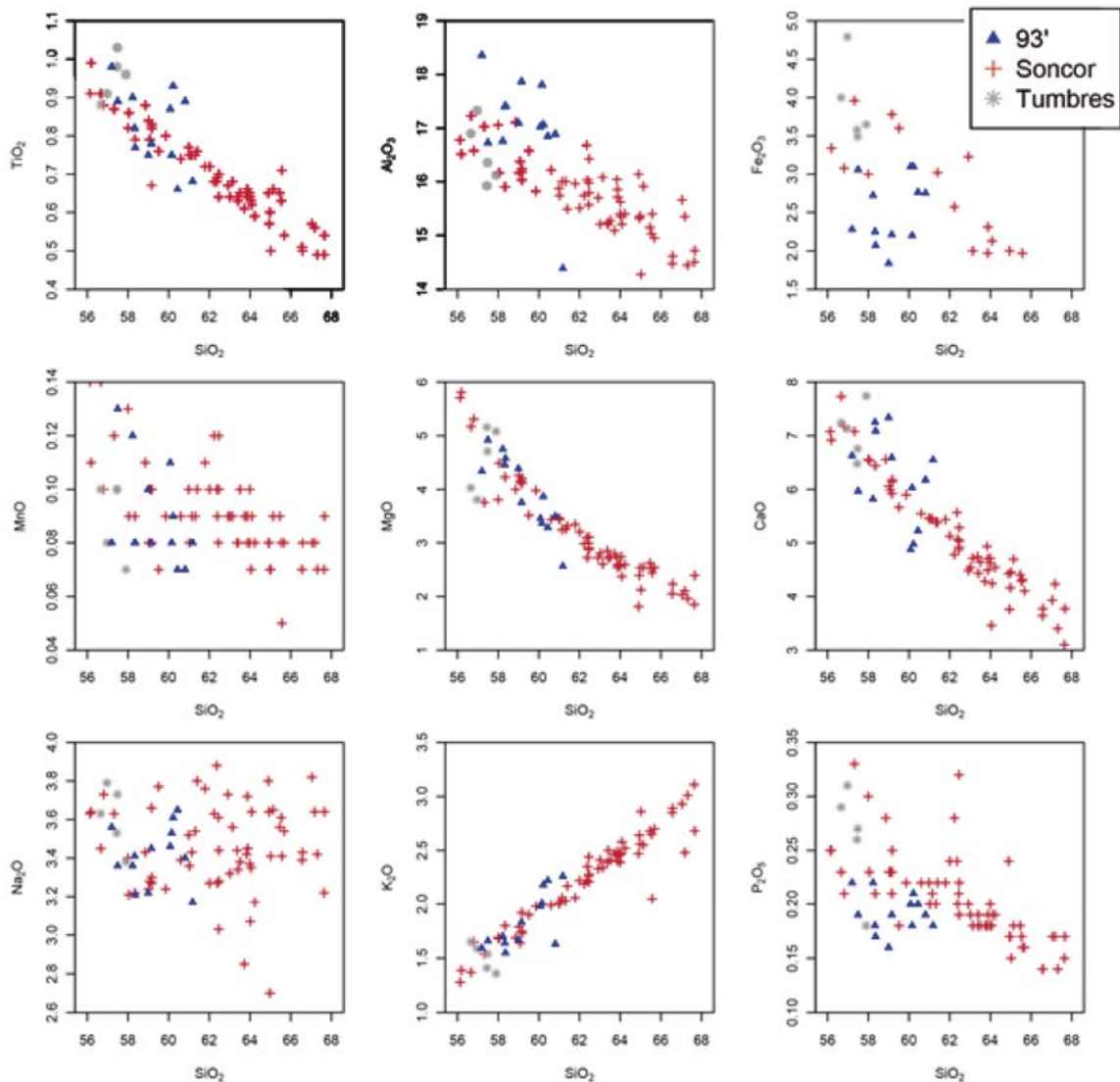


Figura 5.5: Diagrama de variación Harker para muestras de piroclastos.

Los elementos trazas son graficados versus  $\text{SiO}_2$  en la Figura 5.6 y Figura 5.7. El V, Sr, Cr, Zn muestran un notorio decrecimiento, en cambio, el Ni muestra un decrecimiento disperso respecto al  $\text{SiO}_2$ . En el Rb y el Ba se observa un claro crecimiento, a diferencia del Pb, donde el crecimiento es disperso respecto en función del crecimiento de  $\text{SiO}_2$ . Para el caso del Sc, Nb, Cu, Zr, Th, Nd, La, Y, Ce y Cl simplemente existe una amplia dispersión respecto al contenido de  $\text{SiO}_2$ . Se observan ciertos agrupamientos según la unidad del volcán, por ejemplo en el caso del Nd se observa una tendencia al crecimiento de las muestras de los depósitos de 1993, en cambio para Tumbre y Sóncor se observa dispersión. En el Cr se notan distintas pendientes en el crecimiento, donde la pendiente del depósito de 1993 es más brusco en su crecimiento y también las escorias de Tumbre.

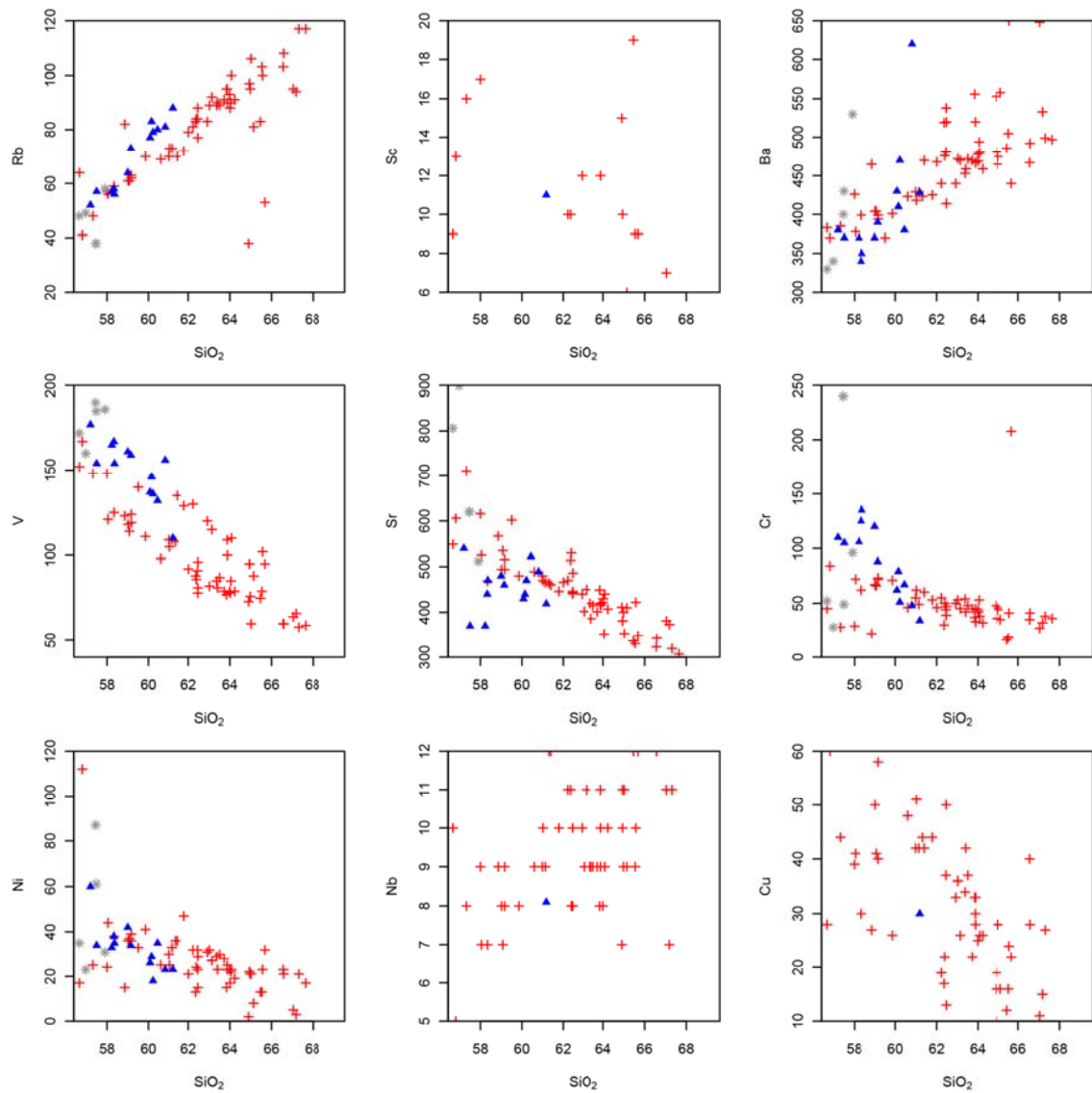


Figura 5.6: Diagrama de variación para elementos trazas de las muestras piroclásticas.

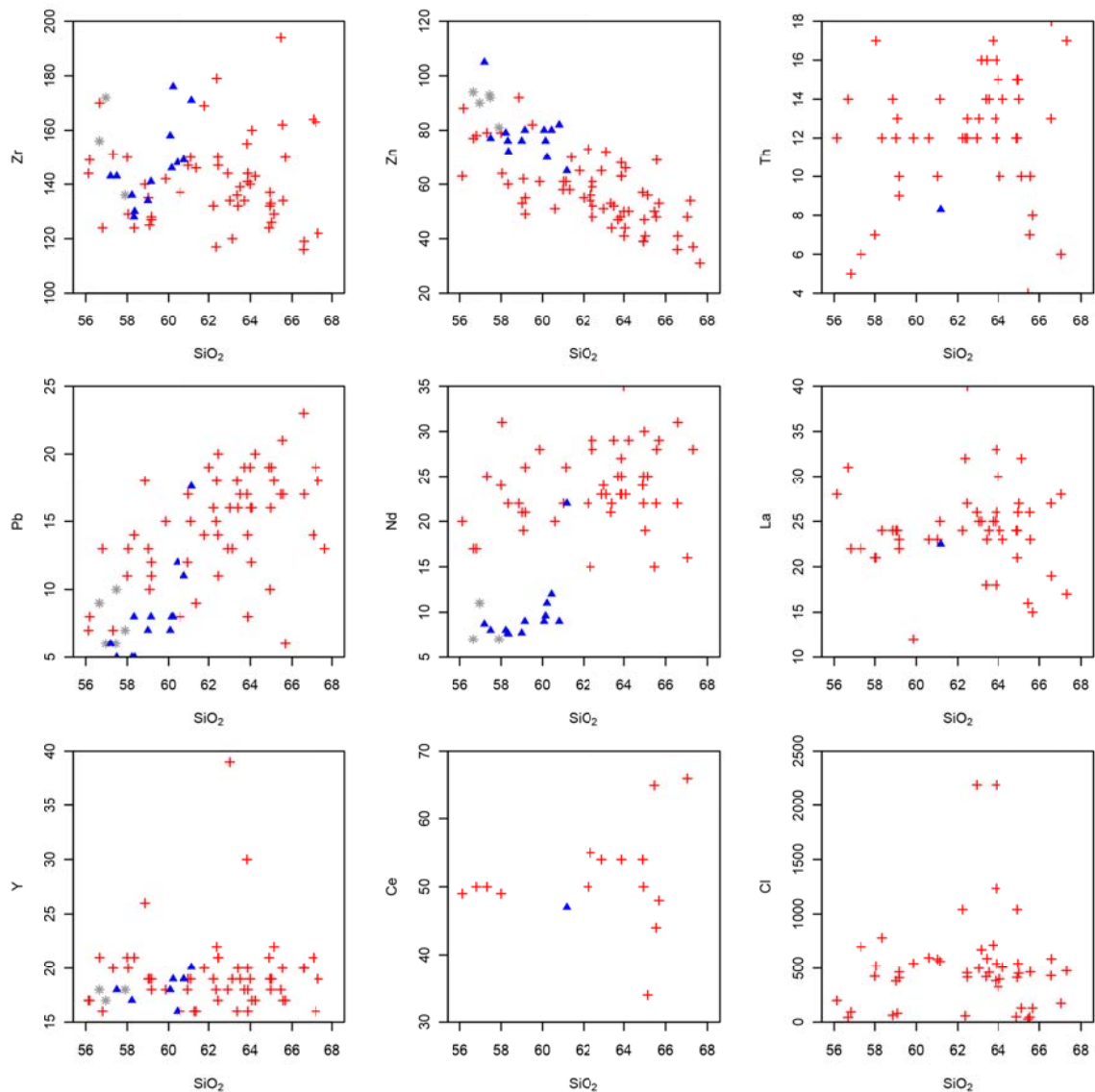


Figura 5.7: Diagrama de variación para elementos trazas de las muestras piroclásticas.

## 5.4 Petrografía macroscópica

Del depósito de piroclastos de flujo Sóncor se extraen dos muestras, las que corresponden a una pómez félsica de color gris claro a blanco y una poméz máfica gris oscura con bandeamiento félsico gris claro. La muestra félsica (Figura 5.8 a) está compuesta principalmente por una masa fundamental de juveniles tamaño ceniza fina y representa alrededor del 40% de la roca. Abundantes fenocristales de plagioclasas subhedrales y piroxenos anhedrales que no superan un tamaño de 1 mm. La vesicularidad es moderada, alrededor del 45% de la roca, donde las vesículas son alargadas e interconectadas entre ellas, de hasta 5 mm de largo.



La muestra máfica presenta menor proporción de masa fundamental juvenil, de alrededor del 35% de la roca (Figura 5.8 b), tamaño ceniza fina. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, además de una mayor cantidad de piroxenos anhedrales en relación a la muestra félsica (alrededor de un 5% más). Existe la presencia de bandeamiento curvo félsico, muy característico en este depósito. La vesicularidad es similar en cantidad a la muestra anterior, aunque son más pequeñas, sin superar 1 mm de largo, son alargadas y no se observan orientadas.

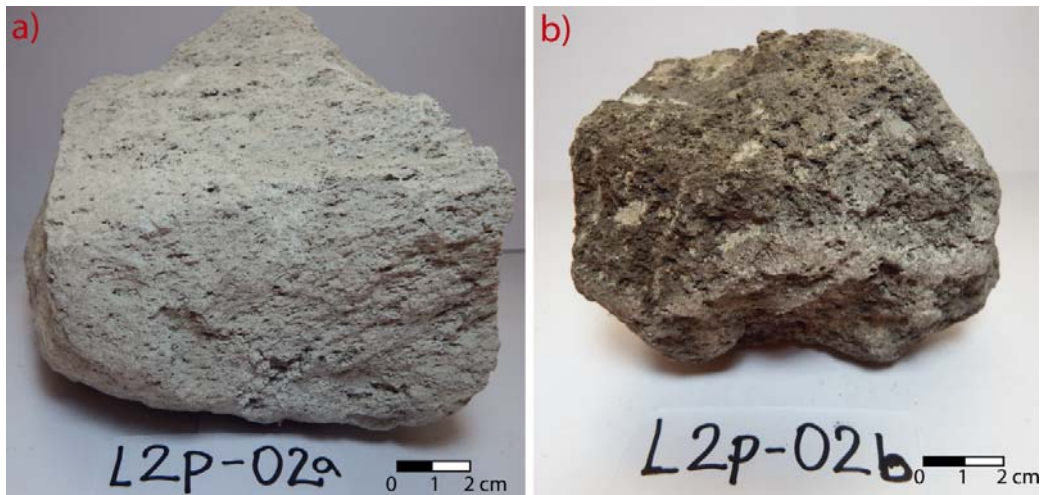


Figura 5.8: Muestra de mano de ignimbrita Sóncor, a) muestra félsica, b) muestra máfica con bandeamiento félsico.

La muestra del depósito de escoria Tumbre es gris oscura con pequeños bandeamientos félsicos gris claro (Figura 5.9), tiene una masa fundamental de juveniles tamaño ceniza, representando alrededor del 35% de la roca. Los fenocristales de plagioclasas son subhedrales de hasta 5 mm. Los fenocristales de piroxenos son subhedrales de grano fino. La vesicularidad es moderada, alrededor del 45% de la roca, las vesículas no se observan orientadas y tienen tamaños de hasta 1 cm.



Figura 5.9: Muestra de mano correspondiente al depósito de escorias Tumbre.

Las muestras del depósito de piroclastos del Abril de 1993, se caracterizan por ser pómez félsicas (Figura 5.10 b) que pueden presentar bandeamiento máfico, también se observan algunos fragmentos máficos con bandeamiento félsico (Figura 5.10 a), la masa fundamental de ambas muestras son juveniles tamaño ceniza, representando alrededor de un 40% de la roca. Los fenocristales de plagioclasas son subhedrales grano fino a medio de hasta 3 mm, y anfíboles subhedrales grano fino. Todos los cristales tienden a orientarse respecto a una dirección. Las vesículas se observan ovaladas y redondeadas, sin una dirección preferente, alcanzando hasta los 2 mm, en la muestra máfica la vesicularidad representa hasta un 50% de la roca, a diferencia de la muestra félsica, donde la vesicularidad alcanza un 40%, similar a lo que ocurre en las muestras de la ignimbrita Sóncor.

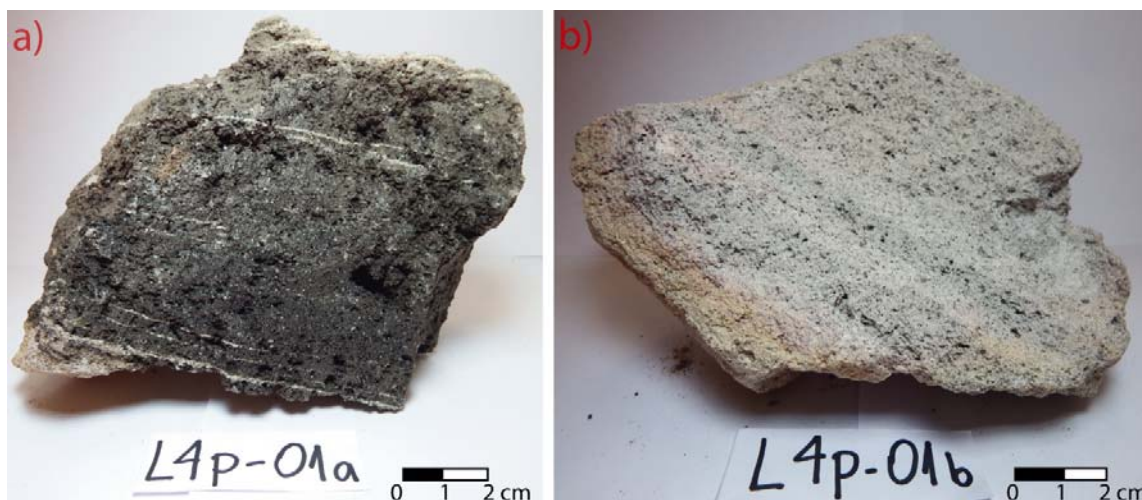


Figura 5.10: Muestras de mano del depósito de flujo piroclástico de abril de 1993, a) muestra máfica con bandeamiento félsico, b) muestra félsica con bandeamiento.

## 5.5 Petrografía microscópica

Las muestras del depósito de flujo Sóncor, de textura fragmentada, también reflejan texturas de desequilibrio, por ejemplo muchos fenocristales de anfíboles presentan bordes de rompimiento y piroxenos texturas de reabsorción, estos fenocristales al igual que los de plagioclasa también presentan zonaciones. Se observan cúmulos de fenocristales formando la textura glómero-porfírica.

La muestra félsica de la ignimbrita Sóncor (Figura 5.11 a) posee una masa fundamental compuesta principalmente por vidrio y microlitos de plagioclasas subhedrales y piroxenos anhedrales, esta masa fundamental representa el 40% de la roca. Los fenocristales de plagioclasas son subhedrales, la mayoría tiene tamaños de 0.4 a 1 mm, pero incluso pueden alcanzar tamaños de hasta 3 mm, en algunas ocasiones se logra reconocer la textura sieve. También se distinguen fenocristales de piroxenos subhedrales a anhedrales, presentes como asociaciones de ortopiroxenos y clinopiroxenos, la mayoría de la población tiene tamaños cercanos a los 0.3 mm, pero pueden llegar a medir 1.3 mm. Son reconocidos muy pocos fenocristales de anfíboles, en general subhedrales, con tamaños de alrededor de 0.3 mm, existe cuarzo masivo en la muestra, pero en un porcentaje menor al 1% de la roca. La vesicularidad alcanza el 44%, estas vesículas son ovaladas y alargadas, en algunos casos se encuentran

conectadas y no presentan una dirección preferencial, alcanzan tamaños de hasta 2 mm.

La muestra máfica de la ignimbrita Sóncor (Figura 5.11 b) tiene una masa fundamental que representa el 34% de la roca, constituida por vidrio y microlitos de plagioclasas, piroxenos y opacos. Los feno y microfenocristales presentes ocupan el 18% de la roca, principalmente son plagioclasas subhedrales, las están ligeramente alteradas y fracturadas, la mayoría de la población tiene tamaños en los rangos de 0.5 a 0.8 mm, pero logran alcanzar tamaños de hasta 2 mm. Los fenocristales de piroxeno son subhedrales a anhedrales, en general con tamaños de 0.3 a 0.7 mm. En menor proporción son observados fenocristales de anfíbol subhedral a euhedral, con cristales bien conservados y en algunos casos sólo unas pocas fracturas, presentan tamaños que oscilan entre los 0.4 y 0.8 mm. Las vesículas son redondeadas y ovaladas, algunas incluso están unidas entre sí, presentan un amplio espectro de tamaños que pueden ir desde los 0.05 mm hasta los 5 mm y representan el 48% de la roca.

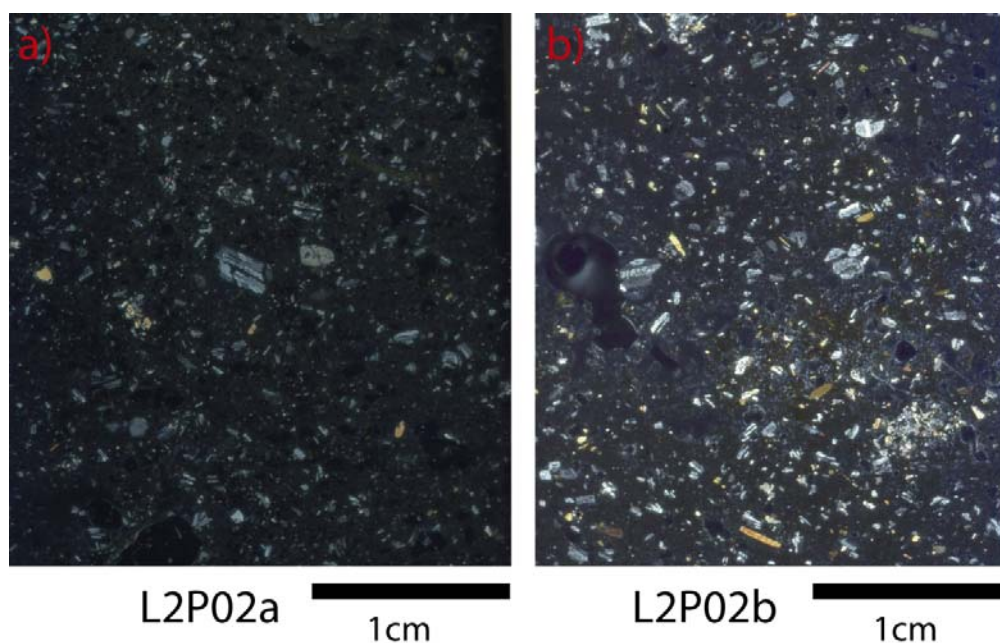


Figura 5.11: Cortes transparentes de la ignimbrita Sóncor en nicols cruzados, a) muestra félsica, b) muestra máfica con bandeamiento félsico.

La muestra correspondiente al depósito de escoria Tumbre (Figura 5.12) presenta textura fragmentada, además se observa textura sieve en fenocristales de plagioclasas y bordes de rompimiento en algunos fenocristales de anfíbol. La masa fundamental representa el 35% de la roca, compuesta principalmente por vidrio, en conjunto con microlitos de plagioclasa subhedrales, piroxenos anhedrales y opacos anhedrales. Los fenocristales de plagioclasas son subhedrales, tabulares, y presentan un grado intermedio de fracturamiento y leve alteración a arcillas, en general alcanzan tamaños entre 0.5 y 0.6 mm. Los fenocristales de piroxenos subhedrales a anhedrales, presentan amplios bordes de rompimiento, la mayoría de la población muestra tamaños entre 0.3 y 0.7 mm, pero pueden alcanzar tamaños de hasta 2.3 mm. Las vesículas son



alargadas, alcanzan hasta 5 mm de largo y muchas de ellas se encuentran interconectadas, representan el 47% de la roca.

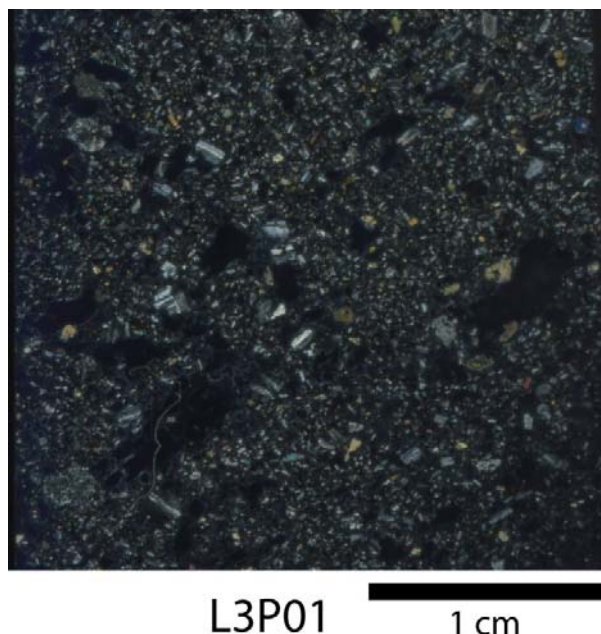


Figura 5.12: Corte transparente en nicóles cruzados del depósito de escorias Tumbre.

De las muestras del depósito de piroclastos de Abril de 1993, la muestra L4P01a (Figura 5.13 a) corresponde a una muestra máfica con bandeamiento félsico (Figura 5.10 a), la que presenta principalmente textura fragmentada, sin embargo es posible apreciar bordes de rompimiento en fenocristales de anfíbol, además de texturas sieve y zonación en las plagioclasas. Se observan cúmulos de cristales generando la textura glómero-porfírica. El 32% de la roca corresponde a masa fundamental definida por vidrio masivo, en conjunto a los microlitos de plagioclasas y piroxenos. Los fenocristales de plagioclasas subhedrales, generalmente, se encuentran en tamaños de 0.5 a 1.5 mm alcanzando tamaños incluso cercanos a los 3 mm, en cambio los fenocristales de piroxenos se observan más pequeños y en general anhedrales, comúnmente con tamaños entre 0.3 y 0.7 mm, y no mayores a 1.2 mm. En una proporción mucho menor, se observan anfíboles subhedrales con tamaños cercanos a los 0.5 mm. La vesicularidad es moderada, representando un 50% de la roca, con vesículas ovaladas, sin una dirección preferencial, algunas están conectadas entre sí, generando una forma alargada, sus tamaños son muy variables y pueden alcanzar los 2 mm.

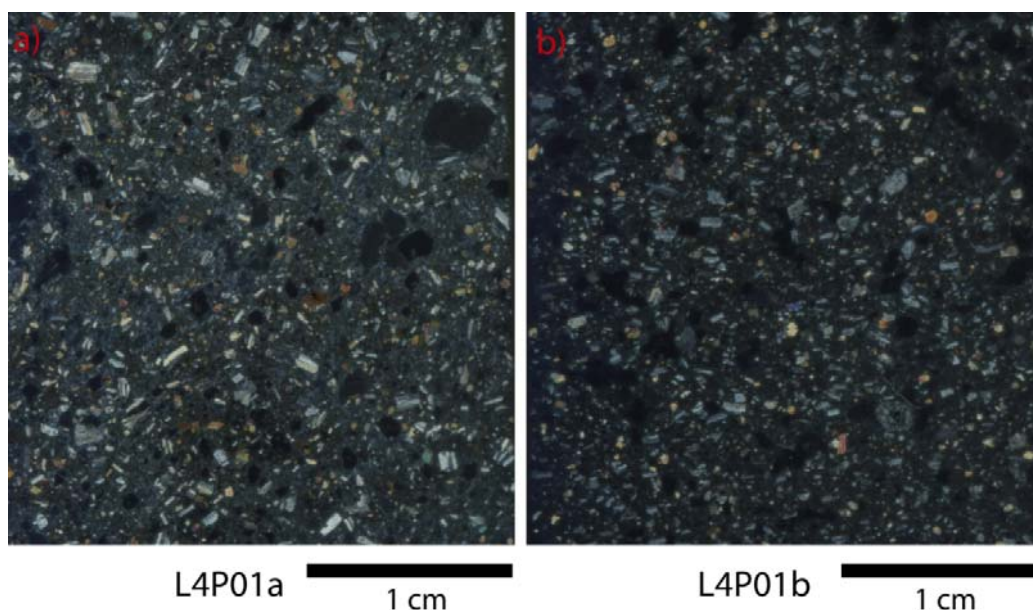


Figura 5.13: Corte transparente en nicols cruzados del flujo piroclástico de abril de 1993, a) muestra félsica con bandeamiento félsico, b) muestra félsica con bandeamiento.

La muestra félsica de este depósito (Figura 5.13 b), con textura fragmentada, también presenta bordes de reabsorción en algunos fenocristales de piroxenos, asimismo ciertos fenocristales de plagioclasas muestran textura sieve y zonación. La masa fundamental representa el 36% de la roca y consiste en vidrio, además de algunos microlitos de plagioclasas subhedrales, piroxenos anhedrales y minerales opacos anhedrales. De los fenocristales, la mayoría son plagioclasas subhedrales a anhedrales, poco fracturadas y levemente alteradas por arcillas, con tamaños entre 0.3 y 0.7 mm, llegando incluso a 2.7 mm, también se observan fenocristales de piroxenos subhedrales a anhedrales, también fracturados y algo alterados, presentes como asociaciones de ortopiroxenos y clinopiroxenos, la mayoría de la población tiene tamaños cercano a los 0.5 y 0.6 mm, pero pueden llegar a medir 1.5 mm. En los cristales existe una leve tendencia a disponerse horizontales respecto al corte transparente. La vesicularidad es moderada, sin una dirección preferencial, las vesículas son ovaladas y redondeadas, pueden alcanzar hasta 1.7 mm.

## 5.6 Análisis SEM

Las muestras de erupciones explosivas del volcán Láscar, presentan una alta vesicularidad respecto a las muestras de erupciones efusivas, manteniéndose en un rango moderado (41 a 50%), con uniformidad en la cristalinidad. Las texturas observadas se condicen con las estudiadas en microscopio (apartado 5.5), de las que destacan los bordes de reabsorción en fenocristales de piroxenos, bordes de rompimiento en algunos anfíboles y zonación en plagioclasas y piroxenos (Figura 5.14 y Figura 5.15).

Mediante las imágenes obtenidas del análisis SEM es posible realizar un mejor conteo de vesículas en cada muestra. Las rocas de la ignimbrita Sóncor tienen una vesicularidad de 44 y 48% (muestra félsica y máfica respectivamente). En el caso de la muestra de escoria Tumbre, la vesicularidad representa un 47% de la roca. En el depósito de flujo piroclástico de abril de 1993, la muestra máfica con bandas félsicas tiene un 50% de vesicularidad, en cambio, la muestra félsica posee un 41% de vesículas.

En base a las mediciones realizadas con el detector *Back-scatter*, incorporado en el SEM se obtiene un contenido aproximado de elementos en los distintos cristales, nuevamente con enfoque en las plagioclasas, para calcular su saturación de agua mediante el higrómetro/termómetro propuesto por Lange *et al.* (2009) (Tabla 5.1), además de estudiar las zonaciones observadas en éstas y en algunos fenocristales piroxenos (Figura 5.14).

**Tabla 5.1: Saturación de agua en las plagioclasas de las muestras piroclásticas del volcán Láscar, donde finalmente se promedian para cada unidad.**

Muestra	Saturación de H <sub>2</sub> O (wt%) en plagioclasas para piroclastos
L2Pa	5,77
L2Pb	7,70
L3P01	6,85
L4P01a	6,71
L4P01b	7,05

→

Muestra	Saturación de H <sub>2</sub> O (wt%) en plagioclasas para piroclastos
L2P	6,73
L3P	6,85
L4P	6,88

La zonación en los cristales de plagioclasas es muy variable. En las muestras correspondientes a la ignimbrita Sóncor, en general, se observa una zonación normal, donde los valores de anortita varían desde An<sub>63</sub> a An<sub>43</sub>, a menores valores de anortita que van de An<sub>41</sub> a An<sub>19</sub>. Las plagioclasas del depósito de escorias Tumbre, en general, presentan zonación inversa, donde los centros de los cristales tienen valores de anortita que varían desde An<sub>59</sub> a An<sub>36</sub> y en los bordes de los cristales los contenidos de anortita varían desde An<sub>54</sub> a An<sub>61</sub>. A diferencia de los depósitos piroclásticos ya mencionados, las plagioclasas del depósito de abril de 1993 presentan zonaciones normales e inversas, con valores variables bastantes variables de anortita (Figura 5.16).

Es posible observar también zonación en algunos fenocristales de piroxenos en los productos de erupciones explosivas de la Unidad 3 y 4 del volcán Láscar, como se observa en la Figura 5.17, donde los valores correspondientes a contenido de wollastonita se mantiene constante, pero el contenido de enstatita y ferrosilita varía, traduciéndose en un aumento de magnesio y disminución de hierro en los bordes externos del cristal, respecto a su núcleo; esto se observa por el aumento en el contenido de enstatita y la disminución en el contenido de ferrosilita.

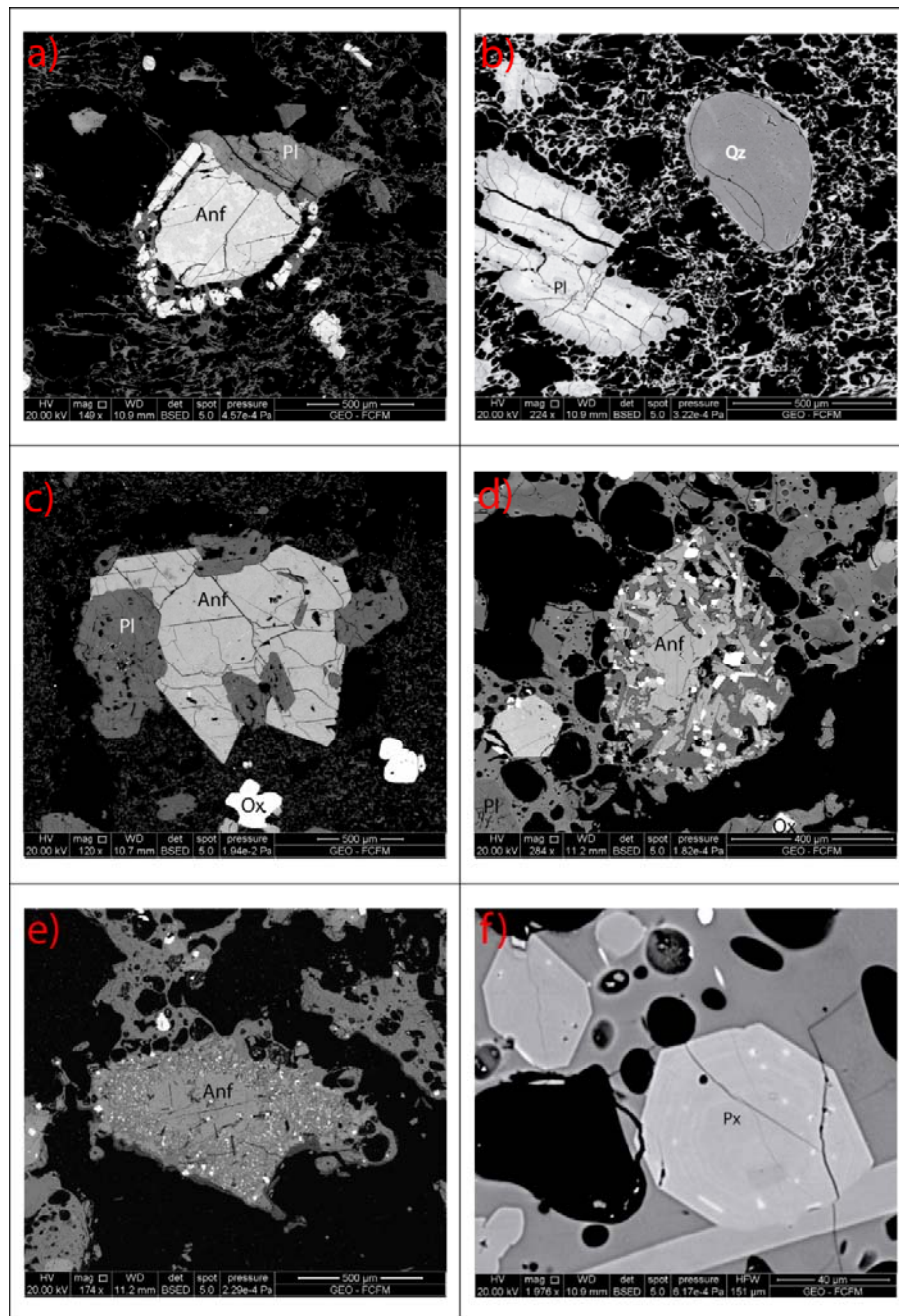


Figura 5.14: Imágenes obtenidas en el SEM. a) y b) corresponden a la muestra félsica de la ignimbrita Sóncor, en a) se observa un anfíbol con bordes de rompimiento, en b) se observa una plagioclasa zonada y un cristal redondeado de cuarzo. La muestra c) corresponde a la muestra máfica de la ignimbrita Sóncor, donde se pueden observar anfíboles subhedrales en conjunto a plagioclasas con textura sieve. d), e) y f) pertenecen al depósito de flujo piroclástico Tumbre, donde d) y e) son ejemplos de los bordes de rompimiento que presentan algunos anfíboles en este depósito y f) muestra la zonación que experimentan algunos piroxenos euhedrales a subhedrales en esta muestra.



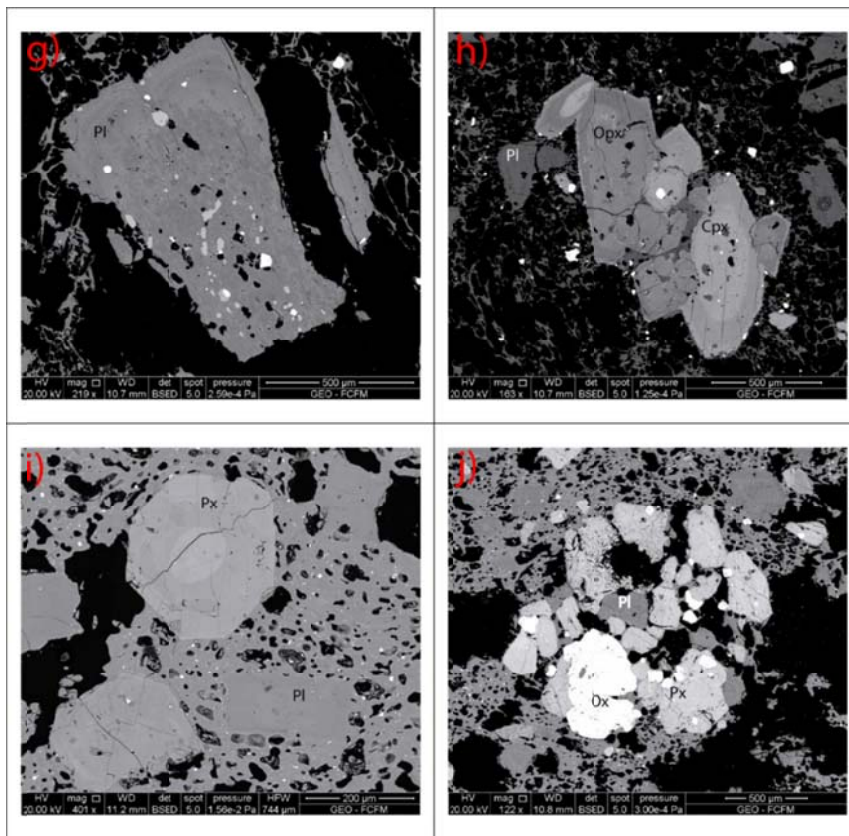


Figura 5.15: Imágenes obtenidas en el SEM para las muestras del flujo piroclástico de abril de 1993. g) y h) corresponden a una muestra máfica con bandeamiento félsico, en g) se observa una plagioclasa con textura sieve e incrustaciones de anfíboles y óxidos de hierro, en h) se tiene una acumulación de piroxenos, en los que se logra diferenciar ortopiroxenos de clinopiroxenos. Las figuras i) y j) corresponden a la muestra félsica del depósito, en i) se observa zonación en los piroxenos, la figura j) muestra la textura cumulo-fídica, por asociación de plagioclasas, piroxenos y óxidos de hierro.

### Contenido anortita en plagioclasas

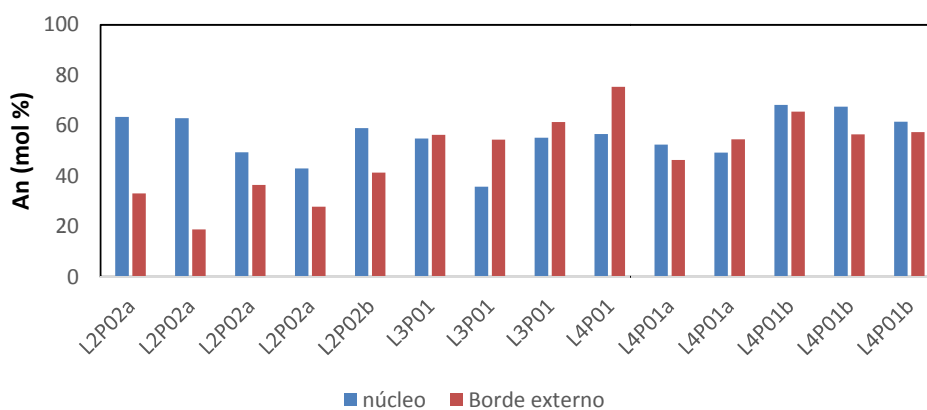


Figura 5.16: Zonación en plagioclasas de las muestras piroclásticas, en el núcleo y el borde externo del cristal.



## Zonaciones en piroxenos

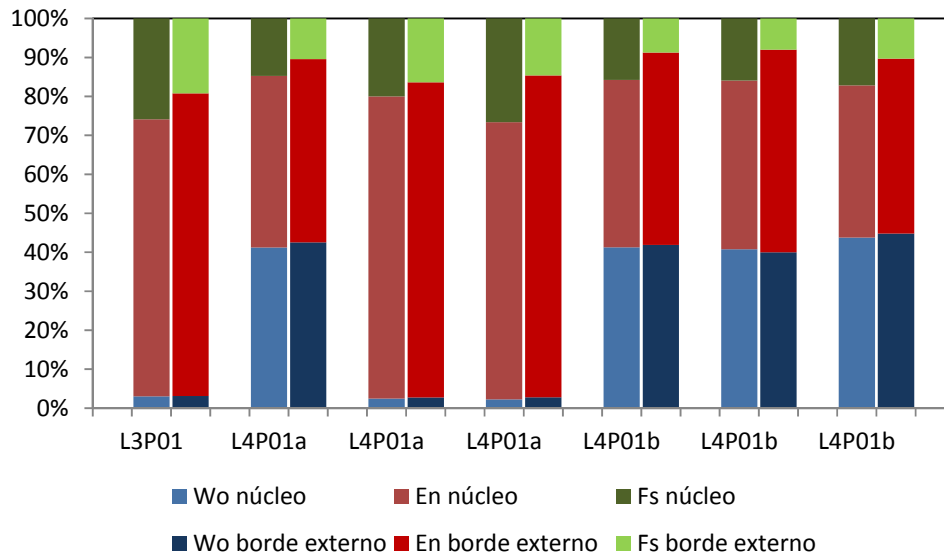
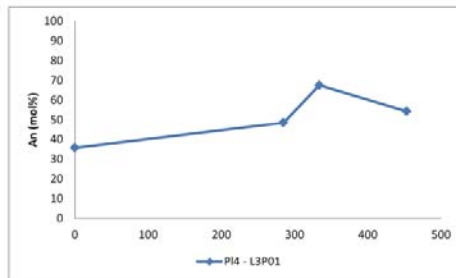
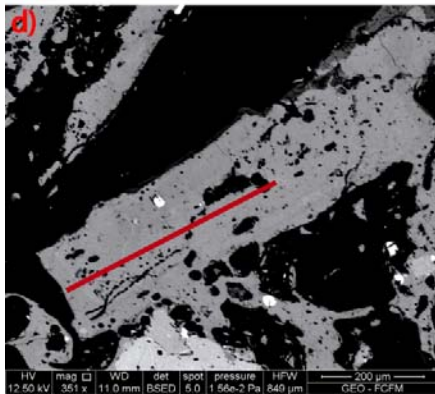
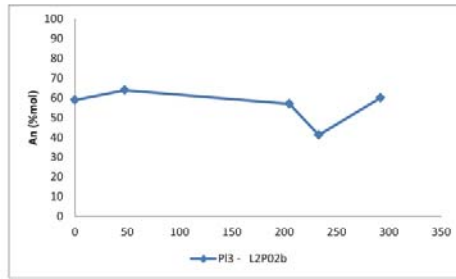
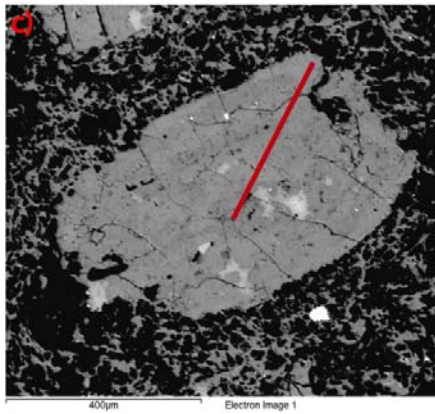
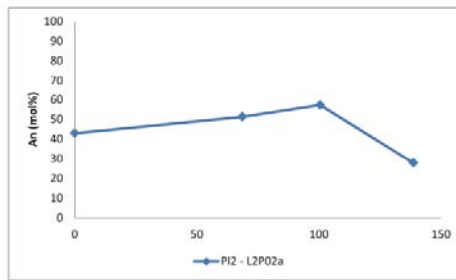
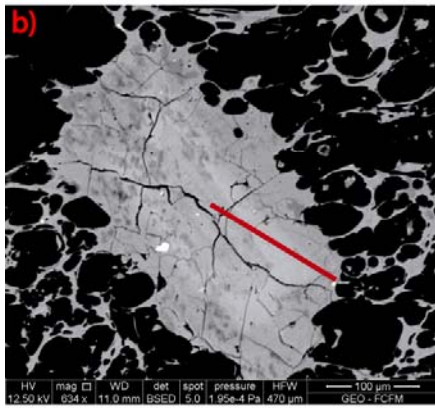
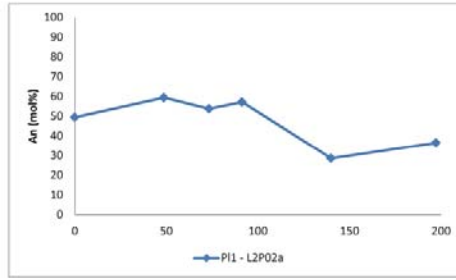
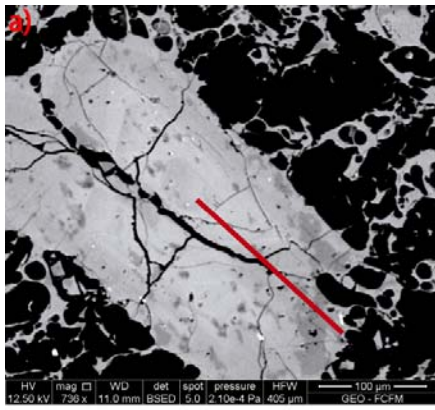
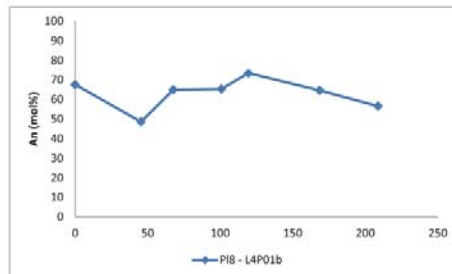
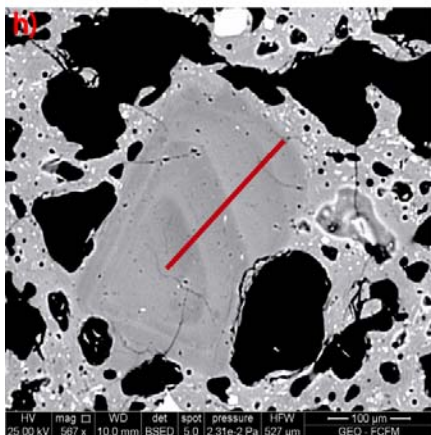
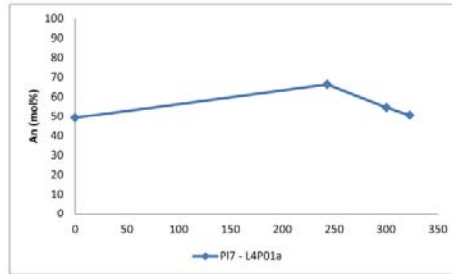
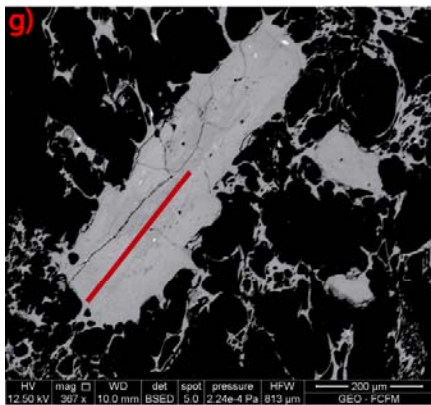
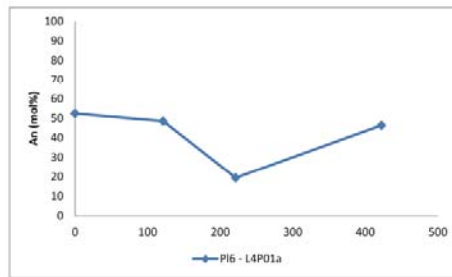
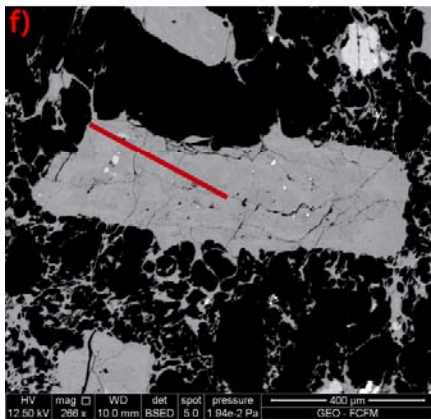
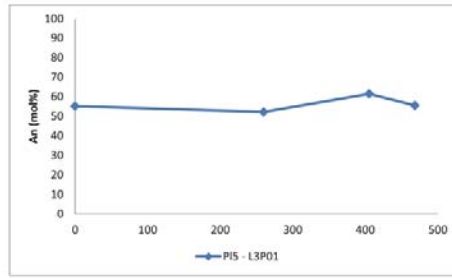
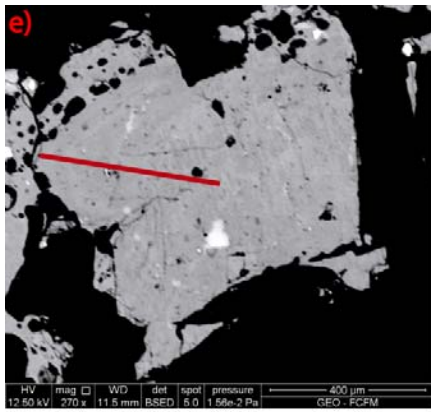


Figura 5.17: Zonación en piroxenos de las muestras piroclásticas. El contenido de calcio se mantiene casi fijo, aumenta el contenido de magnesio y disminuye el de hierro.

Para estudiar con más detalles las zonaciones de las plagioclasas, es posible realizar análisis de como varía el contenido de anortita desde el núcleo del cristal hasta su borde más externo para el caso en que se aprecia varias bandas de zonación, como se observa en la Figura 5.18. Donde las variaciones de anortita son muy variables, no se aprecia una clara relación en la distancia desde el núcleo del cristal y el contenido de anortita. En algunos casos las diferencias de contenidos de anortita son altas y en otros casos es muy pequeña, sin embargo, se pueden ver ciertas similitudes en los comportamientos según el depósito al que pertenece la plagioclasa. Por ejemplo en la Figura 5.18 a y Figura 5.18 c, de la Unidad 2 del volcán, se aprecia un aumento en el contenido de anortita seguido por una fuerte disminución, para volver a aumentar. IL Figura 5.18 b puede ser el mismo caso, salvo que no se alcanza a presentar el *pick* final de aumento en anortita. Las plagioclasas de la Unidad 3 (Figura 5.18 d y e) también tienen un comportamiento similar en sus variaciones de contenido de anortita. Para las plagioclasas de la Unidad 4 no se observa un comportamiento similar entre ellas (Figura 5.18 f, g, h, i).





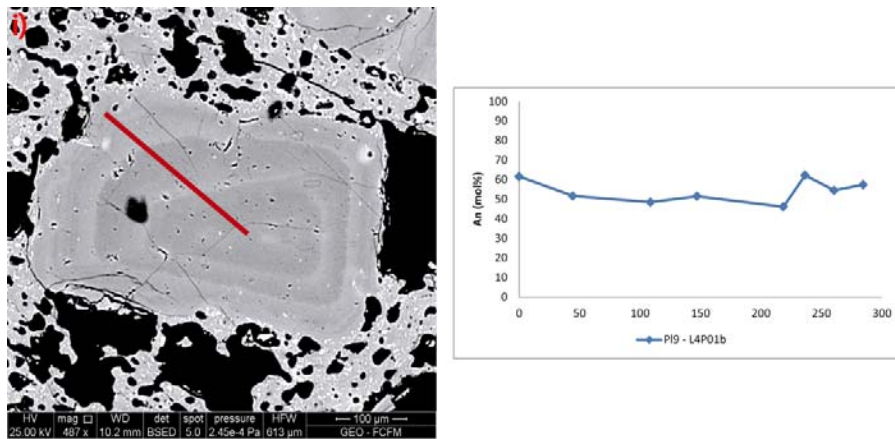


Figura 5.18: Variación en el contenido de anortita desde el centro del fenocristal de plagioclasa zonada, hasta su borde externo, a), b) y c) corresponden a las muestras de la ignimbrita Sóncor y muestran un comportamiento similar. d) y e) corresponden a plagioclasas del depósito de escorias Tumbre y también muestran un comportamiento similar entre ellas. f), g), h) e i) corresponden a plagioclasas zonadas del depósito piroclástico de abril de 1993, donde no se observa un comportamiento similar entre ellas.

## CAPÍTULO 6 COMPARACIÓN ENTRE LAVAS Y PIROCLASTOS

### 6.1 Volúmenes

Los volúmenes calculados para el caso de las coladas de lava y los volúmenes de los depósitos piroclásticos obtenidos de la bibliografía, se resumen en la Tabla 6.1. Estos valores se pueden graficar respecto al contenido de sílice de cada subunidad, tal como se observa en la Figura 6.1. No se cuenta con datos geoquímicos de la colada de lavas Tumbre-Talabre, por lo que no se puede añadir en el gráfico.

Tabla 6.1: Volúmenes de las distintas subunidades del volcán Láscar estudiadas.

Colada de lavas	Volumen (km <sup>3</sup> )	Depósito piroclástico	Volumen (km <sup>3</sup> )
Negrillales	1.3	Sóncor	4.7
Cono Occidental	0.15	Tumbre	0.45
Tumbre-Talabre	0.14	Abril 1993	0.04

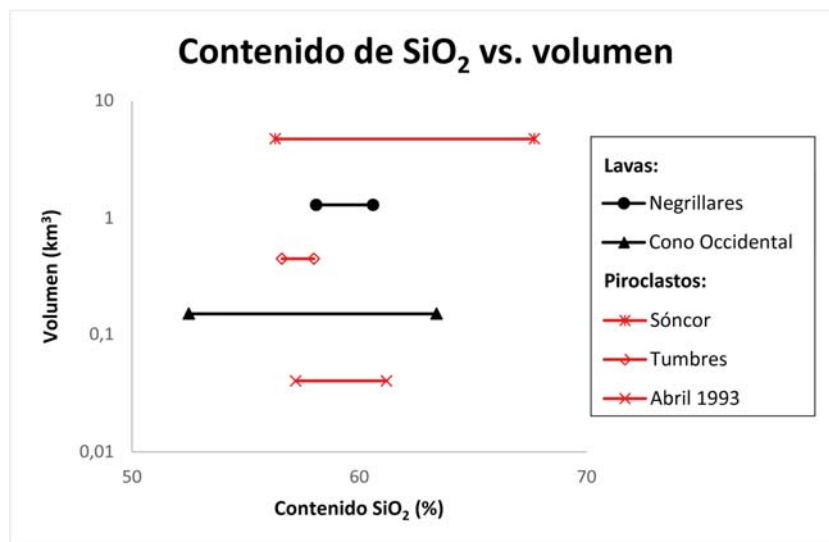


Figura 6.1: Contenido de sílice de cada subunidad estudiada en relación al volumen respectivo.

### 6.2 Geoquímica

Para una mejor comparación entre los distintos productos de erupciones explosivas y efusivas, se generan gráficos geoquímicos que resumen las características geoquímicas obtenidas anteriormente. En la Figura 6.2 se observa la clasificación para

cada roca según el diagrama TAS, donde los piroclastos presentan una cantidad de sílice más amplia que las lavas, que están acotadas a andesitas basálticas hasta dacitas.

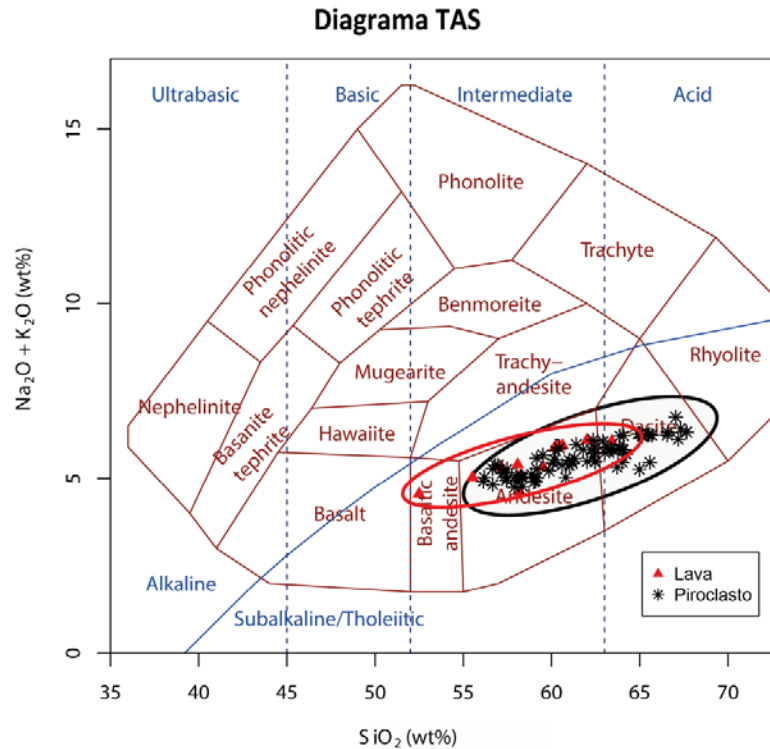


Figura 6.2: Diagrama TAS, según Cox et al. (1979).

De acuerdo a la clasificación de elementos mayores versus un  $\text{SiO}_2$ , se obtiene un decrecimiento de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ , y un decrecimiento con mayor dispersión para el  $\text{F}_2\text{O}_3$ . El único crecimiento que se observa es para el  $\text{K}_2\text{O}$ . En el caso del  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y el  $\text{P}_2\text{O}_5$  se aprecia una amplia dispersión (Figura 6.3). De esto se depende un comportamiento similar en lavas y piroclastos.



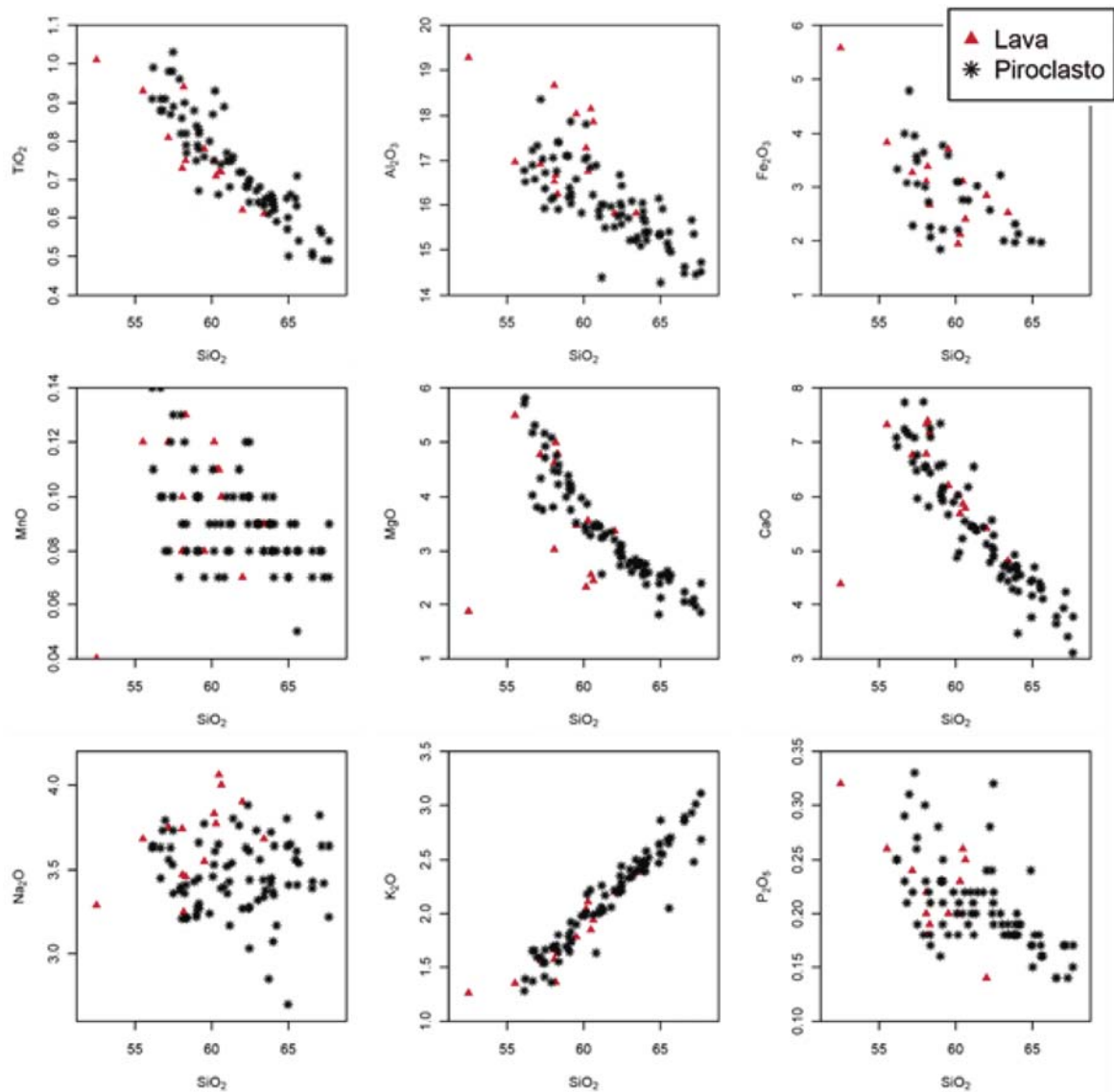


Figura 6.3: Diagrama de variación Harker para muestras de lava y piroclastos.

Los elementos trazas de lavas y piroclastos son graficados versus  $\text{SiO}_2$  en la Figura 6.4 y Figura 6.5. El V, Sr y Zn muestran un notorio decrecimiento, en cambio, el Ni y el Cr muestran un decrecimiento ampliamente disperso respecto al crecimiento de  $\text{SiO}_2$ , evidenciando la tendencia a generar una curva. En el Rb y el Ba, se observa crecimiento, y en el Pb crecimiento disperso respecto al  $\text{SiO}_2$ . Para el caso del Sc, Nb, Cu, Zr, Th, Nd, La, Y, Ce y Cl, al igual que en el apartado 5.3, se evidencia una amplia dispersión respecto al contenido de  $\text{SiO}_2$ . Además, se observan los agrupamientos entre las lavas, que tienen un menor rango de  $\text{SiO}_2$  en relación a los piroclastos que abarcan un rango mucho más amplio.

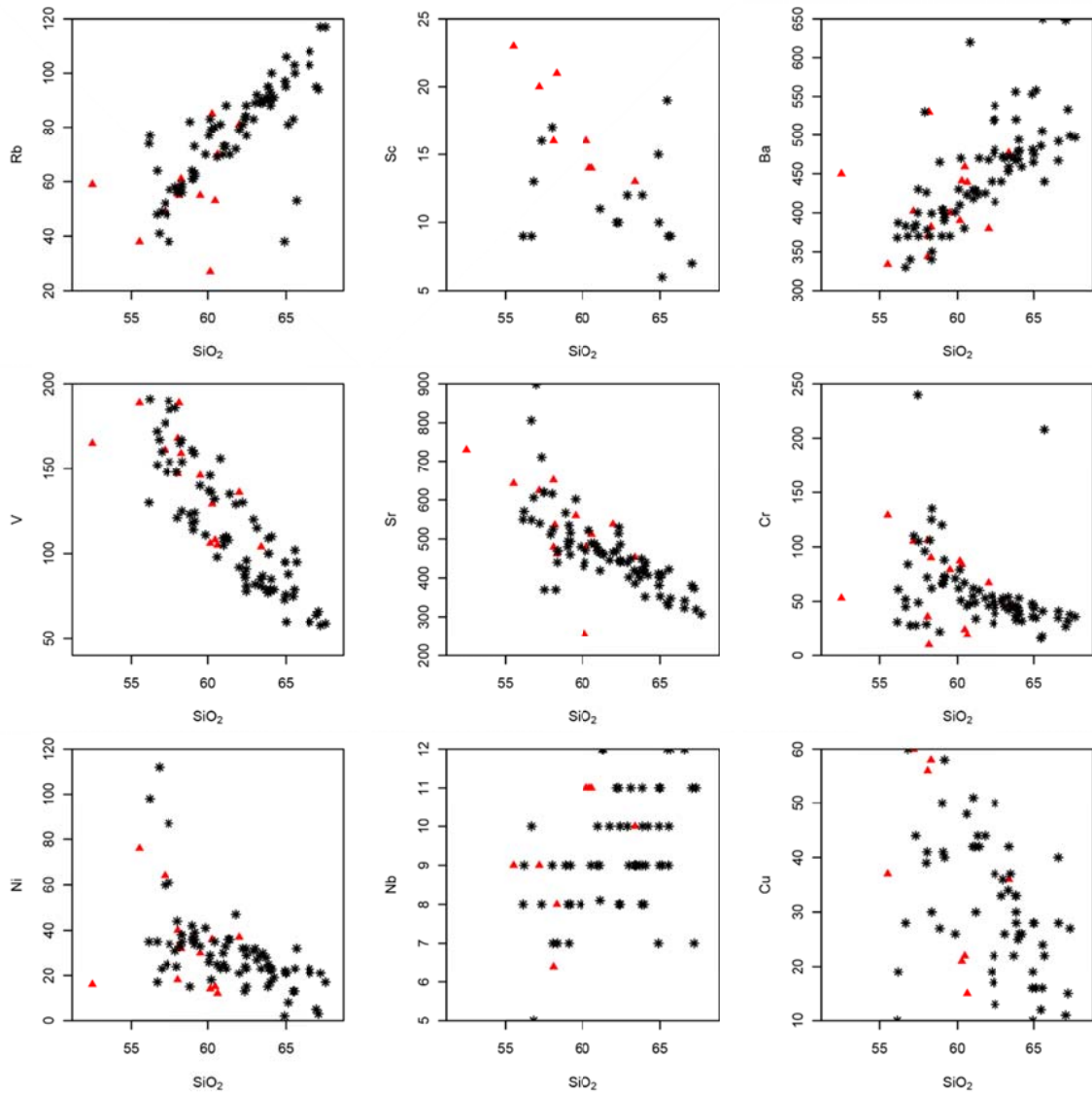


Figura 6.4: Diagrama de variación para elementos trazas de las muestras de lava y piroclásticas.



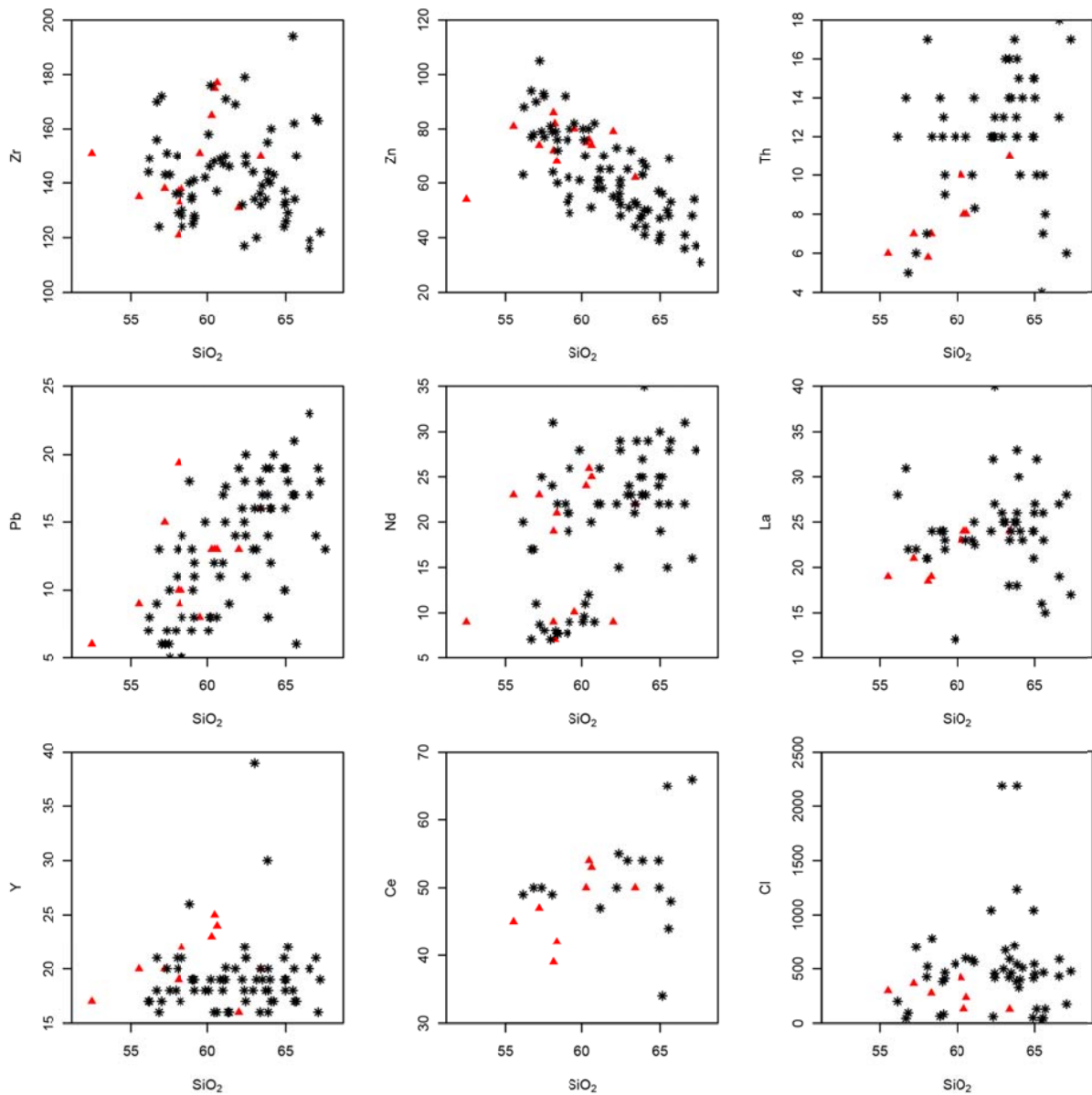


Figura 6.5: Diagrama de variación para elementos trazas de las muestras de lava y piroclásticas.

### 6.3 Conteo modal

A partir de los conteos modales realizados a todos los cortes, se pueden generar gráficos con valores normalizados para todos los componentes en las rocas. Empezando desde el caso más general, donde se considera la masa fundamental, los fenocristales, microfenocristales y las vesículas, se obtienen los valores representados en la Figura 6.6, donde se observa que para los piroclastos hay una mayor cantidad de masa fundamental, en cambio, las lavas tienen una mayor cantidad de fenocristales. Las vesículas son principalmente visibles en las muestras de piroclastos donde varían de 40 a 50%, a diferencia de las lavas que va de 4 a 9%. Es importante destacar que para los productos de erupciones efusivas hay una mayor concentración de masa

fundamental en las unidades más antiguas, que en las unidades más jóvenes del volcán.

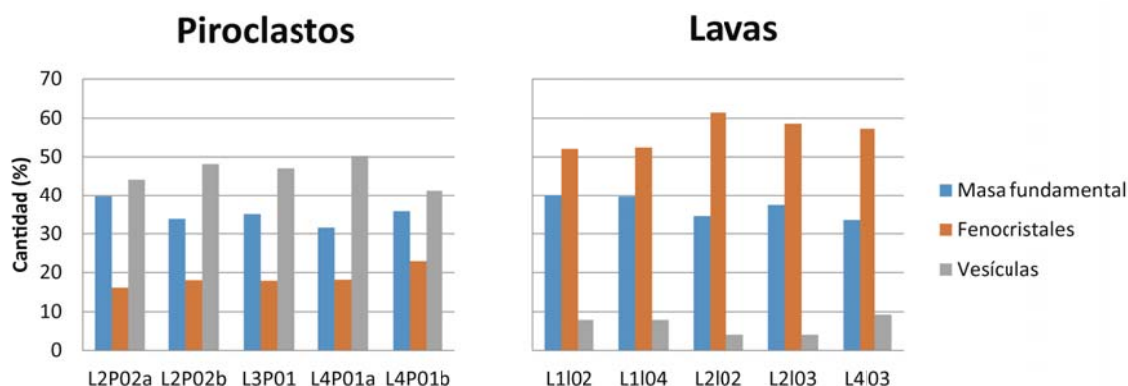


Figura 6.6: Conteo modal de masa fundamental (con microlitos contenidos), fenocristales y vesículas. En las muestras de piroclastos se observa una mayor concentración de vesículas y menor de fenocristales-microfenocristales que en las lavas, el contenido de masa fundamental es similar para ambos casos.

Al considerar la masa fundamental, los fenocristales y los microfenocristales, despreciando la cantidad de vesículas (Figura 6.7 y Figura 6.8), el resultado es similar al obtenido en la Figura 6.6. En la Figura 6.7 se evidencia mayor cantidad de fenocristales en lavas en relación al contenido de fenocristales en los piroclastos. Las muestras de la colada de lavas Negrillares concentran la mayor concentración de fenocristales.

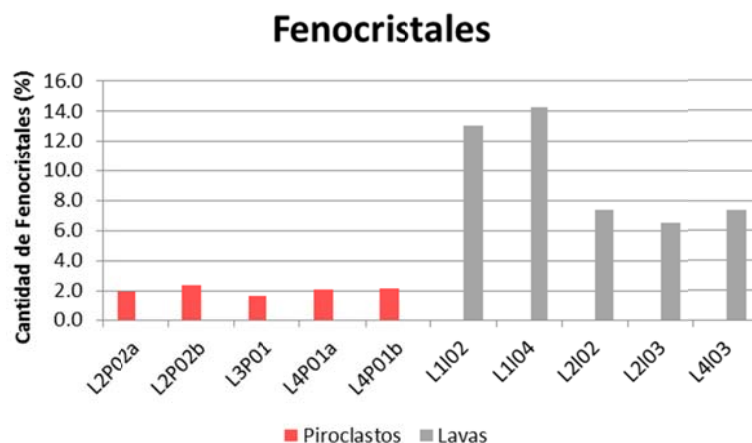


Figura 6.7: Conteo fenocristales en la roca, sin considerar las vesículas, se observa la clara diferencia entre un mayor contenido de fenocristales y un menor contenido de masa fundamental en las lavas, en comparación a los piroclastos.

En los microfenocristales también se observa una mayor proporción de estos en las lavas, con porcentajes entre los 44 y 57%, en cambio los piroclastos presentan cantidades entre el 27 y el 37% (Figura 6.8).

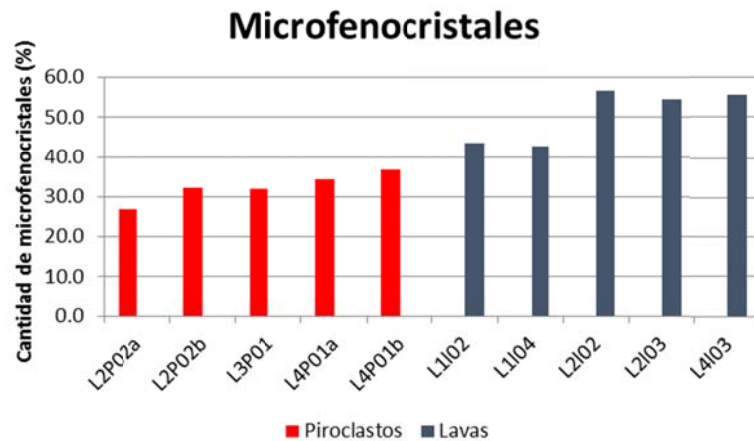


Figura 6.8: Conteo microfenocristales en la roca, sin considerar las vesículas, se observa la clara diferencia entre un mayor contenido de microfenocristales en lavas, en relación a los piroclastos.

Tomando en cuenta sólo los fenocristales y microfenocristales de las muestras (Figura 6.9), se advierte la gran cantidad de plagioclasas en las rocas en relación a los otros cristales presentes; en general, representan entre el 70 y 80% de los cristales. Los piroxenos están presentes entre un 21 y 26% en piroclastos, pero en las lavas varían desde 7 a 23%. Se logra observar una mayor cantidad de minerales hidratados en los piroclastos que en las lavas, en específico, aparición y aumento de anfíboles, además de que estos aumentan su porcentaje en las unidades más jóvenes del volcán.

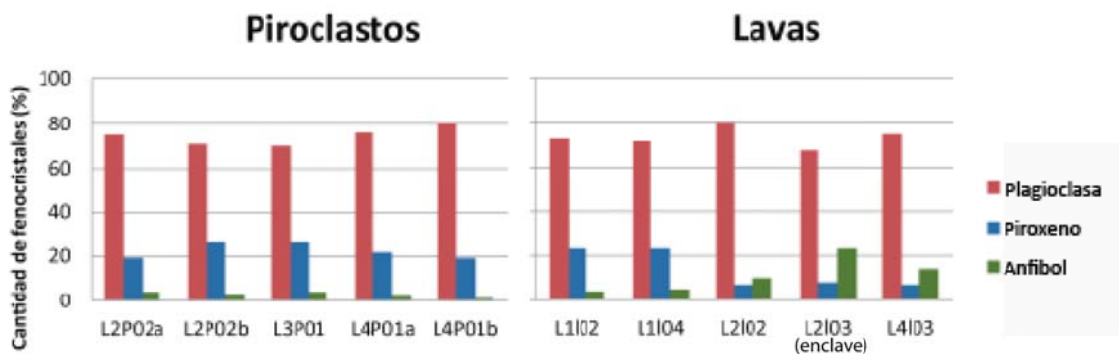


Figura 6.9: Conteo modal de los fenocristales y microfenocristales (minerales con tamaños superiores a 0.1 mm y 1 mm respectivamente) presentes en las lavas y piroclastos del volcán Láscar. La cantidad de plagioclasas se mantiene similar, pero cambia el contenido de minerales más hidratados entre lavas y piroclastos.

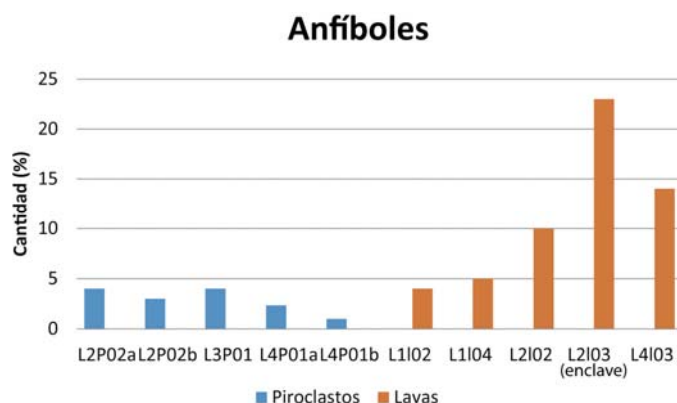


Figura 6.10: Cantidad de anfíboles en las diferentes muestras, se observa un notorio aumento en las muestras de lavas respecto a los piroclastos.

En la Figura 6.10 se aprecia la clara diferencia en el contenido de cristales de anfíboles. En los piroclastos no superan el 5% respecto al contenido de cristales, en cambio en las lavas varía desde 4 a 23%, recordando que la muestra L2I03 corresponde a un enclave andesítico presente en la colada de lavas del Cono Occidental, el que principalmente presenta fenocristales de plagioclasas y anfíboles.

En cuanto a los microlitos, al igual que los fenocristales y microfenocristales, en las lavas hay una alta cantidad, representando del 18 al 26% de la roca, en cambio en los piroclastos alcanzan del 3 al 15%. Estos cristales se cuentan como parte de la masa fundamental de cada muestra.

## 6.4 Viscosidades

Es posible estimar las viscosidades para los flujos piroclásticos de acuerdo al modelo planteado por Giordano *et al.* (2008), valores obtenidos a partir de la geoquímica promedio. En el caso de las coladas de lavas, las viscosidades fueron estimadas por Maria Angélica Contreras (comunicación personal), también de acuerdo a Giordano *et al.* (2008) y al modelo propuesto por Castruccio (2012), de modo de considerar el contenido de feno y microfenocristales (Tabla 6. 2 y Figura 6.11).

Tabla 6. 2: Viscosidades de las distintas subunidades del volcán Láscar

	Piroclastos			Lavas		
	Sóncor	Tumbre	93	Negrillares	Cono Occidental	Tumbre-Talabre
Viscosidad $\eta$ (Pa s)	8.91E+02	3.80E+02	4.57E+02	4.27E+07	5.68E+08	2.39E+08
$\log \eta$ (Pa s)	2.95	2.58	2.66	7.63	8.75	8.38

Los valores obtenidos de viscosidad son mayores para las lavas con rangos de  $\log \eta$  entre 7.63 y 8.75 (Pa\*s), en relación a los flujos piroclásticos, donde los rango de  $\log \eta$  van desde 2.58 a 2.95 (Pa\*s), estos datos son gráficos en la Figura 6.11.

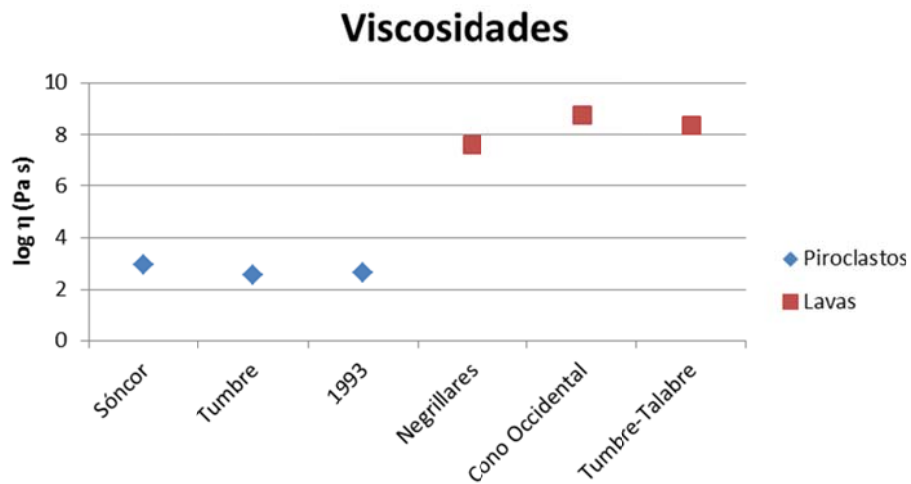


Figura 6.11: Viscosidades de las distintas subunidades del volcán Láscar, se advierte una gran diferencia entre las viscosidades de las lavas respecto a los piroclastos

## 6.5 Relaciones en contenido de Sílice

El contenido de sílice del vidrio de la masa fundamental obtenido del análisis SEM puede ser relacionado con el porcentaje de cristalinidad de la roca (contenido de fenocristales, microfenocristales y microlitos) (Figura 6.12) y su contenido de sílice total (Figura 6.13). La cristalinidad en las lavas es por lo menos un 20% mayor que en los piroclastos, sin embargo en el contenido de sílice en el vidrio no se aprecia una gran diferencia entre ambos.

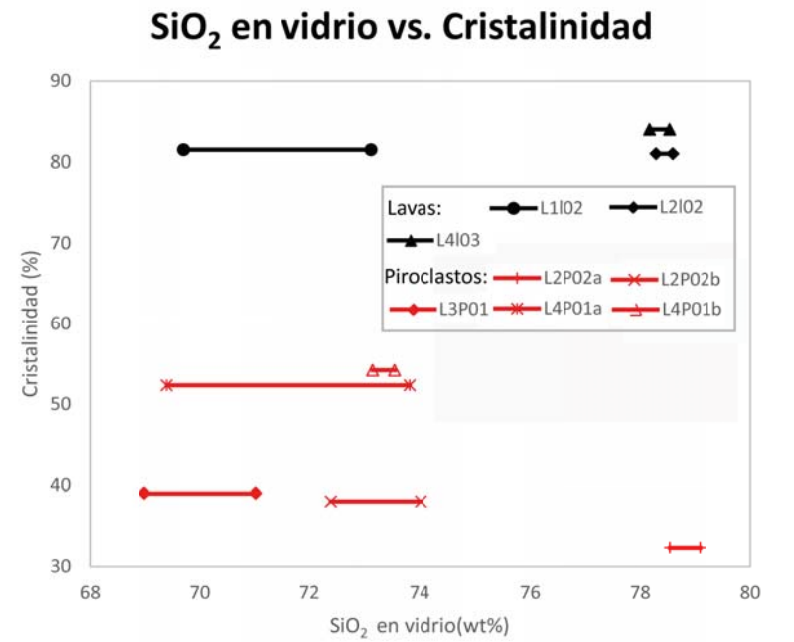


Figura 6.12: Contenido de sílice en el vidrio de la masa fundamental de cada muestra en relación a su porcentaje de cristalinidad (fenocristales, microfenocristales y microlitos).

El contenido de sílice en el vidrio de la masa fundamental en relación al contenido de sílice total en la roca (Figura 6.13), se agrupa bajo la curva  $x=y$ . No se observa una clara tendencia entre las distintas subunidades, sin embargo las muestras de la Unidad 2 del volcán Láscar se concentran en los puntos de mayor contenido de sílice.

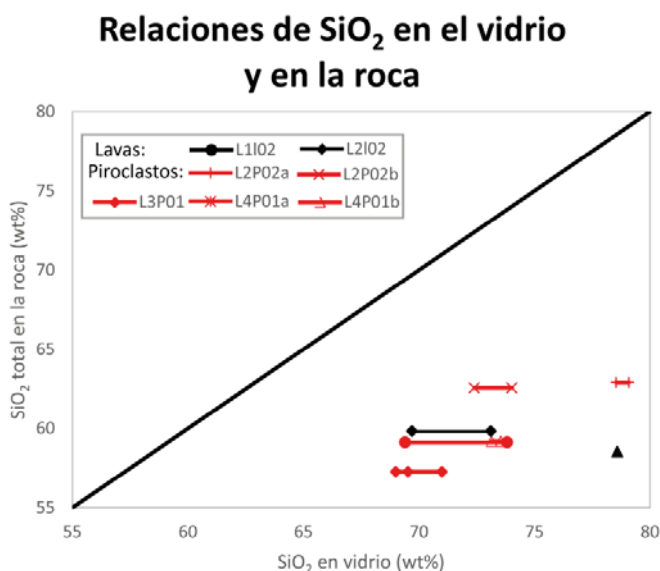


Figura 6.13: Contenido de sílice en el vidrio de la masa fundamental en relación al contenido de sílice total de la roca.

## 6.6 Rangos de tamaños

Los fenocristales y microfenocristales muestran variaciones en la distribución de sus tamaños. Por ejemplo, en las plagioclasas (Figura 6.14) se observa que la mayoría de los tamaños están entre 0.2 y 0.6 mm de largo. Para las lavas Negrillares, los tamaños se distribuyen de un modo más amplio, alcanzando pequeños *picks* en valores más altos (1.2 a 1.4 mm). En los piroclastos, en general, se observa una mayor distribución de los tamaños, pero acotados en el rango de 0.2 - 0.8 mm de largo, salvo la muestra del depósito de escoria Tumbre, en que muestra una distribución bastante similar a las de las lavas del Cono Occidental.

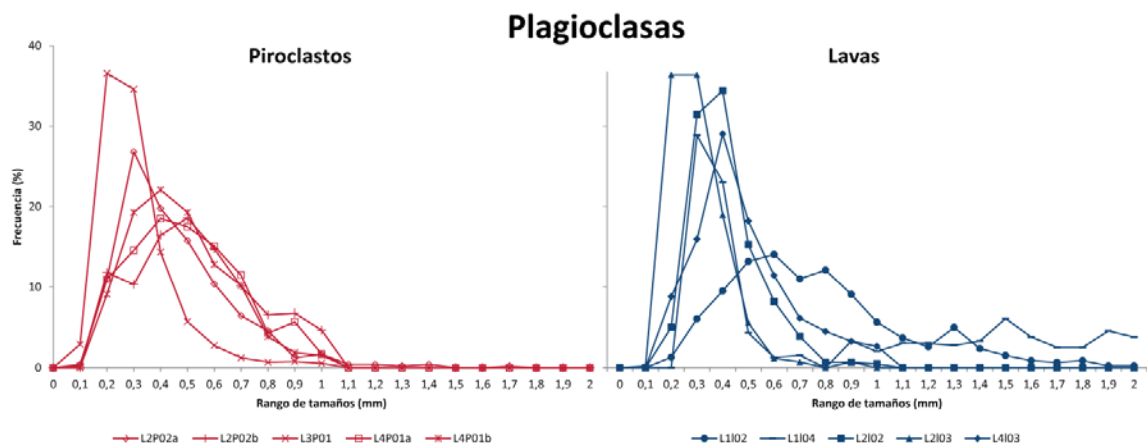


Figura 6.14: Relación de tamaños en los feno y microfenocristales de plagioclasas de todas las muestras, se observa una mayor concentración entre 0.2 a 0.6 mm.

En el caso de los cristales de piroxenos, se ve una mayor concentración de los rangos de tamaños de 0.1 a 0.6 mm, en general, cristales más pequeños que las plagioclasas. Las lavas frecuentemente presentan *picks* bruscos, sobre un 35% de los cristales se concentran en el rango ya mencionado, en cambio en los piroclastos se observa una mayor distribución de los tamaños de cristales, con valores menores al 30% en cada *pick* observado (Figura 6.15)

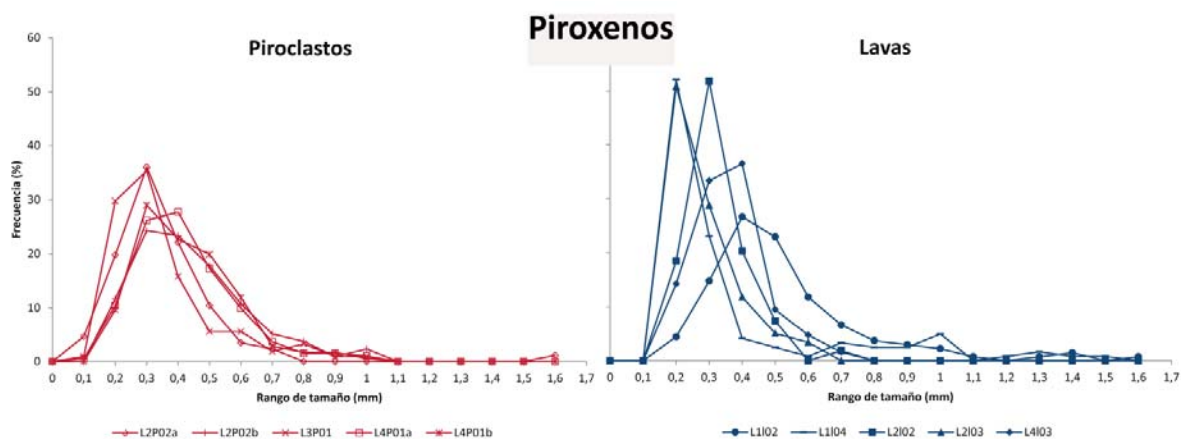


Figura 6.15: Tamaños de los feno y microfenocristales de piroxenos en todas las muestras, la mayor concentración se produce entre 0.1 y 0.6 mm, similar al caso de las plagioclasas. Es importante recordar que los anfíboles ocupan un porcentaje bastante menor en las lavas respecto a los piroclastos.

Los anfíboles están presentes en todas las muestras (Figura 6.16). En el caso de los piroclastos, se observan en menor porcentaje que en las lavas. Los tamaños de los cristales se distribuyen comúnmente en los rangos de 0.1 a 0.6 mm, sin embargo en las lavas se aprecian cristales de mayor tamaño.



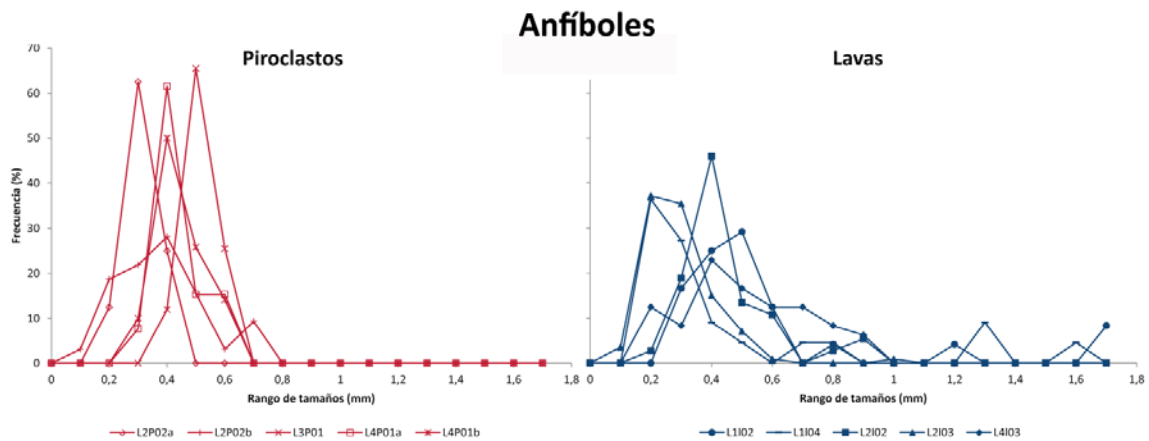


Figura 6.16: Tamaños de los feno y microfenocristales de anfíboles, se observa que la principal concentración de tamaños es bastante similar a la que ocurre en los piroxenos

Pocos minerales opacos se observan como microfenocristales, la mayor parte de ellos presentes en la colada de lavas Negrillares, con tamaños entre 0.2 y 0.3 mm y no se observan fenocristales. Corresponden a óxidos de hierro-titanio y comúnmente se observan como microlitos en la masa fundamental.

Finalmente, las vesículas con tamaños mayores a 0.1 mm se presentan principalmente en los piroclastos, en donde muestran distribuciones de tamaños bastantes similares entre ellas. En su mayoría, los tamaños son desde 0.1 a 0.8 mm. En la muestra L2P02a se observa una mayor distribución de los tamaños, alcanzando hasta los 1.9 mm (Figura 6.17). Las vesículas en algunas muestras de lavas, no se apreciaron claramente en las imágenes obtenidas de los cortes transparentes, por lo que no se logró medir apropiadamente sus tamaños en esas muestras.

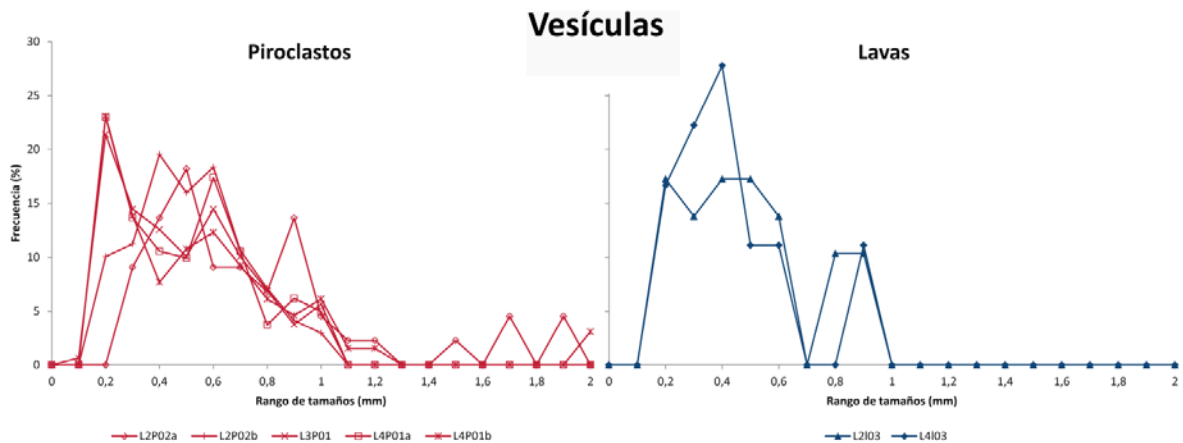


Figura 6.17: Tamaños de las vesículas, estas varían ampliamente según las muestra en que aparecen, sin embargo lo más común es que se presenten menos a 1 mm.

## 6.7 Estimación de parámetros eruptivos mediante Conflow

*Conflow* es un software el cual calcula propiedades de flujo como presión y vesicularidad entre otros, en función de la posición vertical en el conducto volcánico durante una erupción en estado estable. Idealiza la mezcla magma-gas como un fluido homogéneo y calcula la exsolución de gas bajo el supuesto de condiciones de equilibrio.

El modelo usado por *Conflow* asume que no hay movimiento relativo entre el gas y el líquido a medida que ascienden por el conducto. También asume un conducto vertical, un fluido en estado estacionario, además no existiría transferencia de calor ni migración de gas a través de las paredes del conducto durante la erupción, el gas consistiría solo en H<sub>2</sub>O y mantiene equilibrio termal en conjunto al fundido y los cristales (Mastin & Ghiorso, 2000).

Los datos ingresados (*inputs*) son la composición del fundido de acuerdo a su porcentaje en peso de los óxidos constituyentes, el porcentaje en peso de agua en la mezcla, condiciones de presión y temperatura en la cámara magmática e información de los fenocristales, como su volumen en porcentaje y el cristal predominante. Otros valores que se pueden ingresar son el diámetro del conducto y la velocidad inicial de ascenso.

*Conflow* entrega como resultado si ocurre fragmentación en el conducto volcánico (Figura 6.18 y Figura 6.19), con los cambios de presión y velocidad durante el ascenso (*outputs*), además de las viscosidades de acuerdo a Shaw (1972). Las condiciones de presión y temperatura especificadas son principalmente para el techo de la cámara, donde comienza el conducto volcánico. Además se puede escoger entre los *outputs* que uno desea ver graficados, tal como los cambios en la densidad de mezcla, la fracción de masa de magma o de gas exsuelto, la velocidad, el logaritmo de la viscosidad, entre otros.

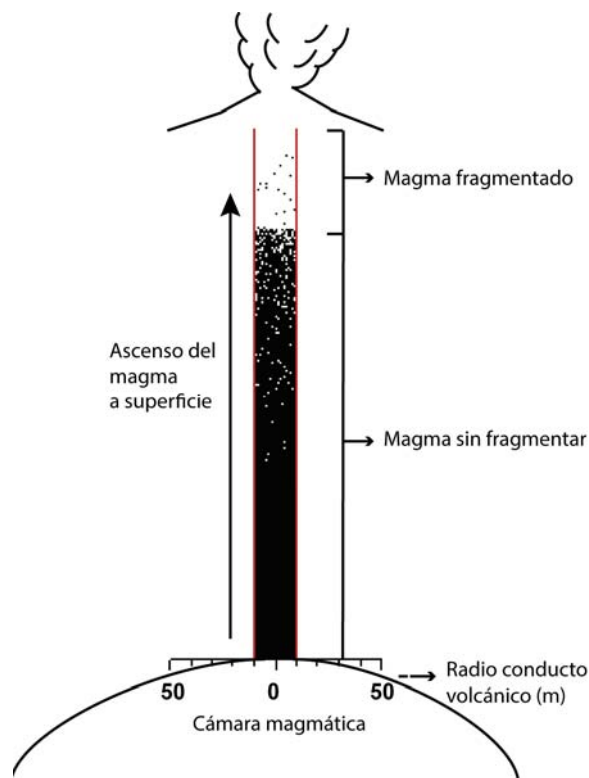


Figura 6.18: Conducto volcánico entregado por *Conflow*, con la profundidad en la que ocurre fragmentación y por tanto un régimen explosivo controlaría la erupción.

Es importante tener en cuenta que durante el ascenso magmático a superficie, debido a un cambio de fase del magma, puede ocurrir fragmentación. La fragmentación es el punto en que el fundido se “rompe” en pequeños fragmentos arrastrados por el gas y es de gran importancia en controlar la dinámica de flujo en el conducto durante el ascenso magmático (Mastin & Ghiorso, 2000), esto como consecuencia del crecimiento de las burbujas de gas, donde ocurre un cambio de ser un líquido continuo conteniendo burbujas de diversos tamaños a ser un cuerpo continuo de gas, en el que los piroclastos son acarreados a la superficie por el gas. Se asume que la fragmentación toma lugar cuando  $v_g \approx 0.75$ , que corresponde a la fracción de volumen de gas en el que las burbujas esféricas alcanzan la estructura más cercana al empaquetamiento (Sparks, 1978). Para obtener este valor el software se basa en el criterio de Papale, el que sugiere que la fragmentación ocurre cuando la tasa de deformación extensional en el conducto ( $\dot{\epsilon}_{zz}$ ) excede a la que puede ser acomodada por un flujo viscoso.

Ecuación 3: Criterio de Papale, donde  $du/dz$  representa el gradiente de la velocidad vertical,  $k$  es una constante empírica,  $\tau$  es el tiempo de relajación del magma,  $\eta$  es la viscosidad de la mezcla, de este valor se puede extraer  $v_g$ , y  $G_\infty$  es el módulo elástico de la burbuja líquida en una frecuencia infinita.

$$\dot{\epsilon}_{zz} = \frac{du}{dz} > \frac{k}{\tau} = k \frac{G_\infty}{\eta} \quad (3)$$

Una vez alcanzada la fragmentación se esperaría un estilo eruptivo explosivo, caso contrario, en el que el magma es un líquido continuo, un estilo eruptivo efusivo.

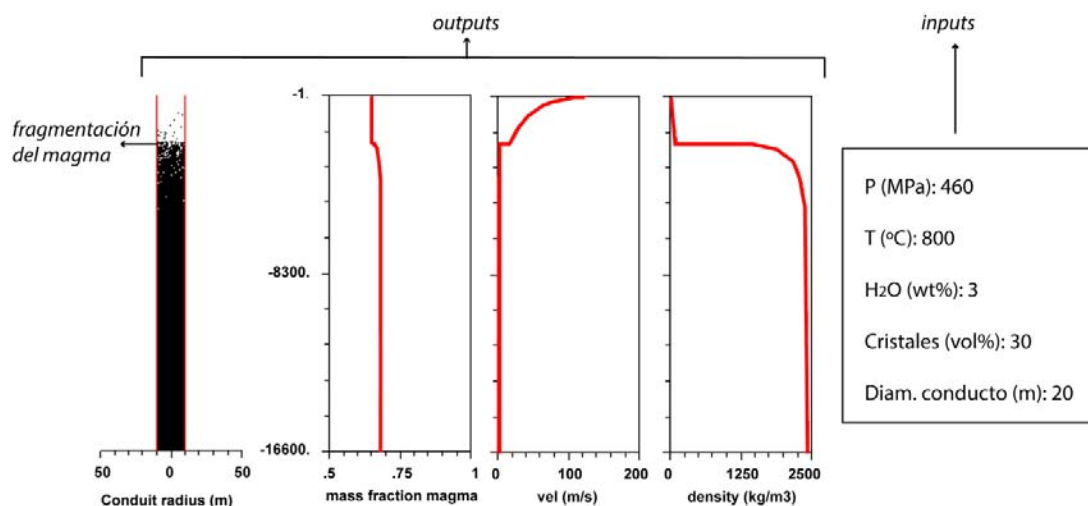


Figura 6.19: Representación resultados entregados por Conflow, los inputs son la temperatura, presión, contenido de agua y cristales y diámetro del conducto, los outputs son las variaciones en el conducto durante el ascenso magmático, en este caso la fracción de masa de magma, los cambios en velocidad y densidad del magma, además de una representación del conducto magmático con la profundidad de fragmentación.

Los valores fueron estimados mediante el uso del software *Conflow* (Mastin & Ghiorso, 2000), para un conducto con diámetro mínimo de 20 m y máximo de 200 m. Las velocidades se variaron desde 0.01 m/s hasta 100 m/s, donde no se observó. Lo anterior, debido al algoritmo del software, el cual sólo considera la velocidad en un punto inicial de la interacción (al mantener los valores del conducto constante) y no para la solución final. La profundidad utilizada para el largo del conducto fue 16.6 km, valor estimado como distancia promedio de la cámara magmática según Matthews *et al.* (1994).

Para el caso de las coladas de lavas, se analizaron las subunidades Negrillares y Cono Occidental. Las condiciones estimadas como mínimas para que no ocurra fragmentación y prosiga una erupción efusiva son 800 °C y 4 kbar (400 mPa) y un contenido de H<sub>2</sub>O máximo de 1.5 %wt para ambos casos (Figura 6.20 y Figura 6.21).

En la Tabla 6.3 se presentan las condiciones mínimas P-T y el contenido máximo de H<sub>2</sub>O estimado para las erupciones efusivas.

Tabla 6.3: Condiciones P-T y contenidos de agua para las coladas de lavas, estimadas con el software Conflow.

Colada de lava	Temperatura mínima (°C)	Presión Mínima (kbar)	Contenido de H <sub>2</sub> O máximo (% wt)
Negrillares	800	4	1.5
Cono Occidental	800	4	1.5

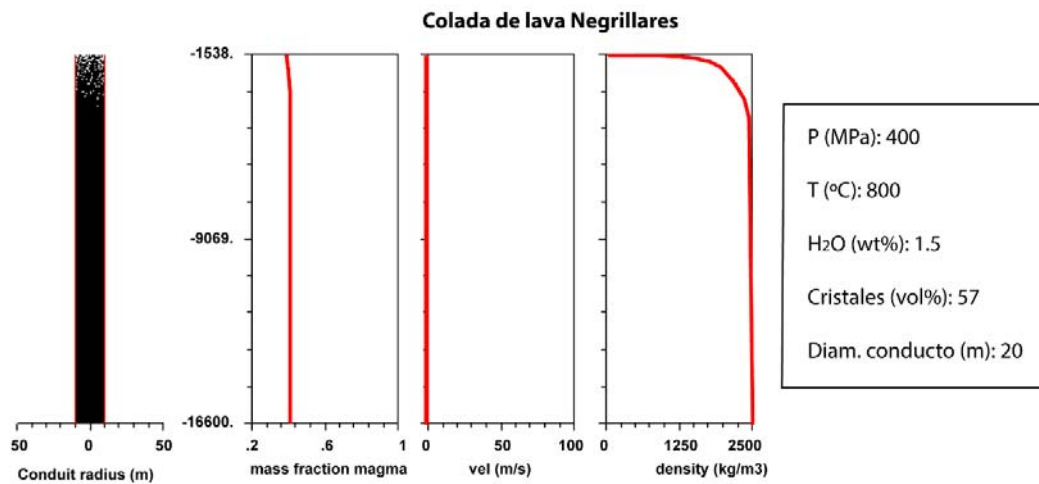


Figura 6.20: Condiciones mínimas P-T necesarias para generar una colada de lava y no ocurra fragmentación, según la composición geoquímica de la colada de lavas Negrillares. P: 4 kbar, T: 800°C, H<sub>2</sub>O:1.5%.

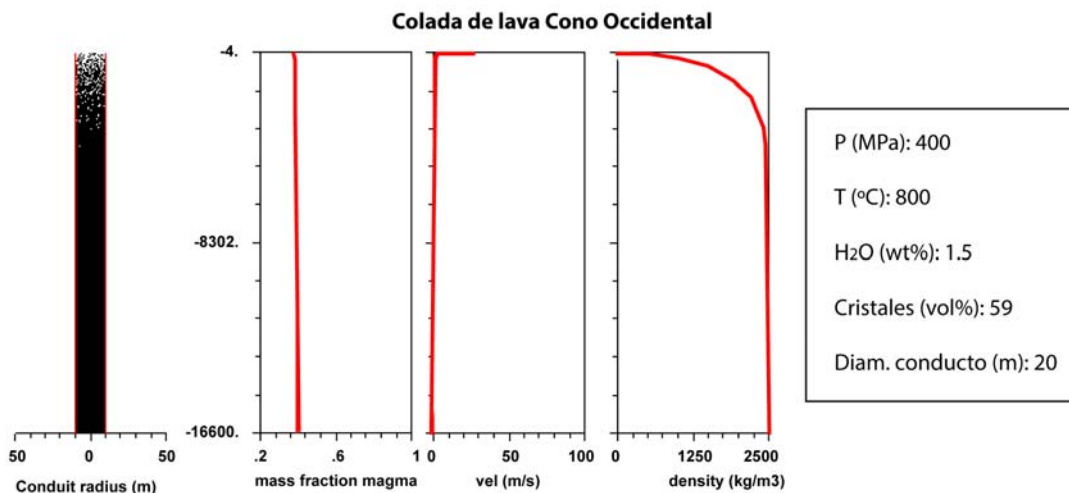


Figura 6.21: Condiciones mínimas P-T necesarias para generar una colada de lava y no ocurra fragmentación, según la composición geoquímica de la colada de lavas del Cono Occidental. P: 4 kbar, T: 800°C, H<sub>2</sub>O:1.5%.

Para los flujos piroclásticos, se analizaron las subunidades Sóncor, Tumbre y la erupción de 1993. Las condiciones estimadas como máximas para que ocurra fragmentación y prosiga una erupción explosiva son 800 °C, 4.6 kbar (460 mPa) y un contenido mínimo de H<sub>2</sub>O de 3 %wt para la ignimbrita Sóncor y 750 °C y 4 kbar (400 mPa) para el flujo de escorias Tumbre y el flujo piroclástico de abril de 1993, con un contenido mínimo de H<sub>2</sub>O de 5 y 4 %wt respectivamente (Figura 6.22, Figura 6.23 y Figura 6.24).

En la Tabla 6.4 se presentan las condiciones máximas P-T y el contenido mínimo de H<sub>2</sub>O estimado para las erupciones explosivas.

Tabla 6.4: Condiciones P-T y contenidos de agua para los flujos piroclásticos, estimados con el software Conflow.

Flujo piroclástico	Temperatura Máxima (°C)	Presión Máxima (kbar)	Contenido de H2O mínimo (% wt)
Sóncor	800	4.6	3
Tumbre	750	4	5
93	750	4	4

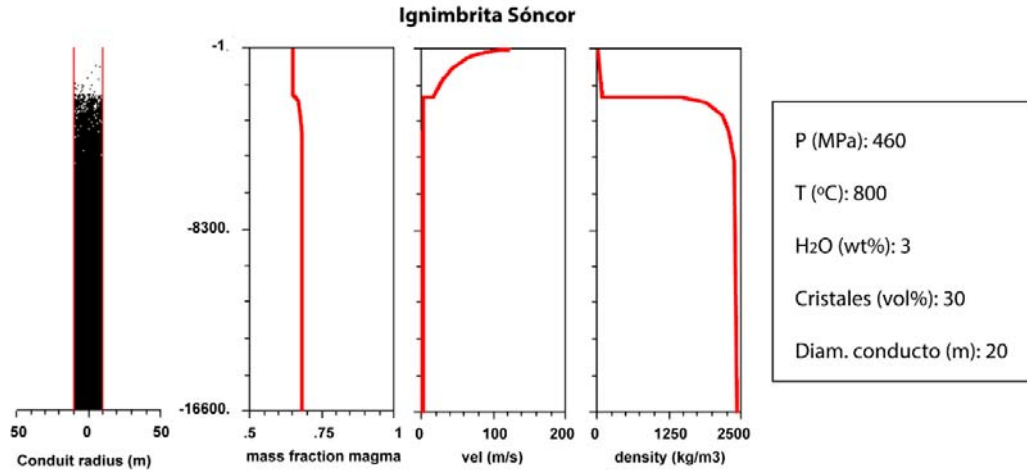


Figura 6.22: Condiciones máximas P-T necesarias para generar fragmentación y por tanto una erupción explosiva, según la composición geoquímica del Flujo piroclástico Sóncor. P: 4.6 kbar, T: 800°C, H<sub>2</sub>O:3%.

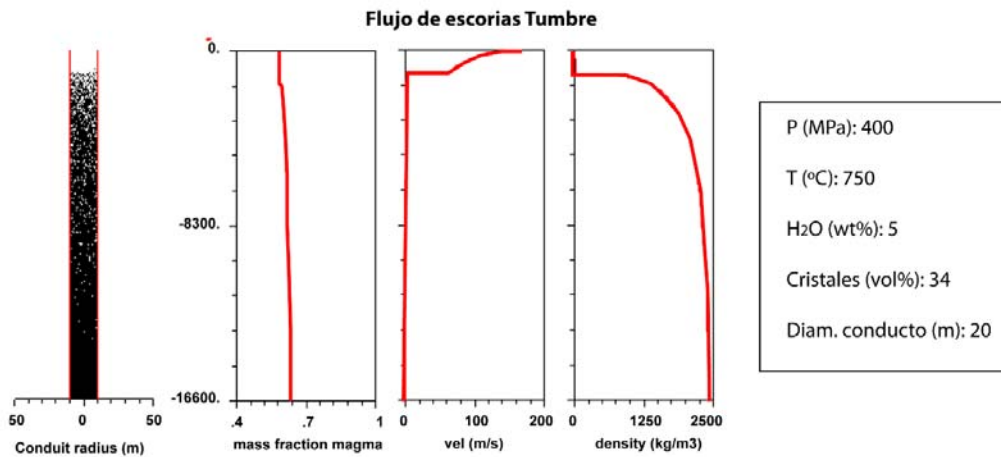


Figura 6.23: Condiciones máximas P-T necesarias para generar fragmentación y por tanto una erupción explosiva, según la composición geoquímica del Flujo de escoria Tumbre. P: 4 kbar, T: 750°C, H<sub>2</sub>O:5%.

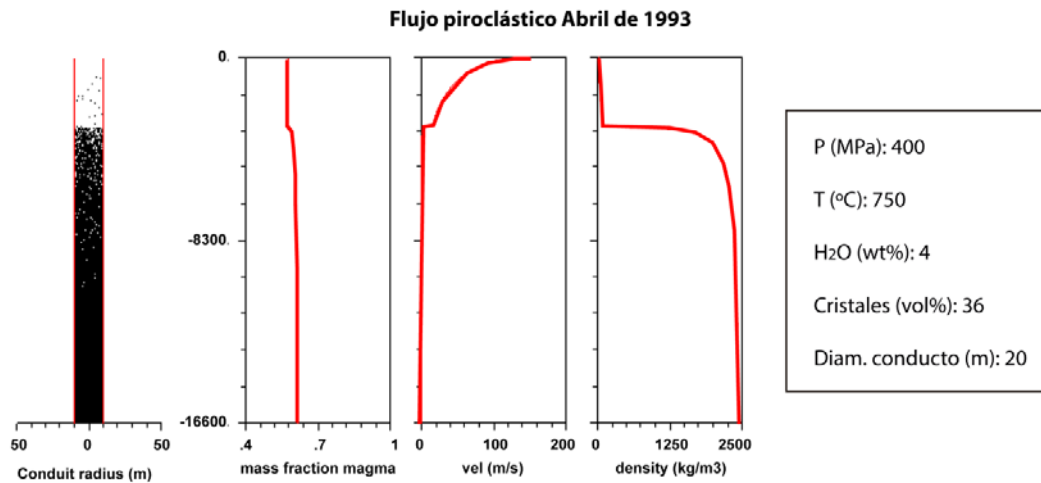


Figura 6.24: Condiciones máximas P-T necesarias para generar fragmentación y por tanto una erupción explosiva, según la composición geoquímica del Flujo piroclástico de Abril de 1993. P: 4 kbar, T: 750°C, H<sub>2</sub>O:4%.

Mediante *Conflow* también es posible estimar posibles viscosidades de acuerdo a Shaw (1972). En la Tabla 6.5 se presentan los valores obtenidos. Si bien estos datos no son necesariamente los valores precisos, pueden ser representativos, de modo de tener una aproximación y observar el cambio de viscosidad entre productos de erupciones explosivas y efusivas.

Tabla 6.5: viscosidades obtenidas desde software Conflow, de acuerdo a Shaw (1972).

	Piroclastos			Lavas	
	Sóncor	Tumbre	93	Negrillares	Cono Occidental
Viscosidad (Pa s)	3E+02 a 4E+02	2.00E+02	5.00E+02	1.00E+07	5.00E+08



## CAPÍTULO 7 DISCUSIONES

En este capítulo se discuten las principales diferencias observadas entre los productos eruptivos efusivos y explosivos del volcán Láscar, tales como el contenido de cristales, la vesicularidad, los tipos de texturas, en especial las zonaciones en plagioclasas y el contenido de SiO<sub>2</sub> total en la roca. Luego, se discuten las condiciones necesarias para la generación de cada estilo eruptivo de acuerdo a diversos estudios. Finalmente se discuten posibles hipótesis y modelos conceptuales de lo ocurrido en la cámara magmática y en el conducto del volcán Láscar para que se genere un cambio en el estilo eruptivo de acuerdo a las observaciones realizadas en este trabajo.

### 7.1 Principales diferencias y sus orígenes

Las principales diferencias entre las coladas de lavas y los flujos piroclásticos del volcán Láscar, se observan en el contenido de cristales, la cantidad de minerales hidratados, la vesicularidad, tipos de zonación en las plagioclasas, contenido de sílice, además de una leve diferencia en la saturación de agua calculada para las plagioclasas.

#### 7.1.1 Contenido de cristales

Las muestras correspondientes a lavas presentan una alta cantidad de cristales, tanto fenocristales+microfenocristales como microlitos, en comparación con los piroclastos. (Tabla 7.1)

Tabla 7.1: Contenido de cristales en lavas y piroclastos estudiados.

	Microfenocristales + Fenocristales (%)	Microlitos (%)
Lavas	57-64	18-26
Piroclastos	29-39	3-15

Los factores que inciden en el contenido de cristales en una cámara magmática son principalmente: temperatura, presión, tasa de enfriamiento y contenido de H<sub>2</sub>O. Si se asume que no hay cambios realmente significativos de presión, con una cámara que se mantiene a cierta profundidad, sin considerar el momento de la erupción, las variables restantes son la temperatura y el tiempo.

La temperatura puede variar producto de una mezcla de magmas de composición y temperaturas contrastantes (Heiken & Eichelberger, 1980), o por una automezcla producto de una convección en una cámara magmática con una sola composición, la que es calentada desde la parte inferior y se ha enfriado desde el extremo superior (Couch *et al.*, 2011). También es importante considerar la tasa de enfriamiento en la cámara magmática.

En la Figura 7.1 se observa la relación entre la tasa de crecimiento de plagioclasas y la temperatura del fundido. El enfriamiento conduce al crecimiento de los cristales, pero esto lleva a un cambio en la viscosidad, por lo que se retarda el movimiento iónico del magma y es por esto la forma de campana de la curva (Best & Christiansen, 2001). Esto indica que la tasa de crecimiento de los cristales puede aumentar con la disminución de temperatura y en cierto rango con el aumento de esta, es decir, una recarga de un magma que lleve a un aumento de temperatura, también puede llevar a un aumento en la cristalización en cierto rango.

Los fenocristales se forman en un primer estadio de enfriamiento lento en el fundido y los microlitos por rápido enfriamiento durante la erupción. Lo que lleva a barajar la posibilidad que las erupciones efusivas son producto de un mayor tiempo de residencia en la cámara magmática.

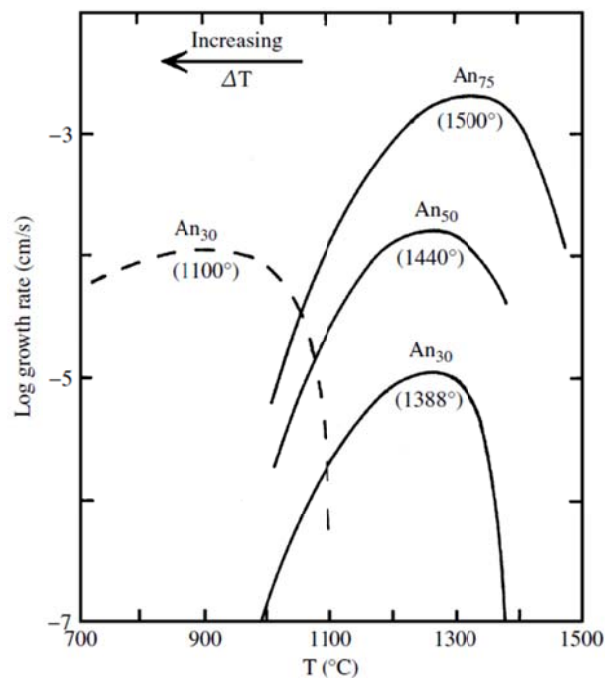


Figura 7.1: Tasas de crecimiento determinadas experimentalmente para las plagioclasas en función del grado de enfriamiento, en los equivalentes fundidos. (Best & Christiansen, 2001).

Respecto al tiempo, se puede esperar que a un mayor lapso de residencia del magma en la cámara magmática, los cristales tendrán mayor tiempo para cristalizar y aumentar su tamaño, dependiendo de las tasas de nucleación y crecimiento, además de presentar una dependencia directa con la temperatura.

El contenido de cristales también puede variar en una cámara magmática debido a las diferencias de densidades, lo que puede llevar a que ciertos cristales decanten hacia el fondo de la cámara y a otros a flotar hacia la superficie, generándose una estratificación en la cámara, ya que las densidades esperadas para fundidos silíceos es de alrededor de  $2.2 \text{ g/cm}^3$  (Sigurdsson *et al.*, 2015), para los anfíboles alrededor de  $3.2 \text{ g/cm}^3$  y en los piroxenos de  $3.2$  a  $3.5 \text{ g/cm}^3$  (Xavier, 1999). Con esto se está en presencia de una cámara zonada, con diferencia de contenido de cristales en la parte

superior y en la parte inferior del cuerpo magmático, sin la condición de que exista necesariamente adición de otros magmas.

Es necesario considerar también la cristalización producida durante el ascenso magmático, bajo condiciones polibáricas. La cristalización durante el ascenso magmático está fuertemente influenciada por la presencia de componentes volátiles. Para un magma pobre en volátiles, las temperaturas del *liquidus* y del *solidus* decrecen a medida que el magma asciende (Figura 7.2), y por consiguiente la cristalización solamente puede ocurrir si el enfriamiento en las paredes del conducto supera a la tasa de ascenso. La temperatura del *solidus* para fundidos ricos en agua, aumenta rápidamente a medida que el fundido asciende; en esta circunstancia, la cristalización puede ocurrir como consecuencia de la descompresión (o posiblemente debido a desgasificación, lo que reduce la presión de agua) (Gill, 2010). En consecuencia, las lavas al presentar una mayor desgasificación y por ende un menor contenido de volátiles, la curva del *solidus* se desplaza más a la derecha de la Figura 7.2, generando una mayor cantidad de cristales al variar las condiciones de presión, en cambio el magma con más contenido de agua genera menos cristales como es el caso de los piroclastos.

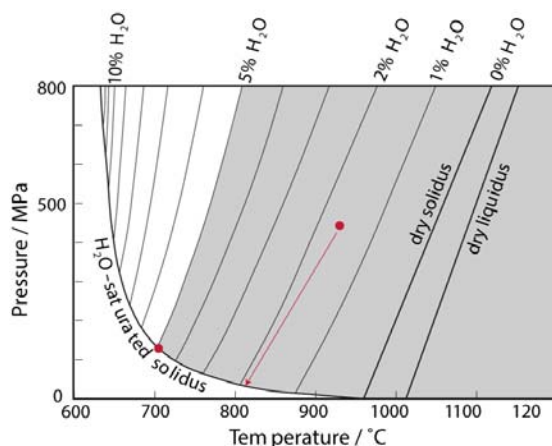


Figura 7.2: Diagrama P-T del comportamiento de un fundido dacítico bajo condiciones de hidratación variable. El punto rojo representa un fundido que comienza a ascender a alrededor de 400 Mpa y 900°C como lo planteado por Matthews *et al.* (1994) para las muestras del volcán Láscar, con un caso hipotético que se ajusta hasta el 5% de H<sub>2</sub>O como lo observado en muestras piroclásticas. Modificado de Holtz *et al.* (2001).

La cristalización posterior a la erupción está directamente relacionada con la tasa de enfriamiento. En una colada de lava el enfriamiento es más lento que en un flujo piroclástico, por lo que existe una mayor probabilidad de cristalización, lo que se refleja en la Tabla 7.1, donde existe mayor cantidad de microlitos en las coladas de lava, principalmente plagioclasas, aunque es importante tener en cuenta que los microlitos no sólo se forman luego de la erupción, sino también durante el ascenso magmático.

Entonces, se resume que la cristalización en una roca ígnea puede ocurrir en distintas etapas, cada una caracterizada por distintos grados de tasa de enfriamiento y tasa de nucleación. Etapas múltiples de enfriamiento pueden ser inferidas de los distintos rangos de tamaños (Figura 7.3), como etapas tempranas, intermedias y terminales (Gill, 2010). Estas poblaciones de cristales son observadas en lavas y

piroclastos del volcán Láscar, donde la mayor cantidad recae en el rango de microfenocristales, lo que podrían cristalizar en la cámara magmática en niveles más superficiales que los fenocristales o el conducto volcánico durante el ascenso, syn-eruptivamente. Para fines de un estudio más exhaustivo se podría diferenciar entre los microfenocristales, las poblaciones generadas en la cámara y las generadas durante la erupción, para esto se pueden realizar estudios más detallados de texturas y buscar diferencias entre ellas.

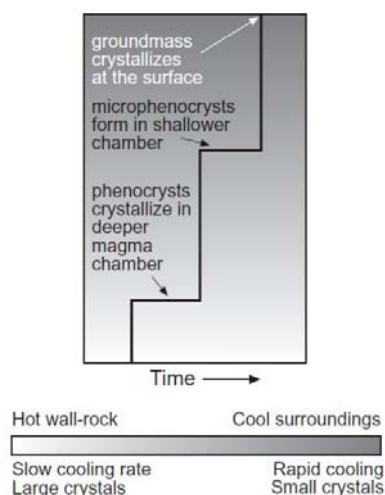


Figura 7.3: Presencia de dos distintas generaciones de fenocristales. Fenocristales como etapa temprana que cristalizan en las profundidades del magma y microfenocristales en partes superiores de la cámara o durante el ascenso, los microlitos cristalizan en superficie. Modificado de Gill (2010).

### 7.1.1.1 *Minerales hidratados*

Como se observa en la Figura 6.10, la cantidad de minerales hidratados es superior en lavas que en piroclastos. Los anfíboles necesitan una menor temperatura para cristalizar que los piroxenos, bajo los 925°C y un contenido de agua de alrededor de 6%, donde el fundido debe estar presurizado por lo menos a 2.3 kbar (Merzbacher & Eggler, 1984), por lo que el magma debe estar saturado en agua para cumplir esta condición. La cristalización de anfíboles provocaría una absorción de agua desde el fundido para generar estos minerales hidratados. Los productos efusivos muestran una mayor cantidad de anfíboles y una menor cantidad de saturación en agua de acuerdo a lo calculado en las plagioclasas según Lange *et al.* (2009), y además de poca vesicularidad, evidenciando algún proceso de pérdida de volátiles.

Es importante considerar la presencia de enclaves andesíticos con alto contenido de anfíboles en las muestras de lavas, por lo que estos minerales también pueden provenir de recargas magmáticas ricas en anfíboles y debido a procesos de mezcla dentro de la cámara pasaron a formar parte del sistema. Sin embargo, estos minerales se encuentran en un menor porcentaje en los productos explosivos, esto se podría deber a la decantación de los anfíboles desde las zonas superiores de la cámara magmática o la convección generada por distintas densidades y temperaturas que inducen a un proceso de automezcla, el cual fue más eficiente en las zonas inferiores y medias de la cámara magmática, es decir, distintos regímenes de convección entre la zona superior e inferior de la cámara.

Existe una pequeña diferencia en la química de los anfíboles de las coladas de lavas del Cono Occidental y Tumbre-Talabre en relación a la de los piroclastos y de la colada de lavas Negrillares. Estas diferencias están dadas por mayores contenidos de CaO y Feo y menores contenidos de MgO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Tabla A7.1).

### 7.1.2 Vesicularidad y contenido de volátiles

La exsolución de volátiles del fundido produce burbujas –proceso de vesiculación–. Este sigue el mismo proceso cinético que los cristales, es decir, nucleación y crecimiento. Estos cambios en el magma son asociados principalmente a cambios de presión y temperatura.

El crecimiento de las burbujas depende de varios factores: la concentración de volátiles y solubilidad, la tasa de ascenso y en especial la viscosidad; además de la expansión volumétrica de un fluido volátil existente en la burbuja como la expansión del magma (Best & Christiansen, 2001).

La diferencia en el porcentaje de vesicularidad presente en muestras piroclásticas y lavas se observa en la Tabla 7.2.

Tabla 7.2: Rangos de vesicularidad en porcentaje para las lavas y piroclastos del volcán.

	Vesicularidad (%)
Lavas	4-9
Piroclastos	41-50

De acuerdo a lo observado en la Tabla 4.1 y en la Tabla 5.1 las plagioclasas de los productos efusivos tienen una diferencia de saturación de agua con respecto a las muestras explosivas menor al 1%, esto puede indicar una cantidad inicial de volátiles similar en el fundido para ambos casos, donde sin embargo ocurrió algún proceso que llevó a que el magma se desgasificara en el caso de las lavas. Estos volátiles fueron liberados de un modo en que la vesiculación no procede al régimen de fragmentación. La desgasificación eficiente depende de la nucleación, crecimiento y coalescencia de burbujas (Navon & Lyakhovsky, 1998), las que dependen fuertemente de las altas temperaturas. La difusión de los volátiles, que controla la nucleación y crecimiento de las burbujas, es acelerada a medida que la viscosidad del fundido decrece (Ruprecht & Bachmann, 2010). Temperaturas altas también permitirán nucleación de burbujas profundas (Yamashita, 1999), por lo tanto dan más tiempo para que vías permeables se formen.

Estas vías permeables serían los conductos por los cuales los volátiles escaparon. Para esto se necesitan altas temperaturas y una disminución en la viscosidad. Un aumento de temperatura en una cámara magmática riolítica puede ocurrir gracias a la intervención de un magma de recarga de mayor temperatura. Algunas muestras evidencian composiciones andesíticas-basálticas, lo que podría haber cumplido el rol de incrementar la temperatura del fundido, llevando a una

disminución de la viscosidad y al escape de los volátiles: mientras mayor sea el intercambio de energía, menos volátiles se mantendrán en el fundido.

Para el caso de una cámara zonada, el contenido de volátiles variará de acuerdo a la profundidad en la cámara, ya que los volátiles se segregan rápido por tener menor densidad. Los volátiles ascienden a las partes superiores de la cámara, produciendo una mayor entropía y por tanto una disminución en la temperatura del magma en su techo, lo que lleva a pensar en una cámara con mayor contenido de volátiles en las zonas superiores y muy pocos volátiles en zonas inferiores de mayor temperatura. Esto se condice con modelos presentados por Gutierrez & Parada (2009), donde la distribución de H<sub>2</sub>O exsuelto se concentra principalmente en la parte central, en las paredes superiores y en el techo de una cámara magmática zonada.

### **7.1.3 Texturas minerales**

Para ambos tipos de erupciones es posible distinguir diversas texturas de desequilibrio, como por ejemplo bordes de reabsorción en plagioclasas y piroxenos. Según Humphreys *et al.* (2006) este tipo de textura se divide en dos etapas, una donde se forma el núcleo del cristal a una alta presión de H<sub>2</sub>O y otra en que ocurre la reabsorción durante un proceso de descompresión subsaturado de H<sub>2</sub>O. La textura sieve, según los mismos autores, se desarrollaría durante la mezcla de magmas con fundidos máficos.

#### **7.1.3.1 Zonación en minerales**

La zonación es un patrón sistemático de variaciones en la composición química en un mineral con solución sólida, es el registro de una reacción continua incompleta entre el fundido y la cristalización de una solución sólida (Best & Christiansen, 2001).

Tanto para lavas como para piroclastos se observa zonación oscilatoria en plagioclasas, piroxenos y anfíboles. El proceso exacto de este tipo de zonación no es claramente entendido, en general deberían reflejar cambios cíclicos a lo largo de la cámara magmática, tales como la emisión de vapor a través del conducto volcánico, causando fluctuaciones en la concentración de agua y consecuentes cambios en las condiciones de cristalización (Best & Christiansen, 2001). Esto se traduce como cambios pulsatorios en la presión de agua y/o temperatura durante el ascenso y un incremento de  $fO_2$ , como resultado de la desgasificación en el ascenso (Humphreys *et al.*, 2006).

Sin embargo al momento de analizar los cristales de plagioclasas con un solo borde de zonación, se observa que en el caso de las lavas, en general la zonación es inversa, en cambio en los piroclastos las zonaciones son variables, siendo normales o inversas, lo que podría hablar de distintas condiciones de reequilibrio en el magma. Esta situación presente en los piroclastos puede ser generada por variados procesos de reequilibrio, lo que se puede ser provocado por procesos de mezcla o auto-mezcla en el magma de mayor energía que estos mismos procesos para el caso de las lavas, entonces, las erupciones explosivas podrían ser generadas por eventos de mayor energía y se reflejaría en las texturas de desequilibrio.



### 7.1.3.2 Rompimiento en anfíboles y textura glómero-porfírica

Los anfíboles tanto en lavas como en piroclastos presentan texturas con bordes de rompimiento, estos bordes consisten en reemplazos de plagioclasas, piroxenos y óxidos de titanio-magnetita.

Matthews *et al.* (1999), interpretan los bordes de rompimiento observados en anfíboles del volcán Láscar, como el resultado de periodos de mezcla de magma desde el fondo de la cámara, donde el anfíbol era estable, hasta zonas superiores, donde era inestable. Los anfíboles que se observan euhedrales, sin bordes de reacción, pueden ser consecuencia de un último período de mezcla asociados con la erupción o debido a la evolución de las temperaturas y presión de agua al punto en que el anfíbol se vuelve marginalmente estable.

Existen estudios que plantean el rompimiento en anfíboles como un posible gatillante de erupciones explosivas. Bardintzeff & Bonin (1986) explican que el anfíbol es un mineral hidratado, el que al romperse hacia un arreglo anhídrido, la presión es reducida a menos de 1.5-2 kbar, el agua liberada sobresaturará el fundido coexistente, generando la sobrepresión necesaria para gatillar una erupción explosiva. Estos autores suponen un caso en el que un magma cristaliza un 30% de minerales anhidros primero y luego un 10% de anfíboles cristalizan desde el líquido remanente, 0.2 wt% de H<sub>2</sub>O podría ser almacenada en los cristales de anfíboles. Cuando el anfíbol reacciona con el magma para formar piroxenos, el resultado sería la adición de 0.33 wt% de H<sub>2</sub>O al magma residual, cantidad que sería independiente del contenido de agua inicial (Figura 7.4).

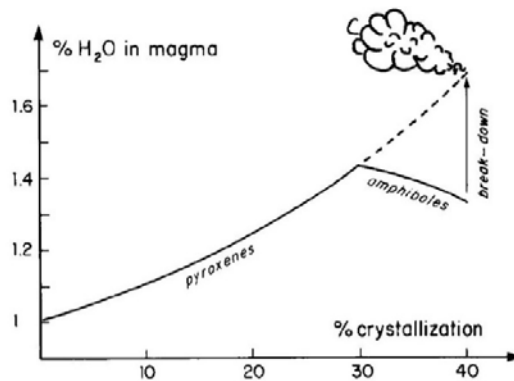


Figura 7.4: Efecto de la cristalización de minerales anhidros (piroxenos) e hidratados (anfíboles) en contenido de agua del magma (Bardintzeff & Bonin, 1986).

Cualquiera que sea el grado de cristalización, el efecto de que el anfíbol sea capaz de gatillar una erupción explosiva sería bajo tres condiciones: cristalización de anfíboles, transporte de estos cristales por el magma, y reabsorción durante el ascenso. Además la eficiencia del rompimiento de los anfíboles es gobernado por dos factores: la posibilidad de flotar de los cristales de anfíbol y que la cinética de estos lleva a una transición a piroxenos (Bardintzeff & Bonin, 1986).

Mediante el estudio de los bordes de rompimiento de los anfíboles, Browne & Gardner (2006) plantean que se puede obtener una aproximación de las condiciones de

ascenso del magma, ya que se espera que el grosor de los bordes de rompimiento varíe en función de la tasa de descompresión y de si el magma se fue deteniendo a distintas profundidades. Por ejemplo, si un magma asciende directamente, se espera que el grosor del borde de rompimiento crezca para tasas de ascenso lentas. Por otro lado, si varía periódicamente el ascenso del magma, deteniéndose en varios puntos, la textura y el grosor de borde de rompimiento variarán dependiendo de la profundidad en la que ocurre la detención. Si se detiene a grandes profundidades, resultan bordes gruesos, en cambio si se detiene en profundidades superficiales, resulta un borde de grano fino y delgado. Ya muy cerca de la superficie no se generarían bordes de rompimiento.

La textura glómero-porfírica se asocia a redes cristalinas formadas en el fundido, lo que lleva a hablar de estar en presencia de un *mush* cristalino.

Stewart (1975) propone que los *clots* formados esencialmente por plagioclasas, piroxenos y magnetitas —tal como se observa en las muestras del volcán Láscar—, en andesitas calco-alcalinas asociadas a la zona orogénica del circum-Pacífico, serían producidos por el rompimiento de anfíboles por deshidratación a medida que ingresan a ambientes de menor presión de la corteza superior. De esto, la textura glómero-porfírica podría ayudar a determinar las zonas en que mayor rompimiento de anfíboles se produjo, para las muestras del volcán Láscar, se observan preferentemente en muestras piroclásticas, en relación a las muestras de lavas, en las que es una menor proporción.

Es muy importante tener en consideración que las texturas minerales no son pruebas suficientes por si solas de la existencia de mezclas de magmas, sólo son rasgos de alguna posibilidad y se requiere de estudios más detallados ya que una mezcla de magma genera un cambio de temperatura y composición dentro de un sistema abierto.

#### **7.1.4 Contenido de SiO<sub>2</sub> y viscosidad**

Si bien en la Figura 7.1 se observa una diferencia en el contenido de SiO<sub>2</sub> entre piroclastos y lavas del volcán Láscar, al considerar los valores promedios de SiO<sub>2</sub> en cada erupción, se percata que en realidad son bastantes similares, con valores cercanos al 59%, de lo cual sólo la ignimbrita Sóncor presenta un mayor contenido de SiO<sub>2</sub>.

Existen casos en que una mezcla de magmas muy efectiva generaría magmas más homogéneos, donde la composición de SiO<sub>2</sub> variaría respecto a la condición inicial. En los piroclastos del volcán Láscar se observa una menor interacción, con una mezcla no tan efectiva, por lo que se habla de un proceso de *mingling*, marcado por bandeamientos máficos y félsicos en escorias y pómez.

En un modelo de cámara magmática zonada, se genera una estratificación composicional y de temperatura, donde los mayores contenidos de SiO<sub>2</sub> se encuentran en el techo de la cámara, y va disminuyendo a medida que se desciende hacia la base (Gutierrez & Parada, 2009). Por lo tanto, una de las tantas explicaciones a que ciertas muestras presenten diferencias en el contenido de SiO<sub>2</sub>, es que se asocian a la

existencia de una zonación de la cámara, sin embargo el promedio de contenido de  $\text{SiO}_2$  es muy similar entre los distintos productos eruptivos, por lo que no se considera como una diferencia significativa.

La viscosidad de un magma es considerado crucial en el proceso de la fragmentación y un rápido ascenso. La viscosidad en los magmas puede variar dramáticamente a medida que el agua se exsuelve (Parfitt & Wilson, 2007). La exsolución en magmas más evolucionados en relación a magmas basálticos puede causar dramáticos cambios en el incremento de la viscosidad del magma (Figura 7.5). Altas viscosidades en los magmas significan que rápidas aceleraciones llevan a tasas de *strain* suficientemente altas para causar que el magma falle de manera frágil. Una mayor tasa de *strain* es probable que cause un mayor grado de fragmentación (Parfitt & Wilson, 2007).

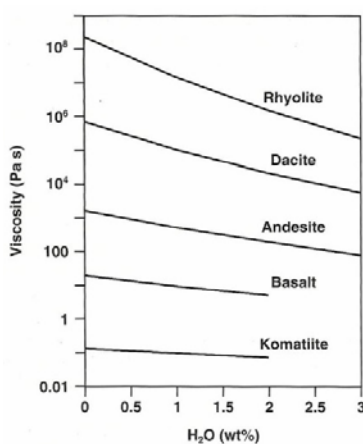


Figura 7.5: Variación de las viscosidades en distintos magmas cuando se han disuelto contenidos de agua a temperatura constante. La disminución del contenido de agua incrementa la viscosidad, especialmente cuando el magma es rico en sílice (Parfitt & Wilson, 2007).

De acuerdo a lo observado en el apartado 6.4 existe una gran diferencia entre las viscosidades de los piroclastos y las lavas, donde los productos de erupciones explosivas habrían sido generados por magmas de viscosidades del orden de  $10^2$  Pa s, en cambio los productos efusivos por magmas con altas viscosidades del orden de  $10^8$  Pa s, los que presentarían una menor velocidad de ascenso y mayor contenido de cristales, además que se habría exsuelto un mayor contenido de volátiles, de modo de generar erupciones efusivas.

## 7.2 Condiciones en los estilos eruptivos

A pesar de estar en presencia de rocas andesíticas y dacíticas, se puede hablar de un magma silíceo, ya que este concepto no está restringido sólo a fundidos con un porcentaje mayor al 70% de  $\text{SiO}_2$ , ya que también se incluyen andesitas y dacitas típicas de arco, con alto contenido de cristales (30-50%) en una matriz de vidrio riolítica (Eichelberger, 1995).

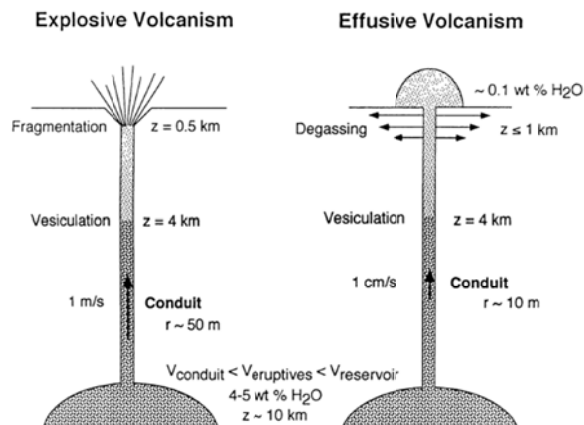


Figura 7.6: Esquema de un sistema con dimensiones y condiciones aproximadas, inferidas para erupciones silíceas explosivas o efusivas. Tomado de Eichelberger (1995).

Según Eichelberger (1995), al ver un sistema volcánico silíceo como un sistema abierto, el control de la explosividad versus un comportamiento efusivo recae en los parámetros del ascenso magmático a por lo menos un kilómetro de profundidad, en lugar de depender del contenido de agua en el reservorio magmático, es decir, la principal diferencia debería estar marcada en la tasa de ascenso (Figura 7.6). Jaupart & Allegre (1991) encontraron una relación directa para estos comportamientos: a mayores velocidades de ascenso, la desgasificación no logra seguir el ritmo de la descompresión, promoviendo una expansión continua de la “espuma”, la que incrementa la velocidad de ascenso y en consecuencia disminuye el tiempo de desgasificación aún más. A menores velocidades de ascenso, la desgasificación mantiene el ritmo con la exsolución y expansión del vapor, y la velocidad de ascenso de mantiene lenta. Estos mismos autores, al asumir que la liberación de gas comienza a 1 km de profundidad, encontraron que para el ascenso de un magma silíceo en un conducto de 12 m de radio, la transición de liberación de gas a retención de gas y por lo tanto un cambio de estilo de explosivo a efusivo, ocurriría sobre la velocidad de 0.03 cm/s. Lo cual lleva a una interesante consecuencia, que a mayor viscosidad del magma se favorece una desgasificación no-explosiva, en lugar de obstaculizarla, por decrecimiento de la tasa de ascenso (Eichelberger, 1995).

Mediante diversos experimentos se muestra el fuerte efecto de la depresión del punto de enfriamiento generado por el agua en sistemas silíceos (Figura 7.7). De lo que se extrae que los magmas silíceos sufren descompresión durante el tránsito a la superficie, ya que por la deshidratación del fundido ellos pueden hacer erupción bajo su *solidus* (Carrigan *et al.*, 1992; Eichelberger, 1995). Si la fragmentación ocurre a un 75 vol% de vapor, la profundidad de la fragmentación puede ser calculada con el conocimiento del contenido de agua, solubilidad del agua en el fundido como función de la presión de vapor, y asumiendo que el vapor se comporta como un gas ideal y que la presión de vapor es igual a la carga litostática (Figura 7.7) (Eichelberger, 1995).

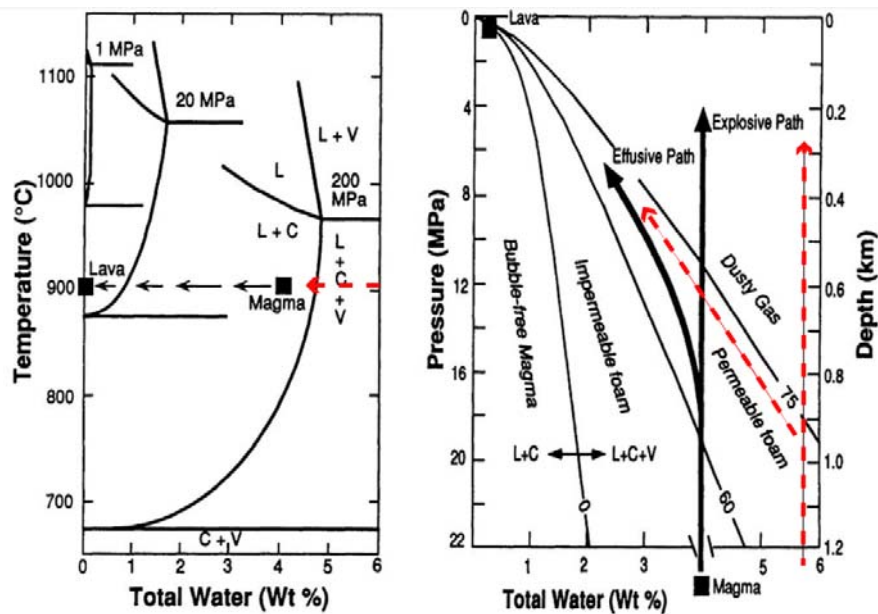


Figura 7.7: Cambios químicos y físicos en magmas silíceos durante descompresión. (a) Fases de equilibrio aproximada para una cámara riolítica, V=vapor, C=cristal, L=líquido. (b) Forma física del magma en función del agua total y la presión. En líneas punteadas rojas un caso hipotético con más contenido de volátiles, similar a los datos obtenidos para el volcán Láscar. Modificado de Eichelberger (1995).

También es importante considerar las clasificaciones de erupciones basadas en la estructura del flujo, propuestas por Slezin (1979, 1995). El primero es el régimen de “separación de gas discreto” (DGS), el que puede ocurrir sólo si el tamaño de las burbujas son lo suficientemente grandes para que su velocidad sea mucho mayor que la velocidad del líquido; este régimen corresponde a todas las erupciones con emisión de gas en porciones discretas. Otro régimen es el de *dispersión*, el que corresponde a todas las erupciones de piroclastos y gas, incluidas las de alta intensidad (erupciones explosivas catastróficas). En este régimen existen dos zonas diferentes, uno de flujo de líquido y otro de flujo de “gas piroclástico”, separados por el nivel de fragmentación. El último régimen es llamado “espuma parcialmente destruida” (PDF) y corresponde a erupciones extrusivas, posible en magmas de alta viscosidad con movimientos muy lentos (Slezin, 2003).

Para erupciones silíceas el régimen de dispersión prevalece fuertemente, el régimen de espuma parcialmente destruida (PDF) es factible para una amplia gama de parámetros, pero el régimen DGS presenta una muy baja probabilidad de ocurrencia (Slezin, 2003) (Figura 7.8).

Al observar la Figura 7.6 y Figura 7.7 se aprecia la relación directa entre el contenido de volátiles y el cambio de régimen eruptivo, ya sea dependiendo de la velocidad del flujo de magma, y/o la variación en la presión. En el caso de la Figura 7.7, considerando un contenido de agua sobre el 5.5%, de acuerdo a los resultados obtenidos para este trabajo, el magma pasaría directamente desde una etapa de espuma permeable, donde puede seguir el camino explosivo, siendo un “gas polvoriento” (*dusty gas*), o bien, desvolatilizar y seguir el camino efusivo, por el mismo hecho de perder volátiles por los conductos formados por la espuma permeable. En las

muestras estudiadas no hay evidencias directas de esta espuma permeable, sin embargo podrían compactarse posterior a la erupción, dado el peso de la colada de lava y no dejar evidencia de su formación.

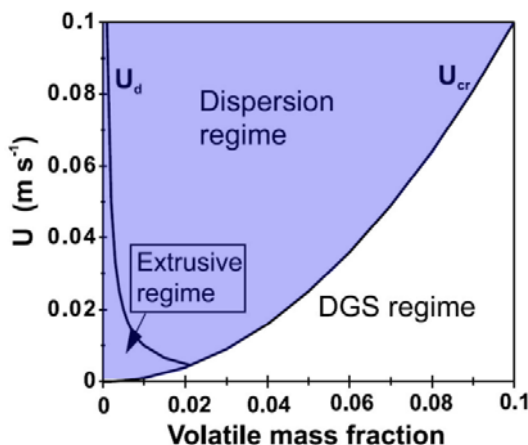


Figura 7.8: Regímenes eruptivos según la velocidad del magma versus el contenido de volátiles, separados por curvas críticas.  $U_{cr}$  y  $U_d$  son condiciones críticas que dividen los distintos regímenes eruptivos, que dependen principalmente de la viscosidad, de los núcleos de burbujas, contenido de volátiles y coeficiente de solubilidad de los volátiles, los que son términos variables para estos cálculos. La zona coloreada representa las posibles erupciones en un magma silíceo. Modificado de Slezin, (2003).

De acuerdo a los datos obtenidos con el software *Conflow*, debe ocurrir una pérdida de agua suficiente hasta que se reduzca a un 1.5% por lo menos, para producir una erupción efusiva, con una temperatura crítica de 750 a 800°C. Al disminuir de este rango de temperaturas se espera una erupción explosiva, si es que el contenido de agua es superior a un 3% (Tabla 6.3 y Tabla 6.4) a una presión de 4 kbar, de lo que se puede estimar una profundidad cercana a los 13 km. En el caso de considerar una cámara zonada, este punto marcaría una “zona crítica” de transición, en donde las condiciones del magma cambiarían de modo de generar distintos tipos de erupciones. Es importante considerar las temperaturas mencionadas como casos límites estimados. De acuerdo a Matthews *et al.* (1994), la temperatura estimada para la cámara magmática cae en el rango de 890 a 970°C de acuerdo a la termometría de 2-piroxenos y según Déruelle *et al.* (1996), la temperatura de cristalización de los piroxenos —de acuerdo al termómetro de Wells (1993)— en la erupción explosiva de abril de 1993 fue de 980°C para las pómez y 960°C para el domo de lavas formado luego de esta erupción; y en base a los datos geoquímicos, concluyen una fuente magmática común para ambos productos volcánicos. Esto habla de una temperatura similar de cristalización, donde algún proceso marcaría un cambio en el estilo eruptivo, lo que puede estar dado como ejemplo por la pérdida de volátiles, los cambios en viscosidades y distintas velocidades de ascenso.

### 7.3 Modelo Conceptual

Entre los posibles procesos que generan un cambio en el estilo eruptivo en el volcán Láscar, se barajan principalmente tres opciones. El primer caso es que las erupciones tengan proveniencias distintas, es decir, correspondan a cámaras distintas; de diferente composición, contenido de volátiles y minerales. Otro caso es que correspondan a ciclos con distintas características, donde por ejemplo en un caso la



cámara magmática haya sufrido un proceso de desgasificación, por lo que variaría su viscosidad, provocando que el magma ascienda más lento, gatillando finalmente una erupción efusiva en lugar de una explosiva. El tercer caso consiste en que las lavas formadas sean la parte cúlmine de un ciclo eruptivo, el cual comenzaría con una erupción explosiva, dadas las condiciones iniciales del sistema; luego de una desgasificación y cambios en las condiciones P-T se generaría un ascenso más lento del magma, provocando una erupción efusiva.

De acuerdo a lo observado en las secciones de geoquímica de las muestras de lavas y piroclastos de las diferentes unidades estudiadas (apartados 4.3, 5.3 y 6.2), los distintos productos presentan similares contenidos de los distintos elementos, ya sean mayores o trazas, lo que puede indicar una fuente magmática común. Matthews *et al.* (1999) plantean una cámara magmática zonada para las erupciones explosivas de la Unidad 2 del volcán Láscar. Además, según Gardeweg *et al.* (2011) dos tipos de reservorios han sido inferidos: uno máfico asociado a una composición andesítica de 2-piroxenos y el segundo más evolucionado, de composiciones andesíticas y dacíticas, con mayor cantidad de volátiles.

En base a todo lo mencionado, se puede suponer una cámara magmática que recibe recargas magmáticas desde dos posibles fuentes, que serían los dos reservorios inferidos por Gardeweg *et al.* (2011). Uno de estos, principalmente andesítico de 2-piroxenos y menor porcentaje de anfíboles, sería la principal fuente de recarga presente en la mayoría de las erupciones, ya sea en explosivas —todas las estudiadas— y algunas efusivas, como por ejemplo la colada de lavas Negrillares. Esto se infiere de los porcentajes minerales presentados en la Figura 6.9, donde coinciden las composiciones geoquímicas. Como modelo de la cámara, se plantea una zonada, que mediante ciclos convectivos genera automezcla, lo que explicaría el *mingling* observado en las muestras, en donde las bandas félsicas y máficas presentan la misma mineralogía, según lo anteriormente descrito en los apartados 4.5 y 5.5. Esta cámara zonada presentaría mayor cantidad de volátiles hacia su techo y un menor contenido de fenocristales, en comparación a su base, donde disminuiría el contenido de H<sub>2</sub>O y el contenido de fenocristales sería mayor al 55%. Debido a estos mismos procesos de automezcla se generan diversas texturas de desequilibrio, como bordes de reacción en anfíboles y bordes de reabsorción en plagioclasas, además de las zonaciones observadas en las plagioclasas, piroxenos y anfíboles. En este tipo de cámaras magmáticas se pueden suponer diversos regímenes convectivos (Gutierrez & Parada, 2009). Para fines prácticos, se asumirán por lo menos tres flujos convectivos en la cámara magmática del volcán Láscar: superior, inferior y uno por las paredes de la cámara, además de que se pueden generar flujos advectivos secundariamente asociados a las convecciones (Figura 7.9).

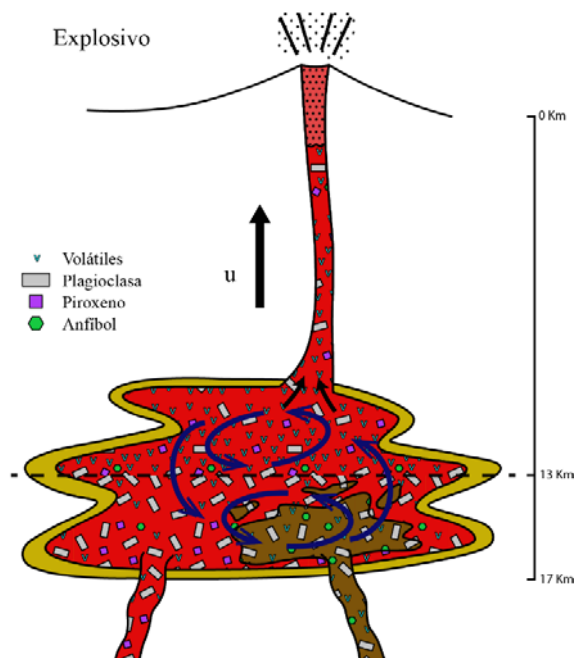


Figura 7.9: Modelo de la cámara magmática y conducto del volcán Láscar. El esquema representa el sistema para una erupción explosiva, donde la cámara magmática está zonada, con mayor cantidad de volátiles hacia el techo y mucha cantidad de cristales hacia la base de la cámara. A los 13 km de profundidad, a 4 kbar se espera un cambio en las condiciones magmáticas que permitan cambiar el estilo eruptivo. La cámara magmática recibiría principalmente una recarga de una andesita rica en plagioclasas y piroxenos, y otra recarga menor de una andesita rica en plagioclasas y anfíboles. Se plantean por lo menos tres flujos convectivos.

De acuerdo al mayor contenido de anfíboles en las coladas de lavas del Cono Occidental y Tumbre-Talabre, más los supuestos planteados por Gardeweg *et al.* (2011) respecto a una recarga andesítica-dacítica rica en anfíboles, se puede suponer esta segunda fuente de recarga, cuya intrusión podría ser posterior a la fuente de recarga andesítica de 2-piroxenos, y en menor proporción, de modo que la mezcla no sea tan eficiente y se encuentre principalmente en la base de la cámara, en el flujo convectivo inferior, pero aun así formando parte de la cámara zonada, donde sus volátiles escapan a la superficie dado el aumento de la entropía en el sistema. La mezcla generada por esta recarga en conjunto a la otra fuente de recarga, la conformaría los productos efusivos de las Unidades 2 y 4 del volcán Láscar, cuyo ascenso podría estar marcado como una etapa final de un ciclo eruptivo, marcando un vaciamiento de la cámara magmática. Por lo tanto las erupciones efusivas también estarían controladas por mayores cantidades de recarga, esto se condice con lo planteado por Ruprecht & Bachmann (2010) en el volcán Quizapu —con erupciones de composición dacítica principalmente—, el que presentaría una disminución en el carácter explosivo de las erupciones mientras más grande sea el volumen de recarga, en donde la interacción del magma almacenado con nuevos *inputs* desde las profundidades controlaría el estilo eruptivo, mientras que los procesos que ocurren en el conducto durante el ascenso, son mayormente resultados de un estilo eruptivo predeterminado.

Se espera que los valores obtenidos en *Conflow* marquen una zona de transición en el magma, entre los 750 y 800°C a los 4 kbar. Esto sería a una profundidad de alrededor de 13 km. Sobre esta zona estaría el flujo convectivo superior, y bajo esta, el flujo convectivo inferior. Además se esperaría un flujo convectivo por las paredes de la

cámara. Es importante considerar que esta transición obtenida marca la profundidad en la que debería comenzar el conducto volcánico para que se genere el cambio en el estilo eruptivo. Por lo tanto se desprende que habría cambios en la profundidad del conducto entre una erupción explosiva y una efusiva. En el caso de una erupción efusiva el conducto debería comenzar por lo menos a los 13 km de profundidad, para el caso efusivo a menores profundidades que estos 13 km.

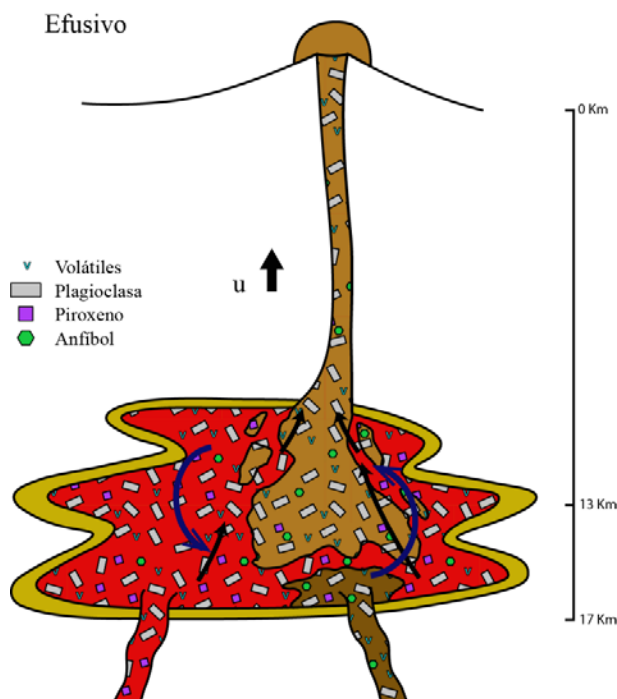


Figura 7.10: Modelo de la cámara magmática y conducto del volcán Láscar. El esquema representa un posible sistema para una erupción efusiva, donde por los cambios de presión en la cámara, el magma desgasificado asciende a una menor velocidad que el caso explosivo, llevando a mayor desgasificación aún y cristalización en el conducto. Esto podría marcar el fin del ciclo eruptivo, o un proceso mayor de recarga el que impulsaría el magma que estaba en la base de la cámara a ascender y producir la erupción. Este magma erupcionado puede ser una mezcla de ambas recargas que se concentran en la base de la cámara.

Al despresurizarse la cámara magmática del volcán Láscar, recibiría principalmente la recarga andesítica de 2-piroxenos y comenzaría un nuevo ciclo. Esto explicaría por qué las erupciones piroclásticas de la Unidad 3 y 4 vuelven a tener mayor presencia de piroxenos que anfíboles (Figura 7.10).

Al asumir esto, se habla de un sistema conectado de gran volumen, ya que al considerar las condiciones P-T de las lavas (María Angélica Contreras, comunicación personal) caen en un rango de 2.5 a 4.7 kbar, lo que corresponde a profundidades desde 9.6 a 17.8 km, con temperaturas entre los 921 a 997°C. Estos resultados se obtuvieron utilizando el método de Ridolfi (2010).

Sin embargo es importante considerar que para fines de este estudio se consideran las distintas erupciones del volcán Láscar como una secuencia de ciclos eruptivos. En general es complicado hacer este tipo de vínculo, ya que el sistema podría no ser un continuo, si no que en algunos momentos podría incluso resetearse y

los reservorios podrían ser completamente diferentes. Este tipo de estudios tiene la dificultad de enlazar distintos ciclos, los que podrían ser completamente diferentes.

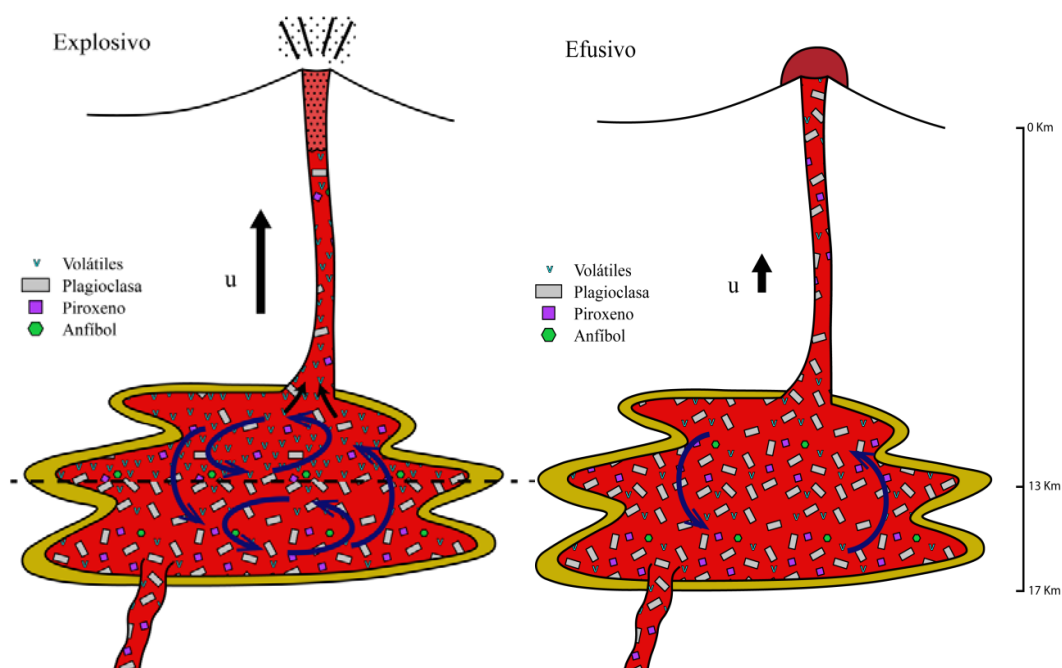


Figura 7.11: Caso en que no exista mezcla de magmas de distinta composición, donde se puede asumir una automezcla generada por un input térmico desde debajo de la cámara magmática. Para el caso de las subunidades Cono Occidental y Tumbre-Talabre, se generaría una diferencia de anfíboles en los productos eruptivos debido a un menor rompimiento de estos minerales en relación a las otras erupciones del volcán Láscar.

Si se deja de asumir una mezcla de magmas (Figura 7.11), el modelo conceptual planteado también es posible considerando una única fuente de recarga. Para esto, la diferencia entre anfíboles observado en algunas lavas respecto a los piroclastos se puede atribuir al rompimiento de estos minerales, los que serían tempranos y por cambios en condiciones de presión se desestabilizaron y generaron estos rompimientos que liberan agua hacia el sistema, incluso algunos minerales podrían romperse completamente generando *clots* de plagioclasa, piroxeno y óxidos de hierro y titanio (Stewart, 1975). La sobrepresión generada por la liberación de agua del rompimiento de anfíboles podría gatillar una erupción explosiva (Bardintzeff & Bonin, 1986), esto explicaría la diferencia de minerales hidratados entre erupciones explosivas y efusivas en el volcán Láscar —estas suposiciones también se aplican para el modelo generado—.

También se barajan las posibilidades de cámaras transientes, las que van generándose y desapareciendo como distintos ciclos, en este caso se hablaría de cámaras diferentes, donde no se observaría necesariamente una zonación y las erupciones corresponderían a eventos completamente distintos. O también cámaras continuas, donde el ascenso de la cámara más superior generaría erupciones explosivas y la inferior erupciones efusivas, donde las condiciones de presión y temperatura podrían ser mayores, sin embargo tampoco reflejaría necesariamente las condiciones obtenidas en los resultados de este trabajo, los que principalmente apuntan a una cámara zonada.

## CAPÍTULO 8 CONCLUSIONES

De acuerdo a las características petrográficas y geoquímicas de 10 distintas muestras de erupciones explosivas y efusivas del volcán Láscar, se han podido determinar las condiciones necesarias en la cámara y en el ascenso magmático para generar distintos estilos eruptivos. Además, se pudo estimar los valores críticos de P-T que generan una transición entre un estilo eruptivo y otro.

Las principales diferencias entre productos eruptivos efusivos y explosivos están dadas por el contenido de cristales, vesículas y contenido de agua. Estos indicadores llevan a pensar en una cámara magmática zonada, con un mayor contenido de volátiles y menor contenido de cristales hacia el techo de la cámara. La distribución de tamaño de los cristales y la composición geoquímica de las rocas no presentan mayor diferencia entre estilos eruptivos. La composición de las rocas es principalmente andesítica a dacítica, pero debido al alto contenido de fenocristales y a la composición riolítica del vidrio, se puede hablar de un magma silíceo. El análisis del contenido de sílice en el vidrio en relación al contenido de cristales o en relación al contenido de sílice total en la roca, no arroja diferencias significativas con respecto al producto eruptivo generado.

Algunas muestras de lava presentan un mayor contenido de anfíboles que todas las otras muestras, que contienen principalmente piroxenos. Muchos de los minerales observados manifiestan texturas de desequilibrio que podrían apuntar a una mezcla de magmas en la cámara, mientras que las zonaciones indicarían que en las muestras piroclásticas hubo un mayor proceso de mezcla. Además, en las muestras piroclásticas se observan notorios bandeamientos máficos-félsicos y en las muestras de lavas enclaves andesíticos. Esto lleva a pensar en dos posibles fuentes de recarga de la cámara magmática del volcán Láscar: una andesítica rica en piroxenos y otra andesítica a dacítica rica en anfíboles. Estos indicadores llevan a pensar en una cámara magmática zonada, con un mayor contenido de volátiles y menor contenido de cristales hacia el techo de la cámara.

La composición de las erupciones de las coladas de lavas Negrillares es la misma que para las erupciones explosivas, correspondiente al magma andesítico rico en piroxenos. Esto puede indicar que la recarga rica en anfíboles es posterior a esta y se concentraría principalmente en el fondo de la cámara magmática.

Se plantea un modelo de cámara magmática zonada, con una recarga principalmente rica en piroxenos y una posterior recarga rica en anfíboles. Dadas las diferencias de temperaturas en la cámara, se generan procesos de mezcla mediante flujos convectivos, los que serían principalmente tres: uno de menor energía en la parte inferior de la cámara, donde se encuentran las dos recargas magmáticas; otro superior de mayor energía dadas las evidencias en las zonaciones de las plagioclasas de los piroclastos y un tercer flujo convectivo por las paredes de la cámara. Se infiere que los dos primeros flujos mencionados podrían estar separados por una zona de transición a una profundidad de alrededor de 13 km, a los 4 Kbar de presión y un rango de temperaturas de 750 a 800°C. El ascenso del magma que está sobre esta zona de transición generaría erupciones explosivas y el que está abajo erupciones efusivas. También existiría una diferencia en el contenido de agua para generar las distintas erupciones: para formar fragmentación se requeriría sobre un 3% de H<sub>2</sub>O, en cambio

para generar coladas de lavas se necesitarían valores menores al 1.5% de H<sub>2</sub>O, estas diferencias respecto a la cantidad de volátiles obtenidos en la saturación de H<sub>2</sub>O en plagioclasas, se puede deber a procesos de desgasificación en el conducto magmático. La diferencia en el contenido de agua se atribuye a la zonación de la cámara magmática, además del agua perdida durante el ascenso magmático debido a la desgasificación experimentada por el magma que produce una erupción efusiva, como ya se mencionó. Matthews *et al.* (1999) plantean una cámara zonada para las erupciones Piedras Grandes y Sóncor de la Unidad Láscar 2; el aporte en esta memoria respecto a la zonación, es ampliar la idea para toda la evolución del volcán Láscar, en donde cada ciclo presentaría esta zonación, además de variaciones en la profundidad del conducto, lo que reuniría las condiciones para generar un cambio en el estilo eruptivo del volcán, marcada por una zona de transición a los 13 km de profundidad. Además el modelo presentado en este trabajo no depende sólo de una mezcla de magmas, existe la posibilidad de que esta no haya ocurrido y que por tanto, la diferencia en el contenido de anfíboles esté dado por el rompimiento de ellos debido a cambios de presión, lo que los hace inestables, finalmente liberando agua al sistema y aumentando la presión.

El estilo eruptivo del volcán Láscar estaría principalmente dado por los procesos de zonación en la cámara magmática debido a un *input* de calor que generaría flujos convectivos y advectivos, en vez del conducto volcánico, el que secundariamente controlaría procesos de desgasificación y según la profundidad de su base se cumplirían los requisitos de presión y temperatura para generar un cambio en el tipo de erupción. Sin embargo, en el conducto también ocurren procesos de desgasificación y cambios de presión durante el ascenso, lo que contribuye a que ocurra o no la fragmentación del magma. Las erupciones explosivas se generan con una mayor velocidad de ascenso, en ellas la mezcla magmática es menos homogénea, además los rasgos de *mingling* señalan que este proceso de mezcla fue interrumpido violentamente, tal como se observa en los bandeamientos de las rocas piroclásticas. Las erupciones efusivas estarían controladas por mayores cantidades de recarga, lo cual produciría un aumento en la presión de la cámara magmática y el ascenso de este magma desvolatilizado. Esto marcaría el final y el inicio de los ciclos eruptivos del volcán Láscar, donde primero se vacía la parte superior de la cámara, produciendo erupciones violentas explosivas y por mayores cantidades de recarga ascendería el magma que se encuentra en el fondo de la cámara magmática.

Como sugerencia, se plantea realizar análisis geoquímicos a la colada de lavas Tumbre-Talabre de la Unidad 4, o bien, corroborar los puntos de muestreo de estudios anteriores, cuando este flujo era aún considerado parte de una unidad andesítica ya no existente (las subunidades Tumbre-Talabre y Negrillares conformaban esta unidad). También, generar análisis petrográficos a un mayor universo de muestras, considerando partes iniciales, finales e intermedias de los productos eruptados, de modo de estudiar la evolución del magma durante el ascenso volcánico.

Es importante tener en cuenta las debilidades de este trabajo, como no contar con todos los datos geoquímicos, además de la escasa cantidad de muestras estudiadas. Además en este tipo de estudio resulta complicado enlazar todos las erupciones como una secuencia de ciclos eruptivos, los que perfectamente pueden ser independientes unos de otros y marcar historias completamente diferentes.



Entender los factores —condiciones P-T, contenido de volátiles y cristales, viscosidad— que controlan la transición entre estilos eruptivos, permite una comprensión de la diversidad y la causalidad de los peligros y mitigación del riesgo resultante para el bienestar de los poblados cercanos.

## BIBLIOGRAFÍA

- Adams, N. K., Houghton, B. F., Fagents, S. A., & Hildreth, W. (2006). The transition from explosive to effusive eruptive regime: The example of the 1912 Novarupta eruption, Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, 118(5-6), 620-634.
- Bardintzeff, J. M., & Bonin, B. (1987). The amphibole effect: a possible mechanism for triggering explosive eruptions. *Journal of volcanology and geothermal research*, 33(4), 255-262.
- Best, M. G., & Christiansen, E. H. (2001). *Igneous petrology*. Blackwell Science.
- Bouvet De Maisonneuve, C., Dungan, M. A., Bachmann, O., & Burgisser, A. (2012). Insights into shallow magma storage and crystallization at Volcán Llaima (Andean Southern Volcanic Zone, Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211, 76-91.
- Browne, B. L., & Gardner, J. E. (2006). The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy, and formation of hornblende reaction rims. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3), 161-176.
- Calder, E. S., Sparks, R. S. J., & Gardeweg, M. C. (2000). Erosion, transport and segregation of pumice and lithic clasts in pyroclastic flows inferred from ignimbrite at Lascar Volcano, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104(1), 201-235.
- Carrigan, C. R., Schubert, G., & Eichelberger, J. C. (1992). Thermal and dynamical regimes of single-and two-phase magmatic flow in dikes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 97(B12), 17377-17392.
- Castro, J. M., & Gardner, J. E. (2008). Did magma ascent rate control the explosive-effusive transition at the Inyo volcanic chain, California?. *Geology*, 36(4), 279-282.
- Castruccio, A. (2012). Rheology and dynamics of lava flows (Doctoral dissertation, University of Bristol).
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., & Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3), 303-332.
- Couch, S., Sparks, R. S. J., & Carroll, M. R. (2001). Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, 411(6841), 1037-1039.
- Déruelle, B., Figueroa, O., Medina, E., Viramonte, J., & Maragaño, M. (1996). Petrology of pumices of April 1993 eruption of Lascar (Atacama, Chile). *Terra Nova*, 8(2), 191-199.
- Degruyter, W., Bachmann, O., Burgisser, A., & Manga, M. (2012). The effects of outgassing on the transition between effusive and explosive silicic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 349, 161-170.

- Díaz, D., Brasse, H., & Ticona, F. (2012). Conductivity distribution beneath Lascar volcano (Northern Chile) and the Puna, inferred from magnetotelluric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217, 21-29.
- Dingwell, D. B. (1996). Volcanic dilemma: flow or blow?. *Science*, 273(5278), 1054.
- Eichelberger, J. C., Carrigan, C. R., Westrich, H. R., & Price, R. H. (1986). Non-explosive silicic volcanism. *Nature*, 323(6089), 598-602.
- Eichelberger, J. (1995). Silicic volcanism: ascent of viscous magmas from crustal reservoirs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 41-64.
- Gardeweg, M. C. (1991). *The geology, petrology and geochemistry of the Tumisa volcanic complex, North Chile* (Doctoral dissertation, Kingston Polytechnic).
- Gardeweg, M. C., Fuentealba, G., Murillo, M., & Petit-Breulh, M. E. (1994). Volcan Lascar: Geología y Evaluación del Riesgo Volcánico-Altiplano II Región. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Intendencia II Región, Antofagasta, Chile*. p, 169.
- Gardeweg, M., & Medina, E. (1994). La erupción subpliniana del 19–20 de Abril de 1993 del volcán Lascar, N de Chile. *Actas del*, 7, 299-304.
- Gardeweg, M. C., Sparks, R. S. J., & Matthews, S. J. (1998). Evolution of Lascar volcano, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 155(1), 89-104.
- Gardeweg, M., & Lindsay, J. (2004). Lascar Volcano, La Pacana Caldera and El Tatio Geothermal Field. *Field Trip Guide-A2, IAVCEI General Assembly, Pucón, Chile*.
- Gardeweg, M.C.; Amigo, A.; Matthews, S.; Sparks, R.; Clavero, J. (2011). Geología del Volcán Láscar, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica n131*.
- Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons.
- Giordano, D., Russell, J. K., & Dingwell, D. B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: a model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1), 123-134.
- Gutiérrez, F., & Parada, M. A. (2010). Numerical modeling of time-dependent fluid dynamics and differentiation of a shallow basaltic magma chamber. *Journal of Petrology*, 51(3), 731-762.
- Heiken, G., & Eichelberger, J. C. (1980). Eruptions at Chaos Crags, Lassen Volcanic National Park, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(3), 443-481.
- Hollingworth, S. E., & Guest, J. E. (1967). Pleistocene glaciation in the Atacama Desert, northern Chile. *Journal of Glaciology*, 6, 749-751.

- Holtz, F., Johannes, W., Tamic, N., & Behrens, H. (2001). Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos*, 56(1), 1-14.
- Humphreys, M. C., Blundy, J. D., & Sparks, R. S. J. (2006). Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology*, 47(12), 2303-2334.
- Jaupart, C., & Allègre, C. J. (1991). Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3), 413-429.
- Lange, R. A., Frey, H. M., & Hector, J. (2009). A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*, 94(4), 494-506.
- Mastin, L. G., & Ghiorso, M. S. (2000). *A numerical program for steady-state flow of magma-gas mixtures through vertical eruptive conduits*. Department of the Interior Washington DC.
- Matthews, S. J., Jones, A. P., & Gardeweg, M. C. (1994). Lascar Volcano, Northern Chile; evidence for steady-state disequilibrium. *Journal of Petrology*, 35(2), 401-432.
- Matthews, S. J., Marquillas, R. A., Kemp, A. J., Grange, F. K., & Gardeweg, M. C. (1996). Active skarn formation beneath Lascar Volcano, northern Chile: a petrographic and geochemical study of xenoliths in eruption products. *Journal of Metamorphic Geology*, 14(4), 509-530.
- Matthews, S. J., Sparks, R. S. J., & Gardeweg, M. C. (1999). The Piedras Grandes–Sóncor eruptions, Lascar volcano, Chile; evolution of a zoned magma chamber in the central Andean upper crust. *Journal of Petrology*, 40(12), 1891-1919.
- Merzbacher, C., & Eggler, D. H. (1984). A magmatic geohygrometer: application to Mount St. Helens and other dacitic magmas. *Geology*, 12(10), 587-590.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., & Reich, M. (2005). Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399(1), 125-154.
- Navon, O., & Lyakhovsky, V. (1998). Vesiculation processes in silicic magmas. *Geological Society, London, Special Publications*, 145(1), 27-50.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., & Schemmann, K. (2006). Deformation of the central Andean upper plate system—Facts, fiction, and constraints for plateau models. In *The Andes* (pp. 3-27). Springer Berlin Heidelberg.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.

Parfitt, L., & Wilson, L. (2007). *Fundamentals of physical volcanology*. John Wiley & Sons.

Ramírez, C. F., & Gardeweg, M. P. (1982). *Hoja Toconao: Region de Antofagasta*. Instituto Geografico militar.

Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45-66.

Ruprecht, P., & Bachmann, O. (2010). Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcanoes. *Geology*, 38(10), 919-922.

Scheuber, E., Mertmann, D., Ege, H., Silva-González, P., Heubeck, C., Reutter, K. J., & Jacobshagen, V. (2006). Exhumation and basin development related to formation of the central Andean plateau, 21 S. In *The Andes* (pp. 285-301). Springer Berlin Heidelberg.

Shaw, H. R. (1972). Viscosities of magmatic silicate liquids; an empirical method of prediction. *American Journal of Science*, 272(9), 870-893.

Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (Eds.). (2015). *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier.

Slezin, Y. B. (1979). The conditions of origin of the dispersion regime in volcanic eruption (in Russian). *Vulkanol. Seismol.* 3, 69-76.

Slezin, Y. B. (1995). Principal regimes of volcanic eruptions. *Vulkanol. Seismol.* 2, 72-82. (in Russian). English translation in: 1995. *Volcanol. Seismol.* 17, 193-206.

Slezin, Y. B. (2003). The mechanism of volcanic eruptions (a steady state approach). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122(1), 7-50.

Somoza, R. (1998). Updated nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211-215.

Sparks, R. S. J. (1978). The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3(1), 1-37.

Stewart, D. C. (1975). Crystal clots in calc-alkaline andesites as breakdown products of high-Al amphiboles. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 53(3), 195-204.

Yamashita, S. (1999). Experimental study of the effect of temperature on water solubility in natural rhyolite melt to 100 MPa. *Journal of Petrology*, 40(10), 1497-1507.

Wells, P. R. (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to mineralogy and Petrology*, 62(2), 129-139.

Xavier, R. F. (1995). Atlas visuales Océano. Mineralogía.

## Anexo 1 Descripciones Macroscópicas Lavas

Tabla A1.1: Descripción macroscópica muestra L1I-02, correspondiente a la subunidad Negrillares

Muestra	L1I-02
• <b>Textura</b>	
○ <b>Grado de cristalinidad</b>	Hipocristalino
○ <b>Tamaño relativo de cristales</b>	Equigranular
○ <b>Tamaño absoluto de cristales</b>	Porfírica
○ <b>Tamaño del grano</b>	Fino a medio
○ <b>Forma de los cristales</b>	Anhedral a subhedral
• <b>Estructura</b>	Homogénea
○ <b>Morfologías especiales</b>	Pequeñas vesículas de hasta 1mm
• <b>Fábrica</b>	Isotrópa
• <b>Índice de color</b>	Melanocrático
• <b>Mineralogía</b>	Plagioclasas: ~40% de la roca, subhedral a anhedral, tabulares a masivas, de hasta 2mm. Anfíboles: ~10% de la roca, anhedral a subhedral, preferencialmente masivos, de hasta 1mm.
• <b>Observaciones</b>	Presenta magnetismo. Magnetita no visible a nivel macroscópico
• <b>Nombre de la roca</b>	Andesita de Anfíboles

Tabla A1.2: Descripción macroscópica muestra L1I-04, correspondiente a la subunidad Negrillares

Muestra	L1I-04
• <b>Textura</b>	
○ <b>Grado de cristalinidad</b>	Hipocristalina
○ <b>Tamaño relativo de cristales</b>	Equigranular respecto a los fenocristales
○ <b>Tamaño absoluto de cristales</b>	Porfírica, matriz se observa muy vítrea
○ <b>Tamaño del grano</b>	Plagioclasas: grano fino a medio anfíboles: grano fino a medio
○ <b>Forma de los cristales</b>	Subhedral a anhedral
• <b>Estructura</b>	Homogénea
○ <b>Morfologías especiales</b>	Vesículas de alrededor de 1mm, representando hasta un 10% de la roca
• <b>Fábrica</b>	Isótropa
• <b>Índice de color</b>	Melanocrático
• <b>Mineralogía</b>	Plagioclasas: ~45% de la roca, cristales subhedral a anhedral, blancos, tabulares, isotropos, se observan como fenocristales. Anfíboles: ~10% de la roca, anhedral, negros y estriados, de hasta 2mm.
• <b>Observaciones</b>	Poca alteración, presencia de magnetismo
• <b>Nombre de la roca</b>	Andesitas de Anfíboles

Tabla A1.3: Descripción macroscópica muestra L2I-02, correspondiente a la subunidad Cono Occidental

Muestra	L2I-02
• <b>Textura</b>	
○ <b>Grado de cristalinidad</b>	Hipocristalino
○ <b>Tamaño relativo de cristales</b>	Equigranular
○ <b>Tamaño absoluto de cristales</b>	Porfírico
○ <b>Tamaño del grano</b>	Fino
○ <b>Forma de los cristales</b>	Anhedral
• <b>Estructura</b>	Homogénea



○ <b>Morfologías especiales</b>	Vesículas alargadas de ~1mm, muy pocas, representando alrededor de un 5% de la roca, se aprecia una zona con mayor concentración de vesículas, que podría corresponder a un enclave máfico, debido a un cambio en la coloración, pero no queda claro a simple vista
• <b>Fábrica</b>	Isótropa
• <b>Índice de color</b>	Melanocrática
• <b>Mineralogía</b>	Plagioclasas: ~35% de la roca, anhedrales a subhedrales y tamaños que van desde 1 a 2mm. Anfiboles: ~5% de la roca, anhedrales, cristales de hasta 1.5mm. Piroxeno: ~1% de la roca, subhedrales de hasta 1mm, podrían ser cristales de alteración
• <b>Observaciones</b>	Presenta magnetismo. Magnetita no visible a nivel macroscópico, algunos cristales alterados.
• <b>Nombre de la roca</b>	Andesita de Anfiboles

Tabla A1.4: Descripción macroscópica muestra L2I-03, correspondiente a un enclave andesítico en la subunidad Cono Occidental

Muestra	L2I-03
• <b>Textura</b>	
○ <b>Grado de cristalinidad</b>	Hipocristalina
○ <b>Tamaño relativo de cristales</b>	Equigranular
○ <b>Tamaño absoluto de cristales</b>	Porfírica
○ <b>Tamaño del grano</b>	Fino
○ <b>Forma de los cristales</b>	Anhedral
• <b>Estructura</b>	Homogénea
○ <b>Morfologías especiales</b>	Enclaves máficos de hasta 6 cm, afanítico, mayormente vítreo, dentro del enclave se observan vesículas de hasta 2mm, semi-alargados y alteración de cuarzo en su interior.
• <b>Fábrica</b>	Isótropa
• <b>Índice de color</b>	Melanocrático
• <b>Mineralogía</b>	Plagioclasas: ~30% de la roca, tamaño alrededor de los 1.5mm, anhedrales. Anfiboles: ~10% de la roca, tamaño alrededor de 1mm, anhedrales. Piroxeno: menor al 1% de la roca, anhedrales de hasta 1mm.
• <b>Observaciones</b>	Presenta magnetismo. Magnetita no visible a nivel macroscópico
• <b>Nombre de la roca</b>	Andesita de Anfiboles

Tabla A1.5: Descripción macroscópica muestra L4I-03, correspondiente a la subunidad Tumbre-Talabre

Muestra	L4I-03
• <b>Textura</b>	
○ <b>Grado de cristalinidad</b>	Hipocristalino
○ <b>Tamaño relativo de cristales</b>	Inequigranular a equigranular
○ <b>Tamaño absoluto de cristales</b>	Porfírica
○ <b>Tamaño del grano</b>	Fino a medio
○ <b>Forma de los cristales</b>	Anhedral a subhedral
• <b>Estructura</b>	Homogénea
○ <b>Morfologías especiales</b>	Pequeñas vesículas de hasta 1mm, muy pocas representando alrededor de un 5% de la roca
• <b>Fábrica</b>	Isótropa
• <b>Índice de color</b>	Melanocrático
• <b>Mineralogía</b>	Plagioclasa: ~15% de la roca, subhedral a anhedral, tabular a masivo, de hasta 2mm. Anfiboles: ~10% de la roca subhedrales, tabulares, de hasta 4mm. Piroxeno: hasta un 5% de la roca, anhedrales

• Observaciones	Presenta magnetismo leve
• Nombre de la roca	Andesita de Anfíboles

## Anexo 2 Descripciones Macroscópicas Piroclastos

Tabla A2.1: Descripción macroscópica muestra L2P-02a, correspondiente a muestra félsica de la ignimbrita Sóncor

Muestra	L2P-02a
• Textura Piroclástica	
• Fenocristales	Muy bajo porcentaje de cristales, anfíboles y plagioclasas subhedrales, tabulares, de hasta 3mm. Juveniles de hasta 1cm Presencia de vesículas alargadas no orientadas (45% de la roca) Representa el 15% de la roca.
• Masa Fundamental	Cristales de plagioclasas subhedrales y juveniles tamaño ceniza, bandas félsicas Representa el 35% de la roca
• Nombre de la roca	Andesita de Piroxeno

Tabla A2.2: Descripción macroscópica muestra L2P-02b, correspondiente a muestra máfica de la ignimbrita Sóncor

Muestra	L2P-02b
• Textura Piroclástica	
• Fenocristales	Juveniles félsicos de hasta 1 cm Fragmentos líticos de hasta 5mm, origen volcánico. Cristales: 15% de la roca <ul style="list-style-type: none"> <li>• anfíboles de hasta 5mm</li> <li>• plagioclasas de hasta 3mm, subhedrales no orientadas,</li> </ul> Presencia de vesículas, de hasta 5mm, representan el 45% de la roca
• Masa Fundamental	Juvenil félsico tamaño ceniza, 35% de la roca
• Nombre de la roca	Andesita de Piroxeno

Tabla A2.3 Descripción macroscópica muestra L3P-01, correspondiente a muestra del flujo de escorias Tumbre

Muestra	L3P-01
• Textura Piroclástica	
• Fenocristales	Roca "fibrosa" Cristales: Representan hasta un 15% de la roca <ul style="list-style-type: none"> <li>• Plagioclasas de hasta 5mm, anhedrales a subhedrales, tabulares.</li> <li>• Anfíboles: de hasta 5mm, anhedrales a subhedrales, tabulares.</li> </ul> Juveniles de hasta 3cm
• Masa Fundamental	Juveniles máficos, tamaño ceniza, representa un 35% de la roca Presencia de vesículas no orientadas, 45% de la roca
• Nombre de la roca	Andesita de Piroxeno

Tabla A2.4: Descripciones macroscópicas muestra L4P-01a, correspondiente a muestra máfica de la subunidad Flujo piroclástico de 1993.

Muestra	L4P-01a
• Textura Piroclástica	
• Fenocristales	20% de la roca Cristales:

	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Plagioclasas: grano fino a medio, hasta 3mm, euhedrales a subhedrales, tabulares.</li> <li>• Anfibolas: grano fino, subhedrales, tabulares.</li> </ul> <p>Bandas félsicas de 2mm de espesor Presenta grandes vesículas de hasta 1cm, no orientadas. Y representan el 40% de la roca.</p>
• Masa Fundamental	Juveniles máficos, tamaño ceniza, 40% de la roca
• Nombre de la roca	Andesita de Piroxeno

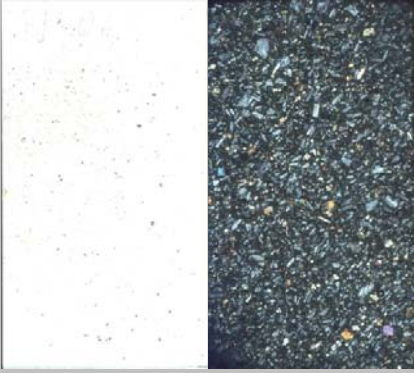
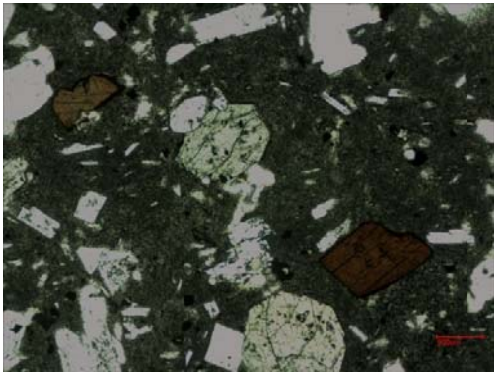
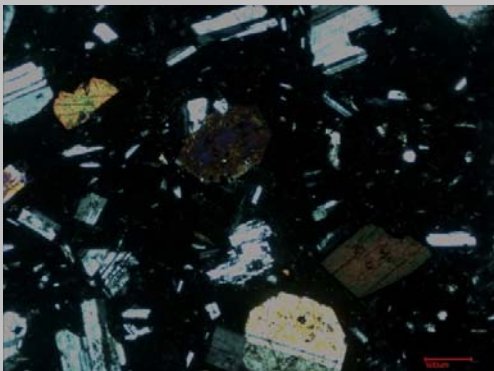
Tabla A2. 5: Descripciones macroscópicas muestra L4P-01b, correspondiente a muestra félsica de la subunidad Flujo piroclástico de 1993.

Muestra	L4P-01b
• Textura Piroclástica	
• Fenocristales	20% de la roca Cristales: <ul style="list-style-type: none"> <li>• Plagioclasas: grano fino a medio, hasta 3mm, euhedrales a subhedrales, tabulares.</li> <li>• Anfibolas: grano fino, subhedrales, tabulares.</li> </ul> <p>Bandas félsicas de 1.5mm de espesor, con tonos blancos y rosados. Presenta grandes vesículas orientadas de hasta 1cm, no orientadas. . Y representan el 40% de la roca.</p>
• Masa Fundamental	Juveniles máficos y félsicos, tamaño ceniza, 40% de la roca.
• Nombre de la roca	Andesita de Piroxeno

## Anexo 3 Descripciones Microscópicas Lavas

Tabla A3.1: Descripción microscópica muestra L11-02, correspondiente a la subunidad Negrillares

Muestra	L11-02
Texturas	-Porfídica -Afanítica (masa fundamental) -Cumulofídica -Bordes de reacción -Zonación en plagioclasas
• <b>FENOCRISTALES (Cristales mayores a 100 µm) (57% de la roca)</b>	
○ Plagioclasas (73%)	-Tabulares -Subhedrales a anhedrales -Alteradas por arcillas -Algunas zonadas -Macla Carlsbad y periclina -Se observan cúmulos en conjunto a piroxenos -De hasta 2000 µm, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 400 µm a 800 µm.
○ Piroxeno (23%)	-Masivos -Subhedrales -Asociaciones de ortopiroxenos y clinopiroxenos -De hasta 1500 µm, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 300 µm a 400 µm.
○ Anfíbol (4%)	-Prismática a masiva -Subhedral a anhedral -Pleocroísmo y clivaje bien marcado -Bordes de reacción -Alcanza hasta 1800 µm, en general se encuentra de 500 µm
• <b>MICROLITOS Y MASA FUNDAMENTAL (Cristales menores a 100µm) (43 % de la roca)</b>	
○ Plagioclasa	-Tabular -Subhedrales -Sin dirección preferencial
○ Piroxeno	-Anhedral

<ul style="list-style-type: none"> <li>○ <b>Opacos</b></li> </ul>	-Sin dirección preferencial -Subhedrales -Cúbicos -Hasta 70 $\mu\text{m}$
<b>Observaciones</b>	
<p>Se observa muy poca vesicularidad en el corte, cercana al 8% de la roca, lo mismo para los fenocristales de opacos, los que en general son subhedrales, con caras cúbicas y con tamaños de hasta 500 <math>\mu\text{m}</math>, aunque la mayoría de la población se encuentra entre 200 y 300 <math>\mu\text{m}</math>, también presencia de vidrio intersticial, menor al 1% en la roca.</p> <p>La textura cumulofídica se presenta ocasionalmente. Los anfíboles presentan bordes de reacción, observándose un proceso de reemplazo a biotita.</p>	
<b>Imágenes</b>	
	
	
	

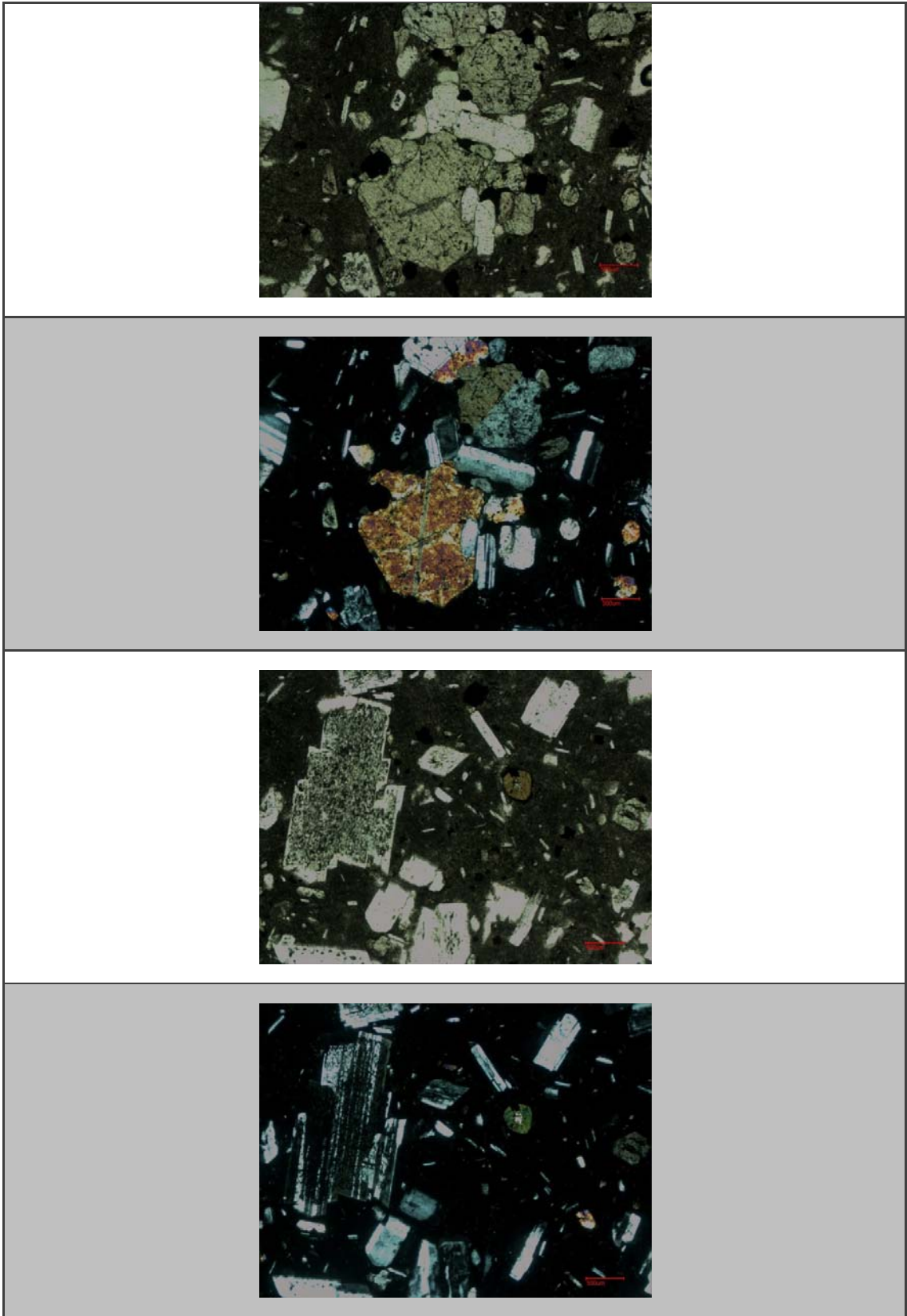
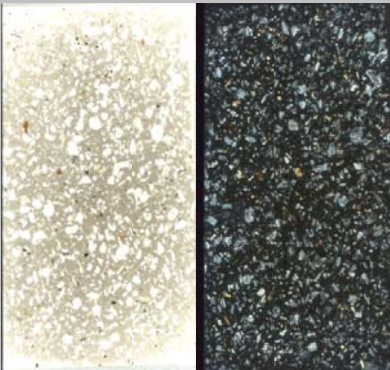
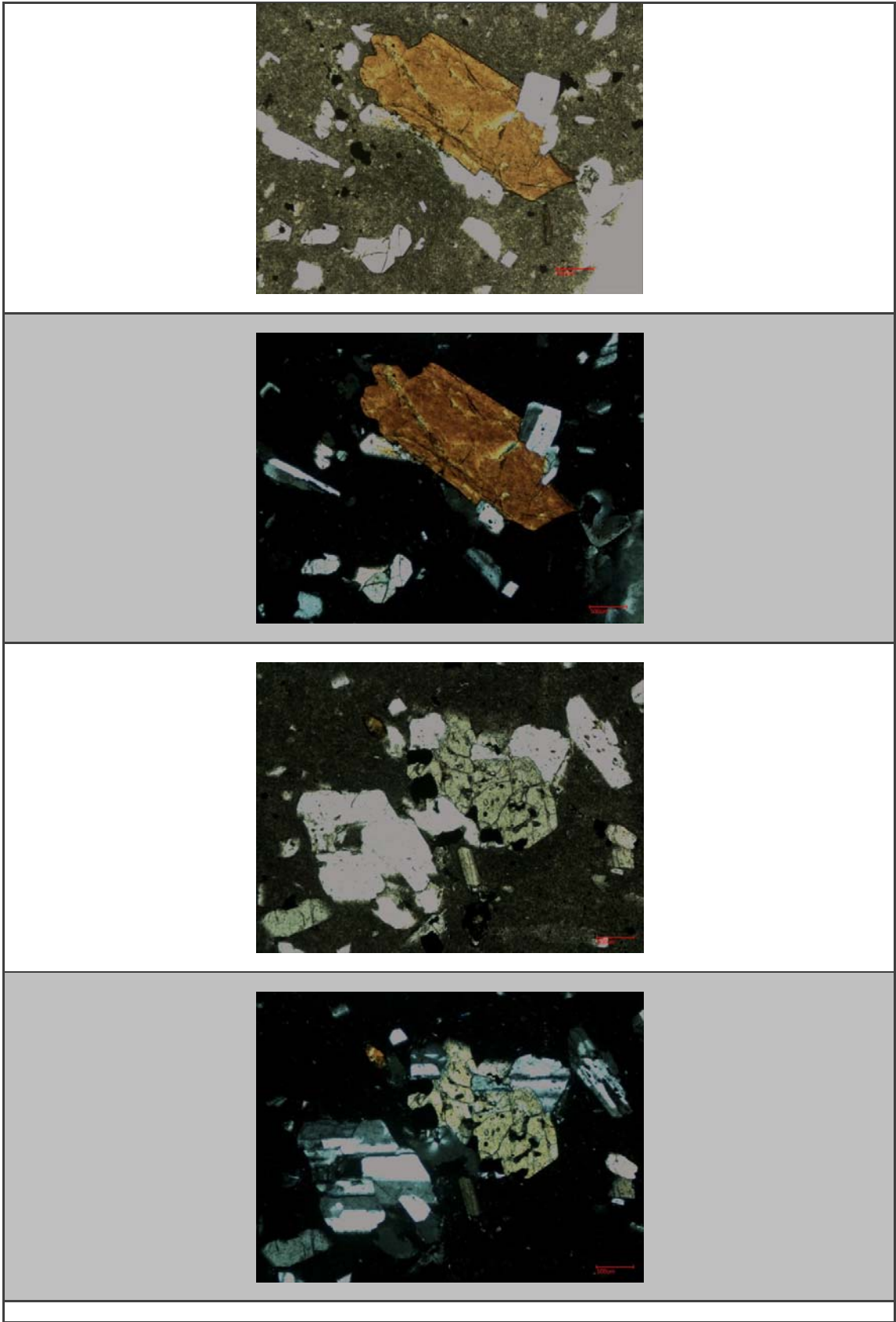


Tabla A3.2: Descripción microscópica muestra L11-04, correspondiente a la subunidad Negrillares

Muestra	L11-04
Texturas	-Porfídica -Afanítica (masa fundamental) -Cumulofídica -Sieve -Zonación en plagioclasas -Intrafasiculada -Bordes de reabsorción
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>FENOCRISTALES (Cristales mayores a 100 µm) (57% de la roca)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ <b>Plagioclasas (72%)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Tabulares</li> <li>-Subhedrales a anhedrales</li> <li>-Alteradas por arcillas</li> <li>-Algunas zonadas</li> <li>-Macla Carlsbad y periclina</li> <li>-Se observan cúmulos en conjunto a piroxenos</li> <li>-De hasta 2500 µm, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 200 µm a 600 µm, sobre todo a los 400 µm.</li> </ul> </li> <li>○ <b>Piroxeno (23%)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Masivos</li> <li>-Subhedrales</li> <li>-Más pequeños que los otros fenocristales</li> <li>-De hasta 1400 µm, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 100 µm a 200 µm.</li> </ul> </li> <li>○ <b>Anfibol (5%)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Prismática a masiva</li> <li>-Subhedral a anhedral</li> <li>-Alto grado de fracturación</li> <li>-Alcanza hasta los 1600 µm, en general se encuentra de 100 µm a 200 µm.</li> </ul> </li> </ul> </li> <li>• <b>MICROLITOS Y MASA FUNDAMENTAL (Cristales menores a 100µm) (43 % de la roca)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ <b>Plagioclasa</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Tabular</li> <li>-Subhedrales</li> <li>-Sin dirección preferencial</li> </ul> </li> <li>○ <b>Piroxenos</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Anhedral</li> <li>-Sin dirección preferencial</li> </ul> </li> <li>○ <b>Opacos</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Anhedral a subhedrales</li> <li>-redondeados</li> <li>-Hasta 70 µm</li> </ul> </li> </ul> </li> </ul>	
Observaciones	<p>Se observa muy poca vesicularidad en el corte, menor al 8% de la roca, alargadas, lo mismo para los fenocristales de opacos, los que en general son subhedrales, con caras cúbicas, algunos alcanzan tamaños de hasta 1000 µm, pero la mayoría de la población se encuentra entre 100 y 200 µm.</p> <p>La textura cumulofídica se presenta ocasionalmente. Algunos piroxenos presentan sus bordes "carcomidos". Hay plagioclasas con incrustaciones de piroxenos lo que se refleja en una textura intrafasiculada.</p>
Imágenes	





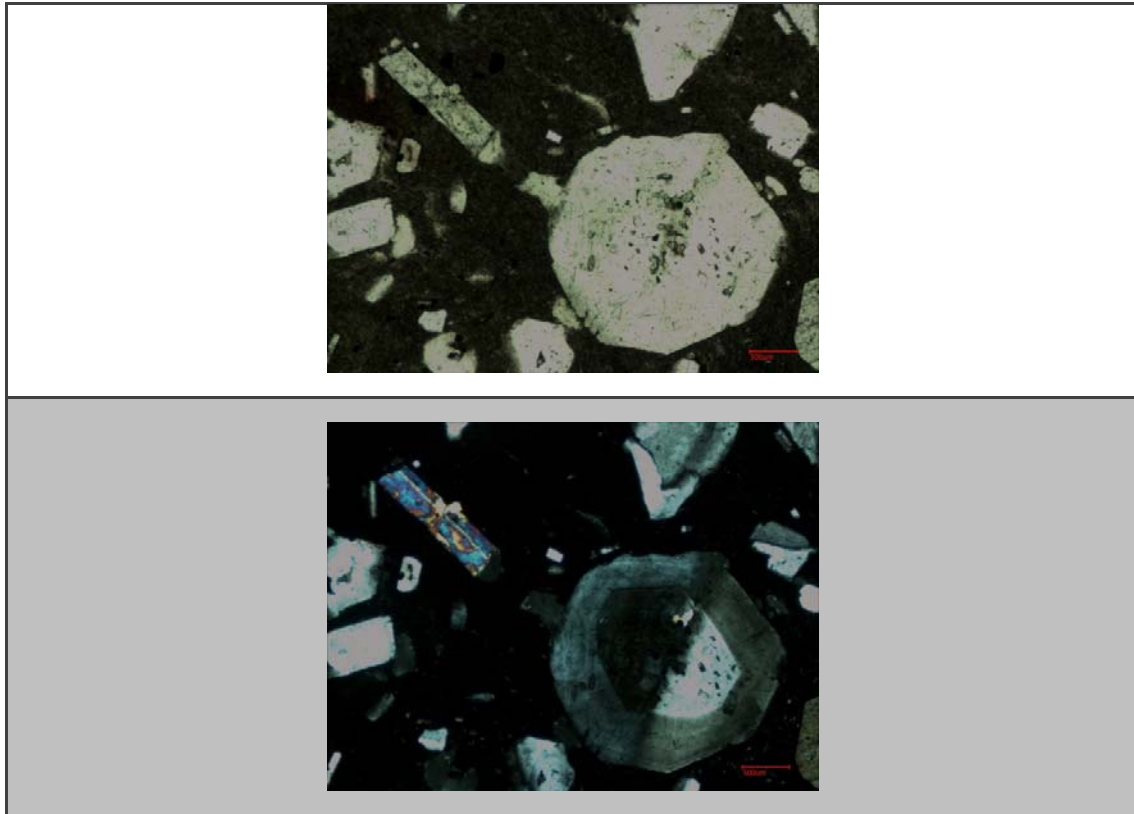

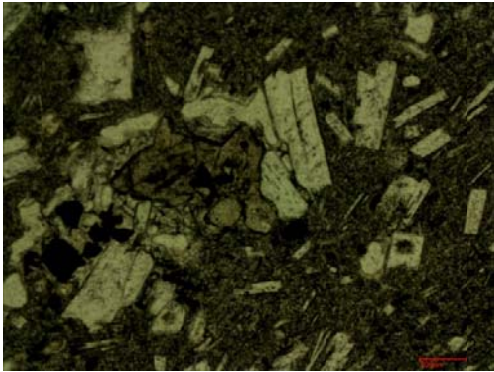
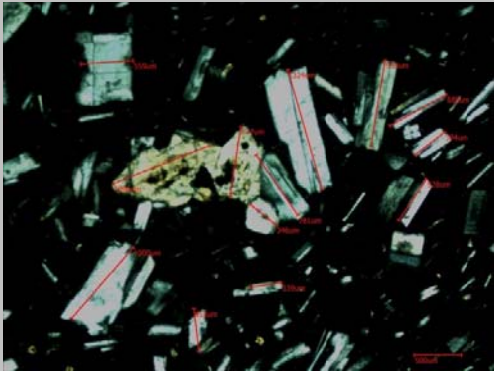


Tabla A3.3: Descripción microcópica muestra L21-02, correspondiente a la subunidad Cono Occidental

Muestra	L21-02
Texturas	-Porfídica -Afanítica (masa fundamental) -Cumulofídica -Traquítica -Zonación en plagioclasas
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>FENOCRISTALES (Cristales mayores a 100 <math>\mu\text{m}</math>) (64% de la roca)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ <b>Plagioclasas (80%)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Tabulares</li> <li>-Subhedral, bien conservadas</li> <li>-Algunas alteradas por arcillas</li> <li>-Algunas muy fracturadas</li> <li>-Algunas zonadas</li> <li>-Macla Carlsbad y periclina</li> <li>-Se observan cúmulos en conjunto a piroxenos y anfíboles</li> <li>-De hasta 1000 <math>\mu\text{m}</math>, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 200 <math>\mu\text{m}</math> a 400 <math>\mu\text{m}</math>.</li> </ul> </li> <li>○ <b>Anfibol (11%)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Prismática a masiva</li> <li>-Subhedral a anhedral</li> <li>-Pleocroísmo leve, alcanza bajos colores de interferencia</li> <li>-Alcanza hasta los 900 <math>\mu\text{m}</math>, en general se encuentra en los rangos de 300 <math>\mu\text{m}</math> y 400 <math>\mu\text{m}</math>.</li> </ul> </li> <li>○ <b>Piroxeno (9%)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Masivos</li> <li>-Subhedral</li> <li>-Asociaciones de ortopiroxenos y clinopiroxenos</li> <li>-De hasta 600 <math>\mu\text{m}</math>, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 200 <math>\mu\text{m}</math> a 300 <math>\mu\text{m}</math>.</li> </ul> </li> </ul> </li> <li>• <b>MICROLITOS Y MASA FUNDAMENTAL (Cristales menores a 100<math>\mu\text{m}</math>) (36 % de la roca)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ <b>Plagioclasa</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Tabular</li> <li>-Subhedral</li> <li>-Sin dirección preferencial</li> </ul> </li> </ul> </li> </ul>	

<ul style="list-style-type: none"> <li>○ <b>Piroxenos</b></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Anhedrales</li> <li>-Sin dirección preferencial</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>○ <b>Opacos</b></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Anhedrales a subhedrales</li> <li>-redondeados</li> <li>-Hasta 70 <math>\mu\text{m}</math></li> </ul>
<b>Observaciones</b>	
<p>Se observa dirección de flujo, paralelo al eje vertical del corte, no se observa vesicularidad, existe una alta concentración de microlitos, los que principalmente son plagioclasa y rodean a los fenocristales, envolviéndolos. Se observan reemplazos de minerales hidratados por el mineral opaco.</p>	
<b>Imágenes</b>	
	
	
	

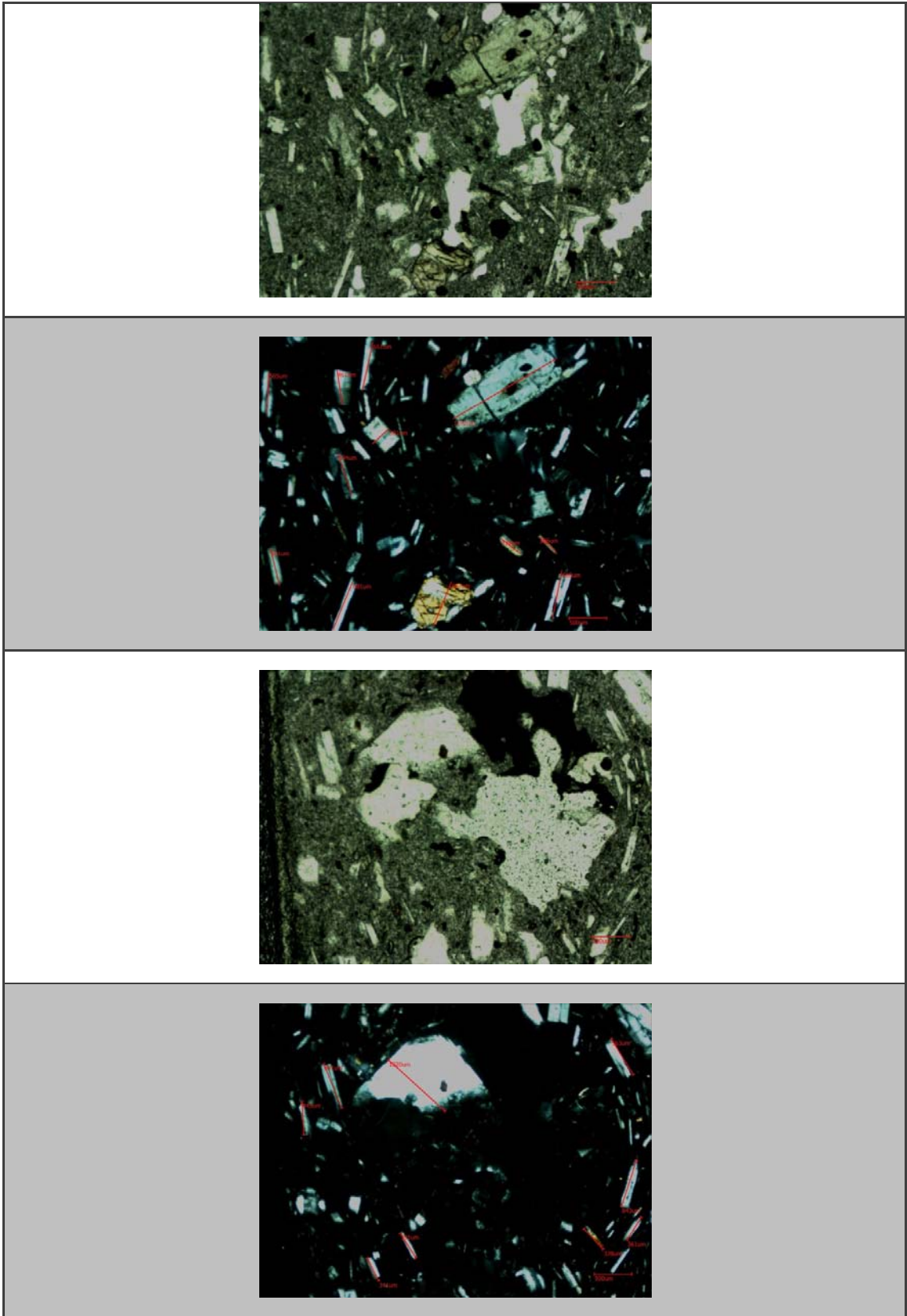

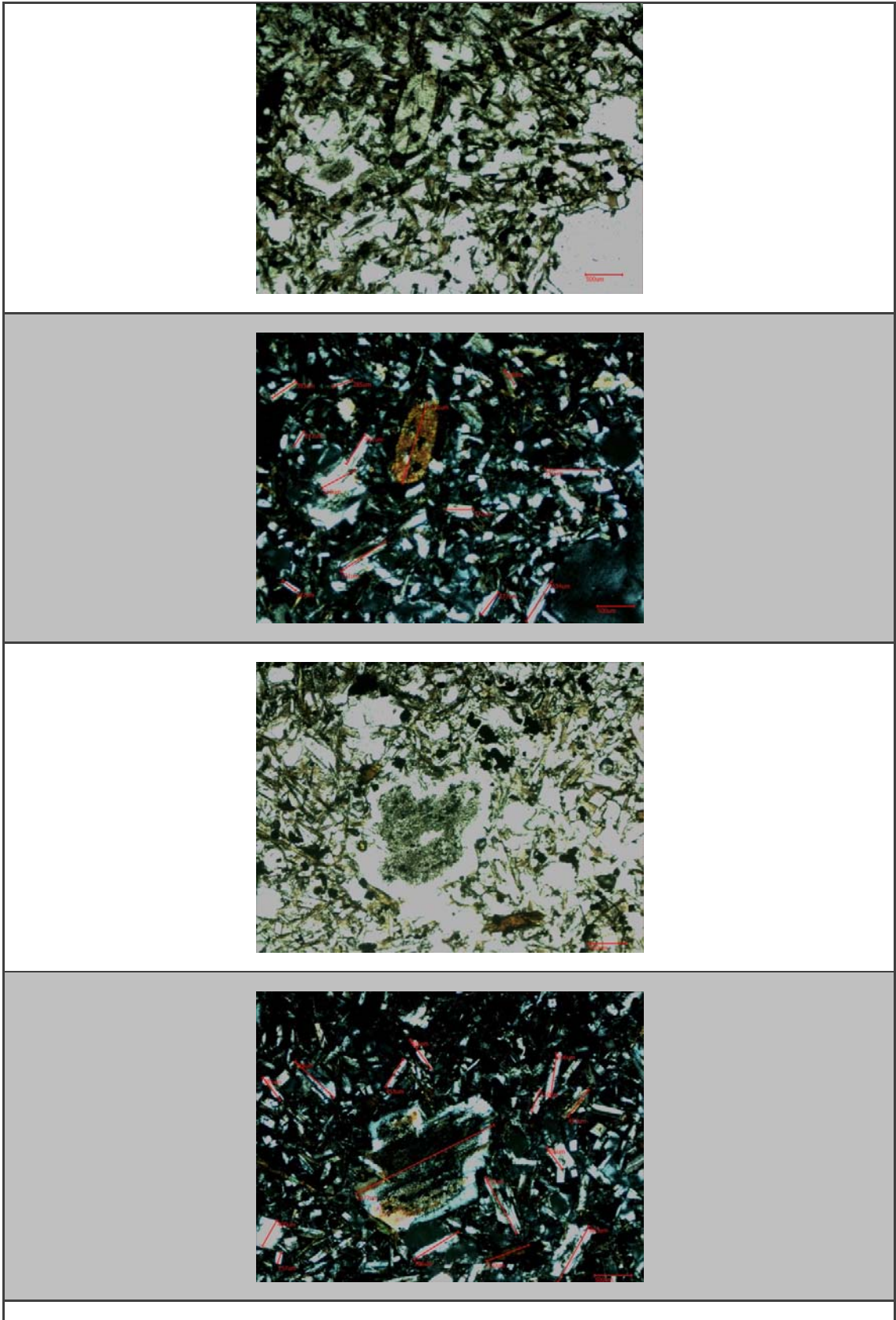


Tabla A3.4: Descripción microscópica muestra L21-03, correspondiente a un enclave andesítico en la subunidad Cono Occidental

Muestra	L21-03 (enclave)
Texturas	-Porfídica -Intergranular -Zonación en plagioclasas
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>FENOCRISTALES (Cristales mayores a 100 µm) (61% de la roca)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ <b>Plagioclasas (68%)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Tabulares</li> <li>-Subhedrales a anhedrales</li> <li>-Muy alteradas por arcillas</li> <li>-Algunas muy fracturadas</li> <li>-Macla Carlsbad y periclina</li> <li>-De hasta 870 µm, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 200 µm a 400 µm.</li> </ul> </li> <li>○ <b>Biotita (24%)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Anhedral a subhedral</li> <li>-hábito fibroso, rellenando espacios</li> <li>-Tamaños de hasta 1000 µm, la mayoría de la población se encuentra en los rangos de tamaño de 200 µm a 300 µm</li> </ul> </li> <li>○ <b>Piroxeno (8%)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Masivos a prismáticos irregulares</li> <li>-Subhedrales a anhedrales</li> <li>-De hasta 600 µm, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 100 µm a 200 µm.</li> </ul> </li> </ul> </li> <li>• <b>MICROLITOS Y MASA FUNDAMENTAL (Cristales menores a 100µm) (39% de la roca)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ <b>Plagioclasa</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Tabular</li> <li>-Subhedrales</li> <li>-Sin dirección preferencial</li> </ul> </li> <li>○ <b>Piroxenos</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Anhedrales</li> <li>-Sin dirección preferencial</li> </ul> </li> <li>○ <b>Opacos</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Anhedrales a subhedrales</li> <li>-redondeados</li> <li>-Hasta 70 µm</li> </ul> </li> </ul> </li> <li>• <b>VESÍCULAS (5% de la roca)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Redondeadas sin dirección de flujo, algunas alcanzan hasta los 900 µm, pero la mayoría de los tamaños están en los 200 µm hasta los 500 µm.</li> </ul> </li> </ul>	
Observaciones	Enclave andesítico, con plagioclasas muy alteradas. Alta concentración de minerales opacos, intercrecimiento de anfíbol con hábito fibroso, presencia de vidrio intersticial, se observan escasos olivinos muy alterados y fracturados y pequeñas vesículas no orientadas.
Imágenes	





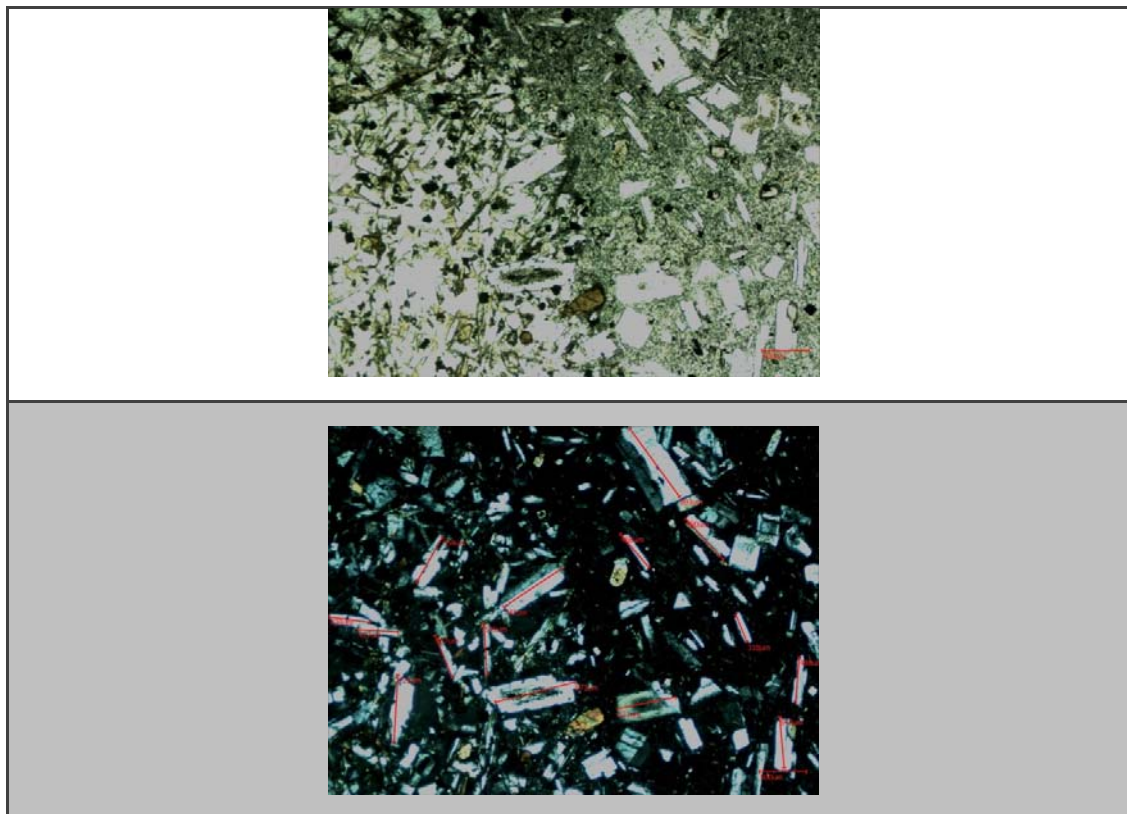

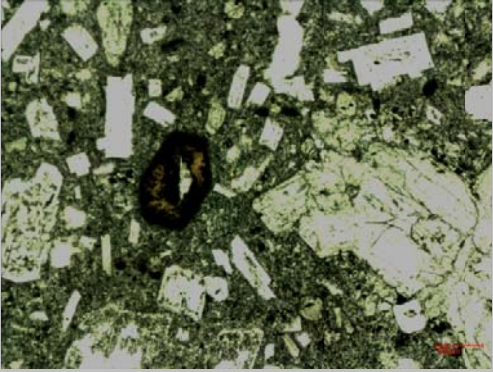
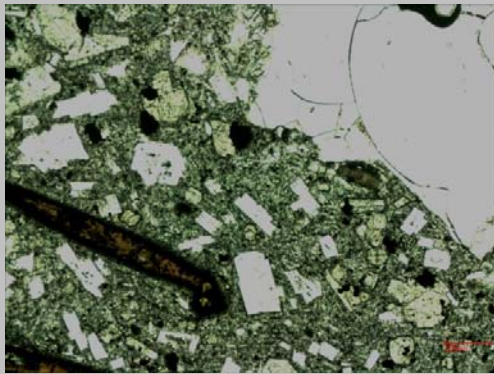
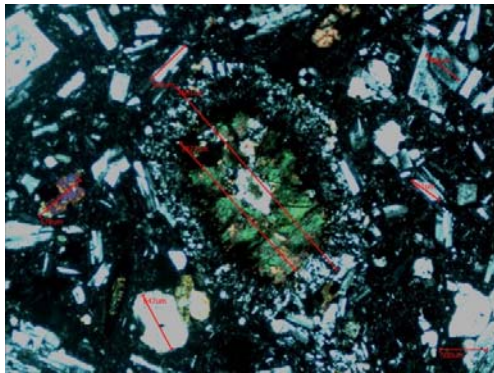
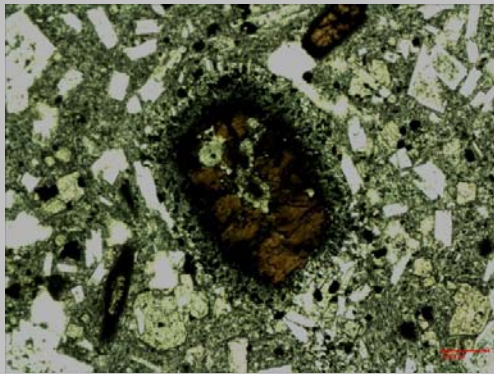
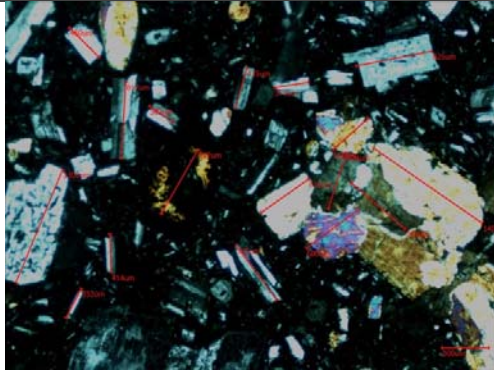


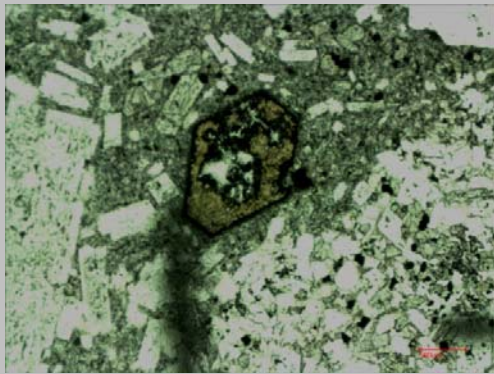
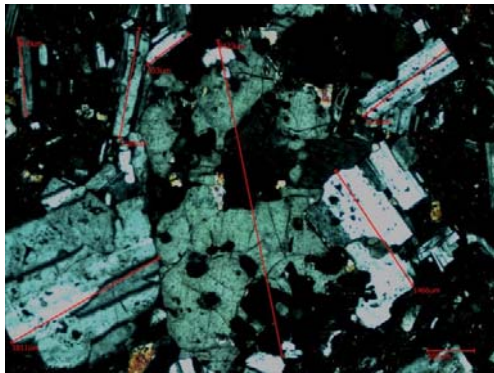
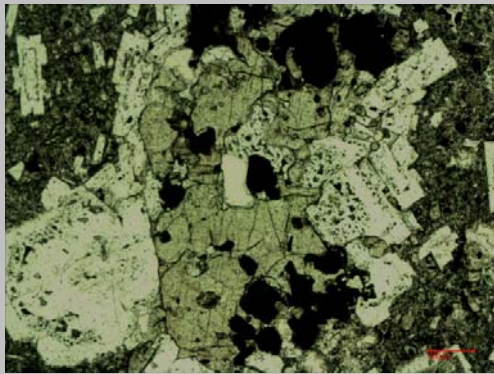
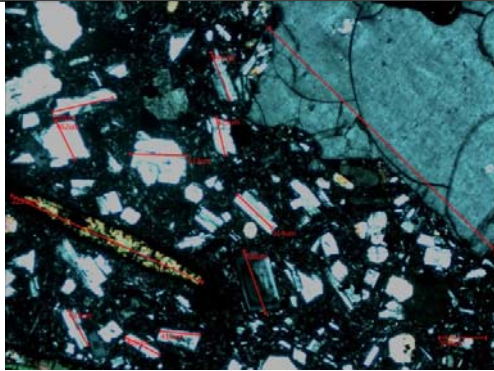
Tabla A3.5: Descripción microscópica muestra L4I-03, correspondiente a la subunidad Tumbre-Talabre

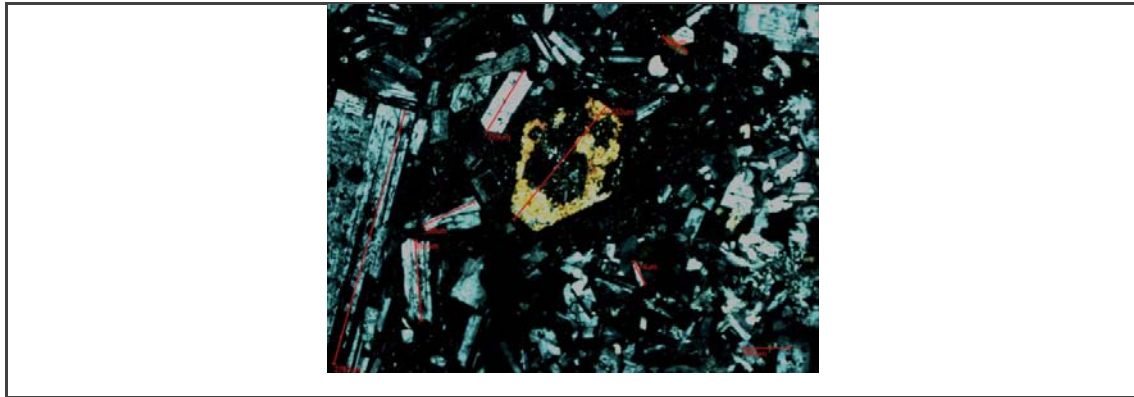
Muestra	L4I-03
Texturas	-Porfídica -Afanítica (masa fundamental) -Cumulofídica -Bordes de rompimiento -Zonación en plagioclasas -Sieve en plagioclasas
• <b>FENOCRISTALES (Cristales mayores a 100 <math>\mu\text{m}</math>) (63% de la roca)</b>	
○ <b>Plagioclasas (75%)</b>	-Tabulares -Subhedrales -Algunas alteradas por arcillas -Algunas fracturadas -Algunas zonadas -Macla Carlsbad y periclina -Se observan cúmulos en conjunto a piroxenos y anfíboles -De hasta 1000 $\mu\text{m}$ , la mayoría de la población se encuentra en 400 $\mu\text{m}$ .
○ <b>Anfibol (16%)</b>	-Prismática a masiva -Subhedrales a anhedrales, algunas euhedrales, pero con reemplazo -Pleocroismo leve -Bordes de rompimiento -Alcanza hasta los 900 $\mu\text{m}$ , En general se encuentra de en los rangos de 400 $\mu\text{m}$ a 500 $\mu\text{m}$ .
○ <b>Piroxeno (9%)</b>	-Masivos -Subhedrales a anhedrales -Asociaciones de ortopiroxenos y clinopiroxenos -De hasta 700 $\mu\text{m}$ , la mayoría de la población se encuentra en un rango de 300 $\mu\text{m}$ a 400 $\mu\text{m}$ .
• <b>MICROLITOS Y MASA FUNDAMENTAL (Cristales menores a 100<math>\mu\text{m}</math>) (37% de la roca)</b>	

<ul style="list-style-type: none"> <li>○ <b>Plagioclasa</b></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Tabular</li> <li>-Subhedrales</li> <li>-Sin dirección preferencial</li> <li>-Alterados y fracturados</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>○ <b>Opacos</b></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Anhedrales a subhedrales</li> <li>-Redondeados</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>VESÍCULAS (9% de la roca)</b></li> </ul>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Alcanzan hasta los 900 <math>\mu\text{m}</math>, aunque la mayoría de la población se encuentran entre los 300 <math>\mu\text{m}</math> y 400 <math>\mu\text{m}</math>.</li> </ul>	
<b>Observaciones</b>	
<p>Grandes fenocristales de anfíboles y biotita con bordes de rompimiento, se observa un reemplazo de los minerales hidratados, las plagioclasas muy alteradas y sin dirección de flujo visible. Presencia de un enclave andesítico, con fenocristales de plagioclasa y vidrio intersticial de 2000 <math>\mu\text{m}</math> de tamaño.</p>	
<b>Imágenes</b>	
	
	






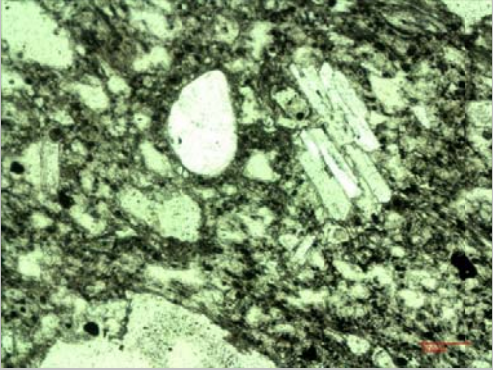




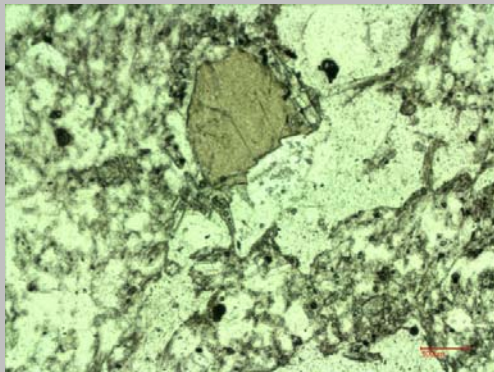
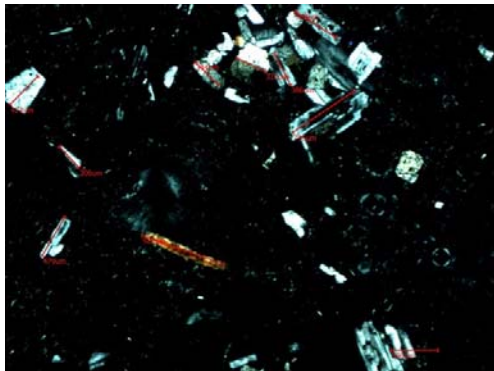
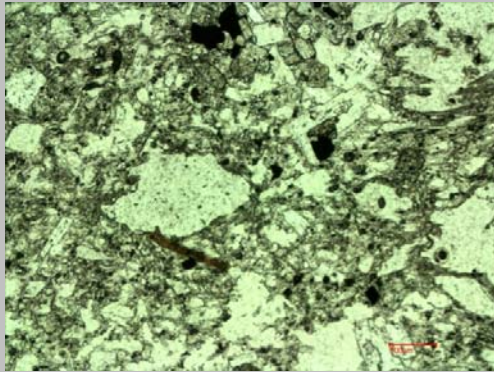
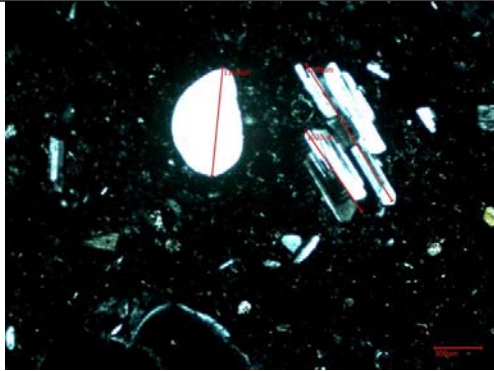
## Anexo 4 Descripciones Microscópicas Piroclastos

Tabla A4.1: Descripción microscópica muestra L2P-02a, correspondiente a muestra fésica de la ignimbrita Sóncor

Muestra	L2P-02a
Texturas	-Fragmentada -Sieve (en plagioclasas) -Bordes de reabsorción -Zonación en plagioclasas -Axiolítica -Bordes de rompimiento -Cumulofídica
• <b>MASA FUNDAMENTAL (36% de la roca)</b>	
○ Vidrio (Pómez)	-Masivo -Textura axiolítica en algunos sectores del corte -Se observa una dirección preferente, horizontal al eje más largo del corte
• <b>FENOCRISTALES (Cristales mayores a 100 µm) (16% de la roca)</b>	
○ Plagioclasas (80%)	-Tabulares -Subhedrales a anhedrales -Algunas zonadas -Muy fracturadas -Macla Carlsbad y periclina -Textura sieve (inclusiones vítreas) -Se observan cúmulos en conjunto algunos piroxenos -De hasta 2846 µm, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 400 µm a 1000 µm.
○ Piroxenos (17%)	-Prismáticos y masivos -Subhedrales a anhedrales -Bordes de rompimiento el algunos casos -Asociaciones de ortopiroxenos y clinopiroxenos -De hasta 1330 µm, la mayoría de la población se encuentran cercanos a los 300 µm.
○ Anfíbol (2%)	-Prismática a masiva -Subhedral a anhedral -Pleocroísmo leve -En general se encuentra de 300 µm
○ Cuarzo (1%)	-Redondeado, masivo -Anhedral -Alcanza los 1160 µm
• <b>MICROLITOS (Cristales menores a 100µm) (3% de la roca)</b>	

○ <b>Plagioclasa</b>	-Tabular -Subhedrales -Sin dirección preferencial
○ <b>Piroxenos</b>	-Anhedrales -Sin dirección preferencial
○ <b>Opacos</b>	-Anhedrales a subhedrales -Algunas caras cúbicas -Hasta 80 µm
• <b>VESÍCULAS (44% de la roca)</b>	
○	<b>Ovaladas y mayormente alargadas, se observa uniones de vesículas, sin una dirección preferencial. De hasta 1860 um.</b>
<b>Observaciones</b>	
- Muestra félsica	
- Un cristal aislado de cuarzo	
-Alrededor de un 30% de cristales en la roca, menor cantidad respecto a los otros cortes de piroclastos analizados.	
<b>Imágenes</b>	
	
	





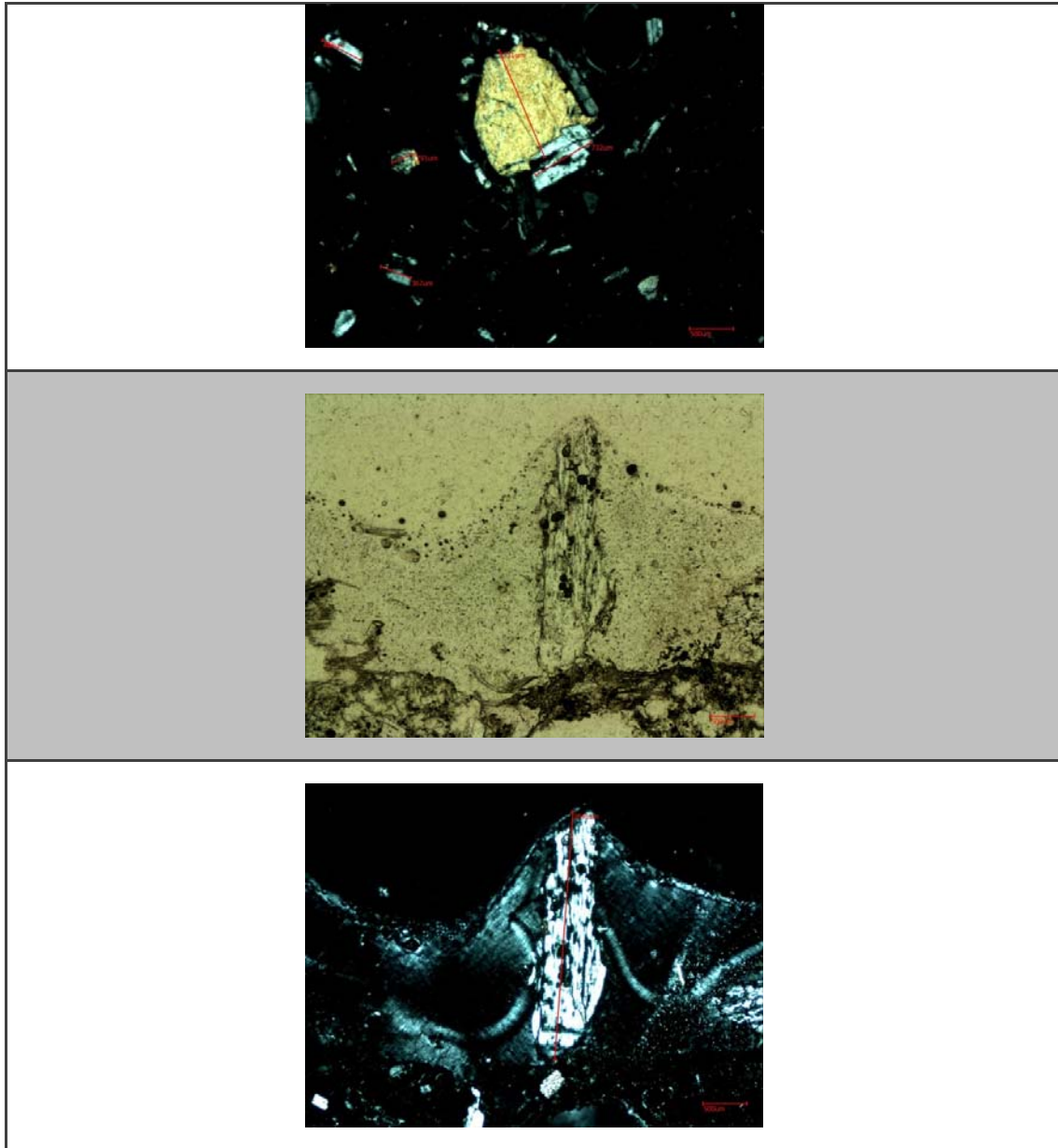
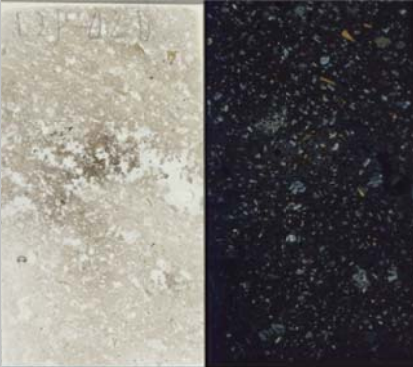
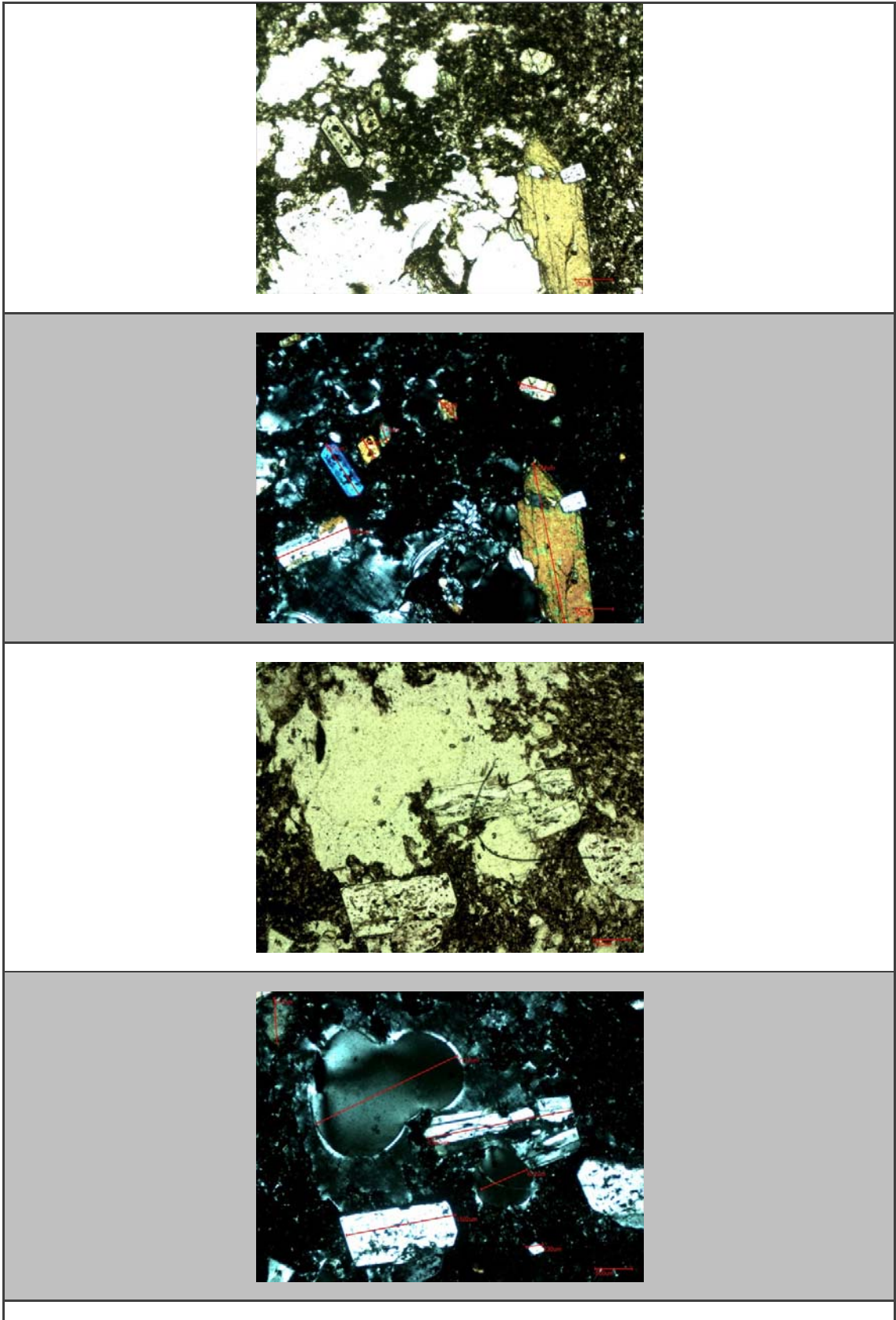


Tabla A4.2 Descripción microscópica muestra L2P-02b, correspondiente a muestra máfica de la ignimbrita Sóncor

Muestra	L2P-02b
Texturas	-Fragmentada -Sieve (en plagioclasas) -Bordes de reabsorción -Zonación en plagioclasas -Bordes de rompimiento -Cumulofídica
• <b>MASA FUNDAMENTAL (31% de la roca)</b>	
○ Vidrio (Pómez)	-Masivo -No presenta orientación preferente
• <b>FENOCRISTALES (Cristales mayores a 100 μm) (18% de la roca)</b>	
○ Plagioclasas (70%)	-Tabulares

	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Subhedrales a anhedrales</li> <li>-Algunas zonadas</li> <li>-Muy fracturadas</li> <li>-Macla Carlsbad y periclina</li> <li>-Textura sieve (inclusiones vítreas)</li> <li>-Se observan cúmulos en conjunto a algunos piroxenos, en esas zonas se aprecia un alto grado de fracturamiento y alteración.</li> <li>-De hasta 1970 <math>\mu\text{m}</math>, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 500 <math>\mu\text{m}</math> a 800 <math>\mu\text{m}</math>.</li> </ul>
○ <b>Piroxenos (25%)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Prismáticos y masivos</li> <li>-Subhedrales a anhedrales</li> <li>-Bordes de rompimiento en algunos casos</li> <li>-De hasta 2180 <math>\mu\text{m}</math>, la mayoría de la población se encuentran en el rango de 300 <math>\mu\text{m}</math> a 700 <math>\mu\text{m}</math>.</li> </ul>
○ <b>Anfibol (5%)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Prismáticos</li> <li>-Subhedrales</li> <li>-Pleocroísmo leve</li> <li>-Desde 400 <math>\mu\text{m}</math> a 800 <math>\mu\text{m}</math></li> <li>-Cristales bien conservados, con algunas fracturas</li> </ul>
• <b>MICROLITOS (Cristales menores a 100<math>\mu\text{m}</math>) (3% de la roca)</b>	
○ <b>Plagioclasa</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Tabular</li> <li>-Subhedrales</li> <li>-Sin dirección preferencial</li> </ul>
○ <b>Piroxenos</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Anhedral a subhedrales</li> <li>-Sin dirección preferencial</li> </ul>
○ <b>Opacos</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Anhedral a subhedrales</li> <li>-Algunas caras cúbicas</li> <li>-Hasta 50 <math>\mu\text{m}</math></li> </ul>
• <b>VESÍCULAS (48% de la roca)</b>	
○ <b>Redondeadas, se observa uniones de vesículas, sin una dirección preferencial. Desde 50 <math>\mu\text{m}</math> hasta 5000 <math>\mu\text{m}</math>.</b>	
<b>Observaciones</b>	
-Muestra máfica	
-Cristales en general más grandes que muestra félsica (L2P-02a) y mayor concentración de ellos.	
<b>Imágenes</b>	
	





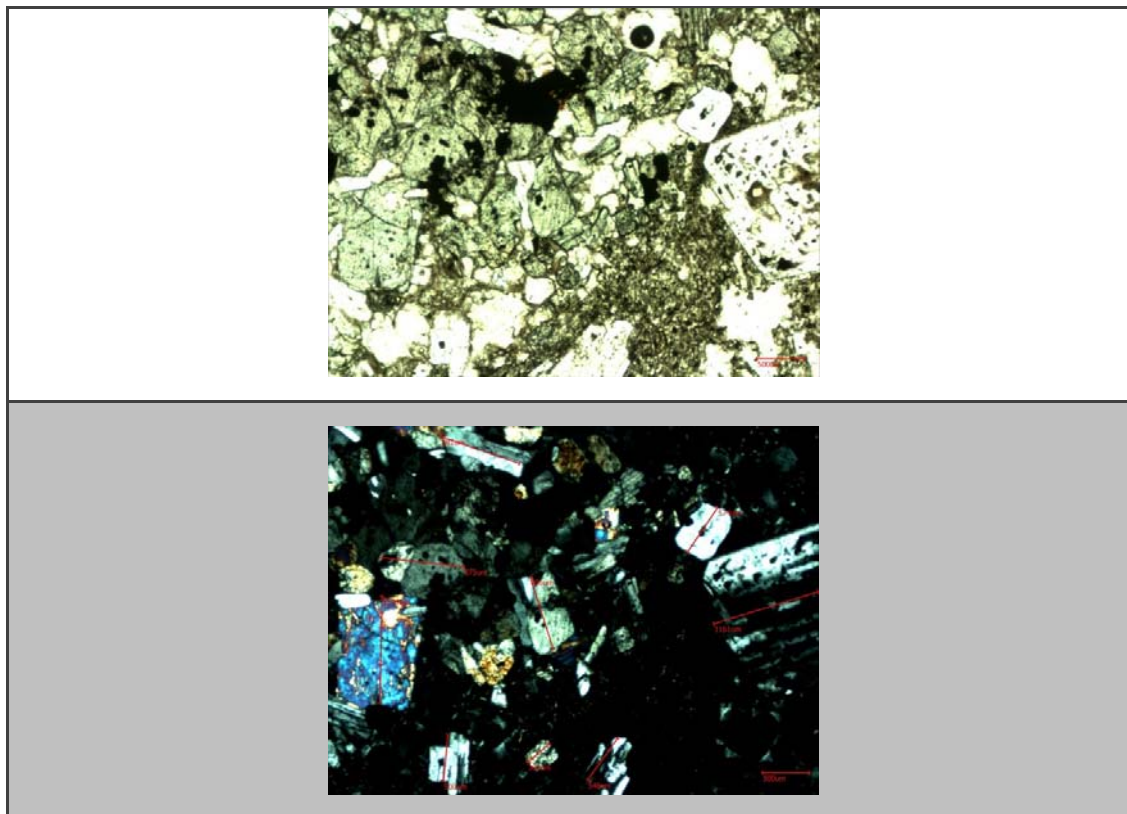
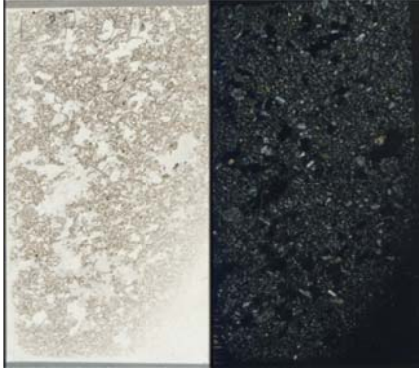
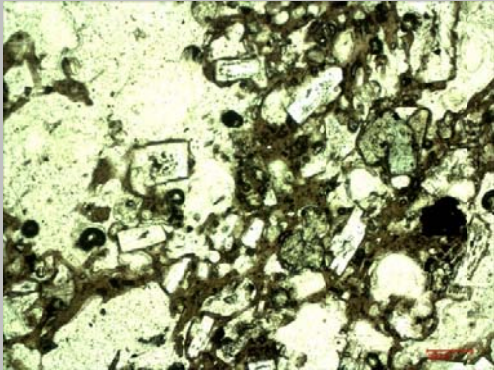
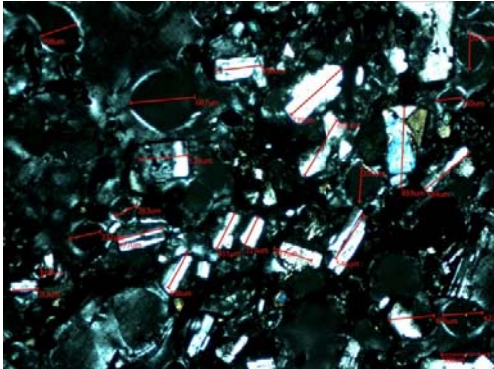


Tabla A4.3: Descripción microscópica muestra L3P-01, correspondiente a muestra del flujo de escorias Tumbre

Muestra	L3P-01
Texturas	-Fragmentada -Sieve (en plagioclasas) -Bordes de rompimiento, en anfíboles
• <b>MASA FUNDAMENTAL (30% de la roca)</b>	
○ Vidrio (Pómez)	-Masivo -No presenta orientación preferente
• <b>FENOCRISTALES (Cristales mayores a 100 μm) (18% de la roca)</b>	
○ Plagioclasas (70%)	-Tabulares -Subhedrales -Macla Carlsbad y albita -Grado intermedio de fracturamiento y alteración. -De hasta 800 μm, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 450 μm a 600 μm.
○ Piroxenos (30%)	-Prismáticos y masivos -Subhedrales a anhedrales -Grandes bordes de reacción en algunos casos -De hasta 2300 μm, la mayoría de la población se encuentran en el rango de 250 μm a 700 μm.
• <b>MICROLITOS (Cristales menores a 100μm) (5% de la roca)</b>	
○ Plagioclasa	-Tabular -Subhedrales -Sin dirección preferencial
○ Piroxenos	-Anhedrales a subhedrales -Sin dirección preferencial
○ Opacos	-Anhedrales a subhedrales -Algunas caras cúbicas -Hasta 40 μm

<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>VESÍCULAS (47% de la roca)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ Redondeadas, se observa uniones de vesículas, sin una dirección preferencial. Desde 50 <math>\mu\text{m}</math> hasta 5000 <math>\mu\text{m}</math>.</li> </ul> </li> </ul>
<b>Observaciones</b>
-Alta concentración de vesículas y alcanzan gran tamaño.
<b>Imágenes</b>






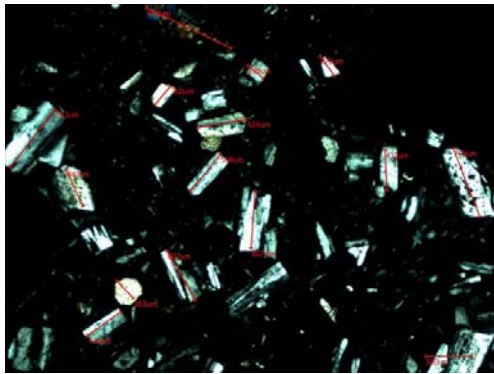
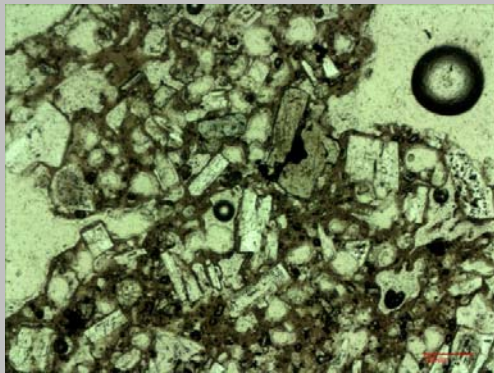
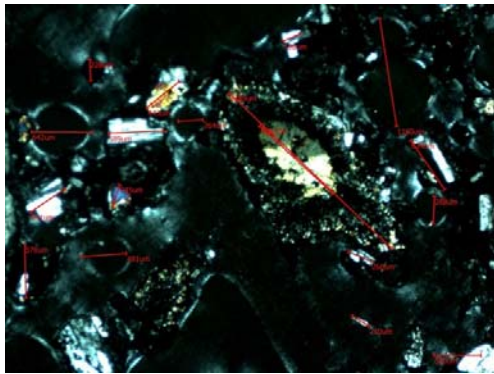

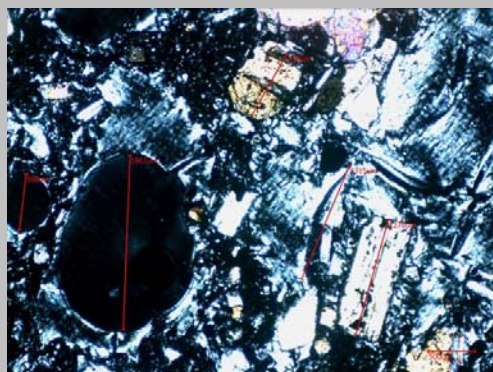
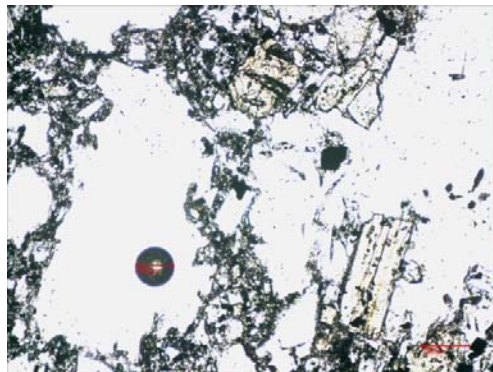
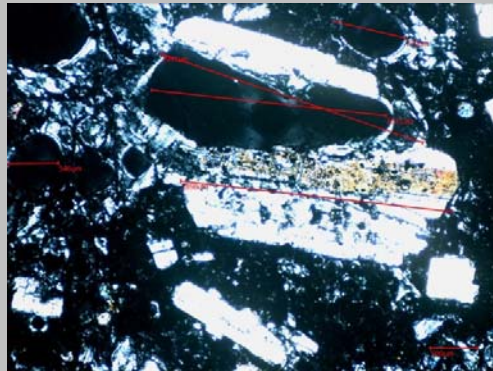
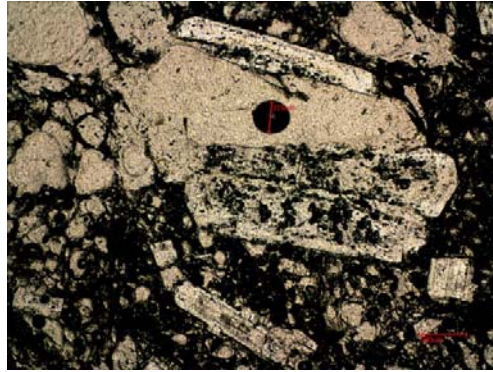


Tabla A4. 4: Descripciones microscópicas muestra L4P-01a, correspondiente a muestra máfica de la subunidad Flujo piroclástico de 1993.

Muestra	L4P-01a
Texturas	-Fragmentada -Cumulofídica -Sieve (en plagioclasas) -Bordes de reabsorción -Zonación en plagioclasas
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>MASA FUNDAMENTAL (17% de la roca)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ Vidrio (Pómez)                             <ul style="list-style-type: none"> <li>-Masivo</li> <li>-Se concentra la mayor cantidad de vesículas</li> </ul> </li> </ul> </li> </ul>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>FENOCRISTALES (Cristales mayores a 100 µm) (18% de la roca)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ Plagioclasas (75%)                             <ul style="list-style-type: none"> <li>-Tabulares</li> <li>-Subhedrales</li> <li>-Algunas zonadas</li> <li>-Macla Carlsbad y periclina</li> <li>-Textura sieve (inclusiones vítreas)</li> <li>-Se observan cúmulos en conjunto a piroxenos</li> <li>-De hasta 3000 µm, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 500 µm a 1500 µm.</li> </ul> </li> <li>○ Piroxenos (24%)                             <ul style="list-style-type: none"> <li>-Prismáticos y masivos</li> <li>-Asociaciones de ortopiroxenos y clinopiroxenos</li> <li>-Ortopiroxenos en mejores condiciones</li> <li>-De hasta 1200 µm, la mayoría de la población se encuentra en un rango de 300 µm a 700 µm.</li> </ul> </li> <li>○ Anfíbol (1%)                             <ul style="list-style-type: none"> <li>-Prismática a masiva</li> <li>-Subhedral a anhedral</li> <li>-Pleocroísmo leve</li> <li>-En general se encuentra de 500 µm</li> </ul> </li> </ul> </li> </ul>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>MICROLITOS (Cristales menores a 100µm) (15% de la roca)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ Plagioclasa                             <ul style="list-style-type: none"> <li>-Tabular</li> <li>-Subhedrales</li> <li>-Sin dirección preferencial</li> </ul> </li> <li>○ Piroxenos                             <ul style="list-style-type: none"> <li>-Anhedrales</li> <li>-Sin dirección preferencial</li> </ul> </li> <li>○ Opacos                             <ul style="list-style-type: none"> <li>-Anhedrales a subhedrales</li> <li>-Algunas caras cúbicas</li> <li>-Hasta 60 µm</li> </ul> </li> </ul> </li> </ul>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>VESÍCULAS (50% de la roca)</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ Ovaladas y mayormente redondeadas, sin una dirección preferencial, se pueden observar algunas vesículas conectadas, donde la forma alargada y distintos diámetros permite suponer esta conexión. De hasta 1860 um.</li> </ul> </li> </ul>	
<b>Observaciones</b>	
-Muestra máfica con bandeamiento félsico	
-Algunas zonas pequeñas con vesículas muy alargadas, sin una dirección preferente	
<b>Imágenes</b>	
	



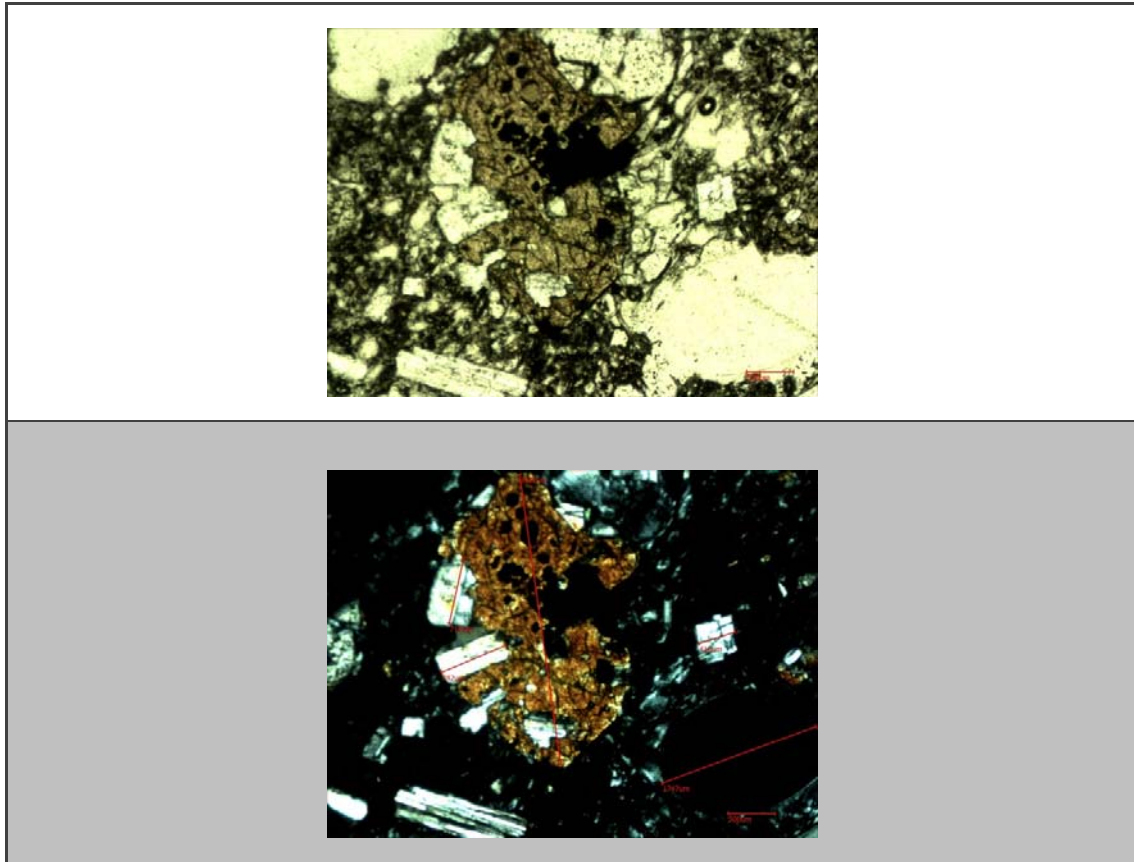
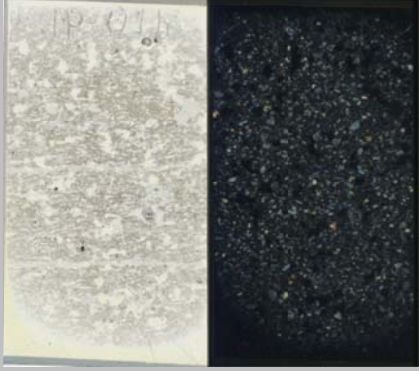
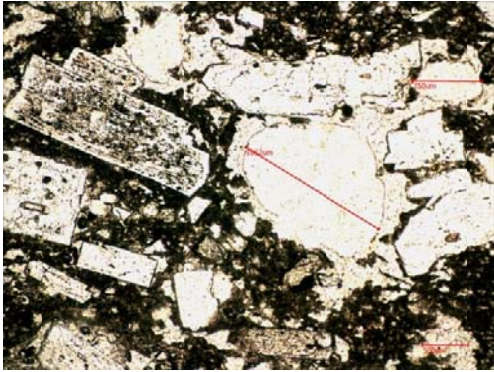
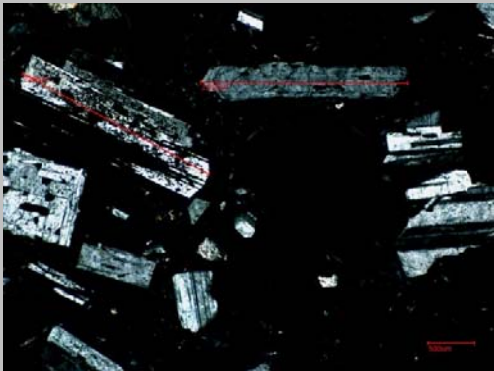
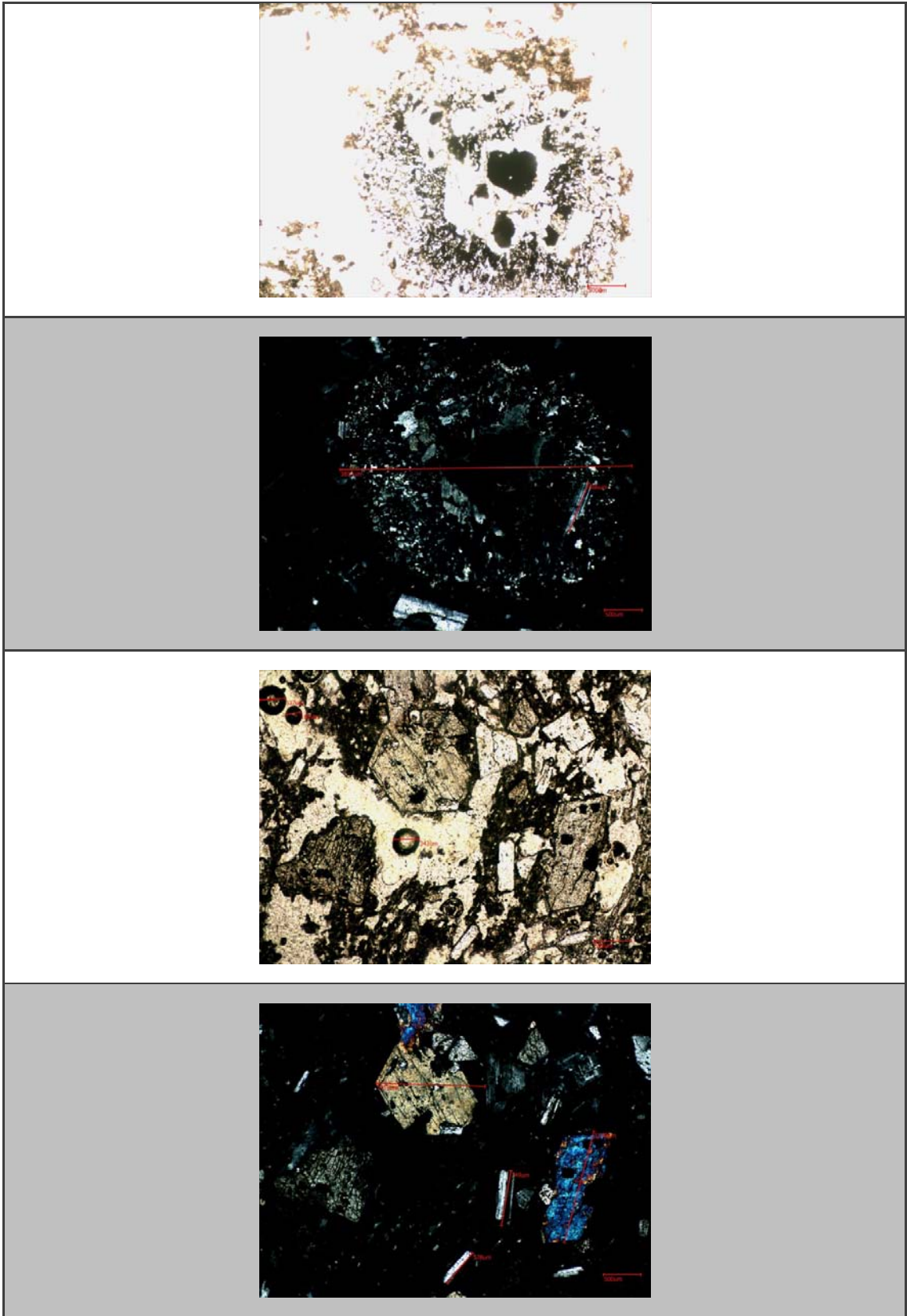


Tabla A4. 5: Descripciones microscópicas muestra L4P-01b, correspondiente a muestra félsica de la subunidad Flujo piroclástico de 1993.

Muestra	L4P-01b
Textura	-Fragmentada -Sieve -Bordes de reabsorción -Zonación en plagioclasas
• <b>MASA FUNDAMENTAL (31% de la roca)</b>	
○ Vidrio	-Masivo -Se concentra la mayor cantidad de vesículas
• <b>FENOCRISTALES (Cristales mayores a 100 μm) (23% de la roca)</b>	
○ Plagioclasas (70%)	-Tabulares -Subhedrales a anhedrales -Algunas zonadas -Altamente fracturadas y alteradas -Macla Carlsbad y periclina -Bordes de reabsorción -De hasta 2660 μm, la mayoría de la población se encuentra en rangos de 300 μm a 700 μm
○ Piroxenos (30%)	-Prismáticos y masivos -Subhedrales a anhedrales -Altamente fracturados y alterados -Asociaciones de ortopiroxenos y clinopiroxenos -Ortopiroxenos en mejores condiciones -De hasta 1540 μm, donde la mayor parte de la población se encuentra en los rangos de 500 μm y 600 μm
• <b>MICROLITOS (Cristales menores a 100μm) (15 % de la roca)</b>	
○ Plagioclasa	-Tabular



<ul style="list-style-type: none"> <li>○ <b>Opacos</b></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Masivos, algunas caras cúbicas</li> <li>-Anhedrales a subhedrales</li> <li>-Hasta 100 um</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>VESÍCULAS (41% de la roca)</b></li> </ul>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>○ Ovaladas y mayormente redondeadas, sin una dirección preferencial, no se encuentran conectadas. De hasta 1660 um, principalmente en las zonas con vidrio.</li> </ul>	
<b>Observaciones</b>	
<b>-Muestra máfica</b>	
<b>-Aumenta la cantidad de piroxenos respecto a muestra L4P-01a y los fenocrotales son más pequeños en general, además de una menor cantidad de vesículas y microlitos.</b>	
<b>-Existe una tendencia de los cristales a disponerse horizontalmente respecto al corte transparente.</b>	
<b>Imágenes</b>	
	
	
	



## Anexo 5 Ejemplos en que ocurre fragmentación según Conflow, para las muestras de lava

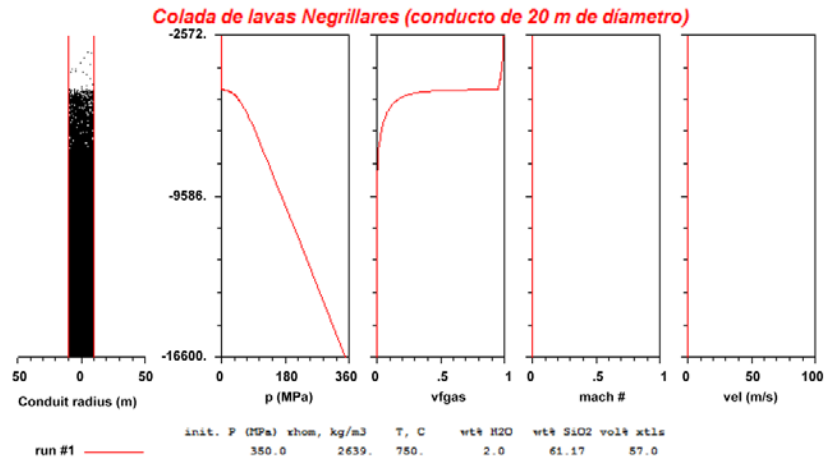


Figura A5.1: Caso en que condiciones P-T no son suficientes para generar una colada de lavas y ocurre fragmentación, según la composición geoquímica de la colada de lavas Negrillares. P: 3.5 kbar, T: 750°C, H2O:2%.

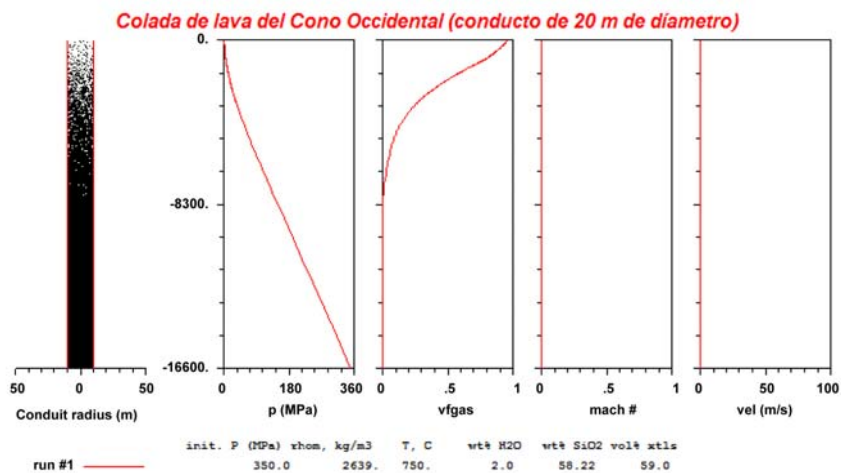


Figura A5.2: Caso en que condiciones P-T no son suficientes para generar una colada de lavas y ocurre fragmentación, según la composición geoquímica de la colada de lavas del Cono Occidental. P: 3.5 kbar, T: 750°C, H2O:2%.

## Anexo 6 Ejemplos en que no ocurre fragmentación según Conflow, para las muestras de piroclastos

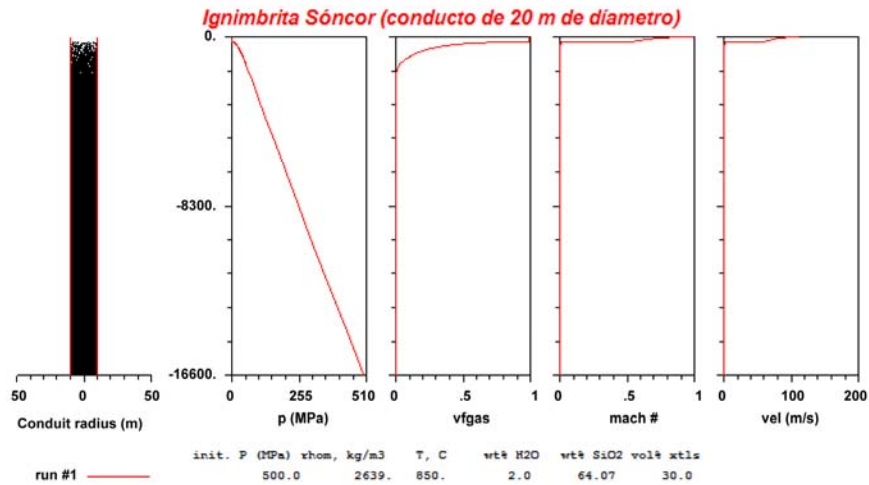


Figura A6.1: Caso en que condiciones P-T no son suficientes para generar fragmentación, según la composición geoquímica del Flujo Piroclástico Sóncor. P: 5 kbar, T: 850°C, H2O:2%.

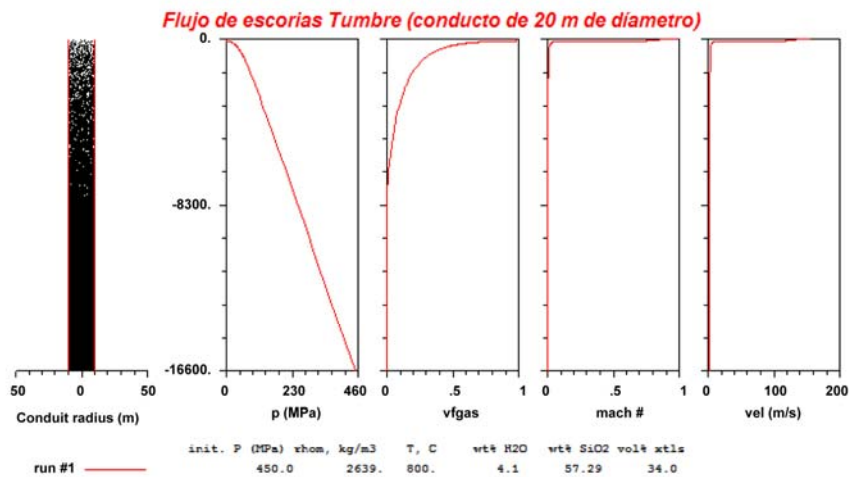


Figura A6.2: Caso en que condiciones P-T no son suficientes para generar fragmentación, según la composición geoquímica del Flujo de escorias Tumbre. P: 5 kbar, T: 800°C, H2O:4.1%.

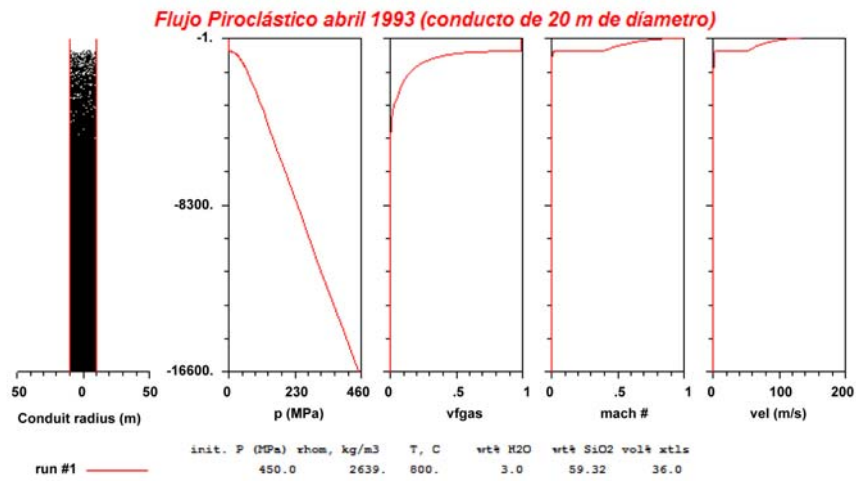


Figura A6.3: Caso en que condiciones P-T no son suficientes para generar fragmentación, según la composición geoquímica del Flujo de escorias Tumbre. P: 5 kbar, T: 800°C, H<sub>2</sub>O:3%.

## Anexo 7 Química de anfíboles obtenidos mediante SEM

Tabla A7.1: Composiciones químicas de anfíboles en las distintas subunidades estudiadas. Se observan similitudes entre las muestras de piroclastos y la lava Negrillares. Los anfíboles de las lavas del Cono Occidental y Tumbre-Talabre también presentan similitudes entre ellas. Los anfíboles de los piroclastos y Negrillares presentan mayor contenido CaO y FeO y menor contenido de  $Al_2O_3$  y MgO en relación a las otra muestras de lavas- Si bien estas diferencias son pequeñas, exceden el 3%, valor que ya demuestra estar fuera de un rango de error, por lo menos para el caso del  $Al_2O_3$  (1 o 2 % error esperable)

	LAVAS							PIROCLASTOS			
	Negrillares	Cono Occidental			Tumbre- Talabre			Sóncor	Tumbre	Abril 1993	
SiO <sub>2</sub>	45.6	45.2	45.4	45.9	45.9	45.7	46.8	46.6	45.5	46.8	47.0
TiO <sub>2</sub>	2.9	2.2	2.7	2.4	1.5	1.4	2.3	3.0	2.7	3.2	2.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.3	13.7	12.8	12.8	13.1	13.2	13.6	10.2	11.9	10.5	10.5
FeO	10.1	8.5	9.3	9.2	8.4	9.0	9.5	10.6	10.2	10.4	10.0
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	15.7	17.2	16.2	16.6	17.4	16.1	16.9	15.4	15.7	15.1	16.1
CaO	11.0	10.0	10.5	10.2	10.6	10.3	7.7	11.2	11.1	11.1	10.5
Na <sub>2</sub> O	2.8	2.8	2.5	2.7	2.6	3.8	2.9	2.2	2.5	2.4	2.6
K <sub>2</sub> O	0.5	0.4	0.4	0.3	0.6	0.4	0.5	0.7	0.4	0.5	0.4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0