

**UNIVERSIDAD DE ATACAMA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**



**ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE LOS DEPÓSITOS DE ESTRATOS  
DE QUEBRADA EL ROMERO, PRE-CORDILLERA DE COPIAPÓ,  
REGIÓN DE ATACAMA, CHILE**

**Francisco Alejandro Venegas Aguirre**

**2024**

**UNIVERSIDAD DE ATACAMA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**



**ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE LOS DEPÓSITOS DE ESTRATOS  
DE QUEBRADA EL ROMERO, PRE-CORDILLERA DE COPIAPÓ,  
REGIÓN DE ATACAMA, CHILE**

“Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de GEÓLOGO”

Profesor guía Srta. Natalia  
Rodríguez

**Francisco Alejandro Venegas Aguirre**

**2024**

## **AGRADECIMIENTOS**

Dedico este trabajo a mis profesores guías, Natalia Rodríguez y Paulina Fuentes, por su ayuda, comprensión y apoyo en el desarrollo del presente trabajo.

Mi madre, esa persona que en cada día de mi vida ha estado para levantarme en cada caída y alentarme para seguir siempre adelante. Atribuyo todos mis éxitos en esta vida a la enseñanza moral, intelectual y física que recibí de ella.

Quiero agradecer a mi familia, quienes hicieron posible, con apoyo y amor, mi formación como persona. A Jessica, mi madre que ya mencioné anteriormente, Pedro mi amigo y compañero. A mis hermanas Paulina y Ashley que siempre serán mis pequeñas hermanitas.

Finalmente, agradecer a mis amores Paula, mi pareja, y Mateo, mi hijo. Muchas gracias por apoyarme, comprenderme y alentarme en este largo camino. Sin ustedes esta tarea habría sido imposible.

## RESUMEN

En la precordillera de la Región de Atacama (entre 25°30' y 28°30' latitud sur) se reconocen unidades volcánicas e intrusivas del Paleoceno-Eoceno interpretadas como complejos volcano-plutónicos formados durante el ciclo de grandes calderas de colapso resurgencia. El principal exponente de este ciclo es la Megacaldera Carrizalillo ubicada aproximadamente a 50 kilómetros al sureste de Copiapó. Esta megacaldera representa el inicio del complejo volcánico y da lugar a la formación de las calderas anidadas El Durazno, Bellavista, Lomas Bayas y Agua Nueva. La zona de estudio tiene gran relevancia en la comunidad científica y genera un gran interés por la complejidad de los sistemas caldericos que se han generado. Nuevos trabajos de campo en la zona de estudio (Díaz et al., 2016; Gerding, 2019; Rodríguez et al., 2016; Torres, 2018) han revelado una extensa secuencia de lavas con variedad composicional y complejas relaciones de diferenciación magmática. Esta secuencia de lavas es parte de Estratos de Quebrada El Romero definido por Rivera y Mpodozis (1994). El presente trabajo busca definir y precisar geográficamente los depósitos de los Estratos de Quebrada El Romero y analizar petrográficamente la secuencia de lavas y sus variaciones composicionales. La metodología del trabajo se basó en el estudio de relaciones de contacto en terreno de las secuencias de lava y la descripción macroscópica en detalle. Los depósitos de los Estratos de Quebrada El Romero son parte de la Megacaldera Carrizalillo y se presentan en las laderas de la misma y en zonas bajas topográficamente en su zona Centro Sur, y abarcarían gran parte de la zona norte de la mega estructura contactando con rocas piroclásticas. Los Estratos de Quebrada El Romero exhiben una gran variedad composicional de lavas andesíticas a dacíticas asociadas a al evento de colapso y dominadas por óxidos de hierro en su matriz, presentarían una secuencia de rocas piroclásticas asociadas al colapso de la Megacaldera Carrizalillo y depósitos lacustres característicos de la etapa de sedimentación intracaldera. La descripción petrológica caracteriza la secuencia y logran diferenciar diferentes tasas de enfriamiento asociados a múltiples pulsos magmáticos efusivos y explosivos que se registran en la textura de las rocas. Muestras de mezclas magmáticas logran determinar una diferenciación magmática de la cámara profunda que habría sufrido diversos procesos.

# ÍNDICE DE CONTENIDOS

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Problema de investigación .....	1
1.2 Hipótesis .....	3
1.2 Objetivo general.....	4
1.4 Objetivos específicos .....	4
1.5 Ubicación y Accesos.....	5
1.6 Estudios previos .....	7
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO.....	11
2.1 Calderas volcánicas, características y procesos de formación .....	11
2.1.1 Generalidades.....	11
2.1.2 Ambientes tectónicos .....	12
2.1.3 Etapas de formación de una caldera.....	13
CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO.....	25
3.1 Geología regional.....	25
3.2 Geología local .....	29
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO .....	32
4.1 Trabajo de gabinete.....	32
4.2 Trabajo de terreno .....	32
4.3 Trabajo de gabinete 2.....	36
4.3.1 Petrografía macroscópica.....	36
4.3.3 Digitalización.....	36
CAPÍTULO 5: RESULTADOS .....	37
5.1 Descripciones petrográficas .....	37
5.1.1 Sector 1 – suroeste de la caldera .....	37
5.1.2 Sector 2 – NE .....	50
5.1.3 Sector 3 – Centro Sur .....	73
5.2 Análisis mediante procesamiento de imágenes satelitales .....	81
5.2.1 Combinaciones RGB (red-green-blue) .....	81
5.2.2 Índices litológicos y mineralógicos.....	83
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN.....	86
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES .....	93

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 Mapa de ubicación dónde se señala de color rojo el área global de estudio y los rectángulos azules las 3 zonas específicas. Elaboración propia. 1/25.000.....	5
Figura 2. Mapa guía para llegar al área de estudio. Elaboración propia. 1/50.000.....	6
Figura 3. Principales ambientes tectónicos formadores de calderas. Modificado de Torres 2018. ....	12
Figura 4. Etapas de formación de una caldera. <b>A.</b> Tumescencia regional y generación de fracturas en anillo. <b>B.</b> Erupciones que forman la caldera. <b>C.</b> Colapso de caldera. <b>D.</b> Vulcanismo de pre-resurgencia y sedimentación. <b>E.</b> Tumescencia. <b>F.</b> Vulcanismo en las fracturas. Elaboración propia. ....	15
Figura 5. Diagrama de temperatura vs. viscosidad para los diferentes tipos de magmas (Leshy y Spera, 2015). ....	17
Figura 6. A: viscosidades de distintos tipos de volcanitas. B: Contraste entre viscosidad y densidad en distintos tipos de basaltos (Toselli, 2010). ....	17
Figura 7. A: Tasas de nucleación y crecimiento de cristales durante el enfriamiento de un magma. Se ilustran cuatro situaciones de contraste térmico (T-1 a T-4) por debajo de la temperatura de fusión. Adquirida de González (2015). ....	19
Figura 8. Mapa de la localización geográfica de las unidades pertenecientes a la hoja La Guardia, con énfasis en los Estratos de Quebrada El Romero (Iriarte et al, 1999). ....	28
Figura 9. Mapa regional de la ubicación de la Megacaldera Carrizalillo, sus calderas anidadas y el Plutón Cabeza de Vaca (Modificado de Arévalo et al, 1994). ....	31
Figura 10. Mapa escala 1/80.000, ubicación general de las muestras.....	35
Figura 11. Unidades según límites establecidos por la Carta geológica la Guardia, 1999. ....	38
Figura 12. Primer sub mapa base, en donde se evidencian las zonas de muestreo a escala 1/10.000 (Extraído y editado de ArcMap 10.8). ....	39
Figura 13. Imágenes que muestran la litología variante del sector SW. Donde A, B y D presentan fragmentos piroclásticos de diferentes composiciones. ....	39
Figura 14. Columnas estratigráficas del sector suroeste de la caldera que muestran la superposición de las muestras analizadas. Figura esquemática sin escala horizontal y vertical. (flecha roja indica sentido del corte estratigráfico desde su base a techo). ....	40
Figura 15. Imágenes A y B muestran las características de la muestra MS-A1, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxidos de hierro; Bt: biotita; Hn: hornblenda; Vr: vidrio; Ep: epidota. Microfotografías de la muestra MS-A1, observada en nicols cruzados (D y F) y luz plano paralela (C y E). C y D) Fenocristales de plagioclasas (Pl) alterados por epidota (Ep) y óxidos de hierro (óx) entre debilidades. E y F) Matriz microcristalina con predominancia de óxidos de hierro (óx). ....	41
Figura 16. Imágenes A y B muestran las características de la muestra MS-A6, donde Pl: plagioclasa; Ep: epidota; Óx: óxidos; Hn: hornblenda. Microfotografías de la muestra MS-A6, observada en nicols cruzados (D) y luz plano paralela (C). C y D) Fenocristal de plagioclasa (Pl) alterado por epidota (Ep), arcillas (Ar) y óxidos de hierro (óx) entre debilidades, y sobre una matriz microcristalina, se observan maclas simples en el fenocristal (Mcs). ....	42
Figura 17. Imágenes A y B muestran las características de la muestra MS-A7, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxidos de hierro; Bt: biotita; Vr: vidrio; Ep: epidota. Microfotografías en nicols cruzados (D y F) y luz plano paralela (C y E). C y D) Fenocristales de plagioclasa (Pl) alterado por óxidos de hierro (óx) entre debilidades, presenta maclas simples y/o de albita (Mcs). Se distingue matriz microcristalina (Mx) dominada por óxidos de hierro (óx). E y F) Cristal de piroxeno (Px) presentando maclas del tipo cíclica (Mcc), se observa una gran cantidad de vesículas o cavidades (Vs). ....	44
Figura 18. Microfotografías de la muestra MS-A8.1, observada en nicols cruzados (B) y luz plano paralela (A). A y B) Fenocristales de plagioclasa (Pl) alterado por óxidos de hierro (óx) y	

arcillas. Se distingue matriz microcristalina (Mx) dominada por óxidos de hierro (óx). Se observan vesículas o cavidades (Vs) rellenas por óxidos de hierro (óx) y calcita (Ca).....	44
Figura 19. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-A10, donde Vr: vidrio; Óx: óxidos.....	45
Figura 20. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-A12, donde Vr: vidrio; Óx: óxidos.....	45
Figura 21. Imágenes A y B muestran las características de la muestra MS-A15, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxidos; Vr: vidrio. Microfotografías de la muestra MS-A15, observada en nicoles cruzados (D) y luz plano paralela (C). C y D) Fenocristales de plagioclasa (Pl) alterado levemente por óxidos de hierro (óx). Presencia de piroxeno subhedral (Px). Se distingue matriz microcristalina (Mx) dominada por óxidos de hierro (óx). Se observa una gran cantidad de vesículas o cavidades (Vs).....	46
Figura 22. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-B1, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Fa: feldespato alcalino; Óx: óxidos.....	47
Figura 23. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-B2, donde Pl: plagioclasa; óx: óxidos de hierro; Bt: biotita; And: andesita.....	48
Figura 24. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-B3, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita.....	48
Figura 25. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-B4, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; óx: óxidos de hierro.....	49
Figura 26. Unidades según límites establecidos por la Carta geológica La Guardia, 1999.....	51
Figura 27. Segundo submapa base, en donde se evidencian las zonas de muestreo a escala 1/20.000, los números y flechas de color rojo indican el orden de los cortes pertenecientes a las columnas estratigráficas de la figura 28 (Extraído y editado de ArcMap 10.8).....	51
Figura 28. Columnas estratigráficas del sector Noreste de la caldera que muestran la superposición de las muestras analizadas. Figura esquemática sin escala horizontal y vertical. (flecha roja indica sentido del corte estratigráfico desde su base a techo).....	52
Figura 29. Imágenes de la litología variante del sector NE, donde: A) Lavas de composiciones diferentes que no se mezclan. B) Secuencia estratificada de lava. C) Clastos inmersos en matriz andesítica.....	53
Figura 30. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C1, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota.....	53
Figura 31. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C2, donde Pl: plagioclasa; Vr: vidrio; Ep: epidota; Hn: hornblenda; Cl: clorita.....	54
Figura 32. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C3, donde Pl: plagioclasa; Ep: epidota; Hn: hornblenda; Bt: biotita.....	55
Figura 33. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C4, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxido hierro; Ep: epidota; Bt: biotita; Px: piroxeno.....	56
Figura 34. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C5, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Cl: clorita.....	56
Figura 35. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C6, donde Pl: plagioclasa; Mg: magnetita; Bt: biotita; Cl: clorita.....	57
Figura 36. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C7, donde Pl: plagioclasa; Vr: vidrio; Hn: hornblenda; Bt: biotita; Óx: óxidos.....	58
Figura 37. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C8, donde Pl: plagioclasa; Bt: vidrio; Hn: hornblenda; Bt: biotita.....	59
Figura 38. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C10, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita.....	59
Figura 39. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C11, donde DC: dacita; Óx: óxido de hierro; Bt: biotita; AND: andesita; Cl: clorita.....	60
Figura 40. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C12, donde Pl:	

plagioclasa; AND: andesita; DC: dacita; Bt: biotita.....	61
Figura 41. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C13, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxido de hierro; Bt: biotita; Hn: hornblenda; Cl: clorita.....	62
Figura 42. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C14, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Hn: hornblenda.....	62
Figura 43. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D2.1, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota; Fa: feldespatos.....	63
Figura 44. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D2.2, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota; Fa: feldespatos.....	64
Figura 45. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D2.3, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Óx: óxidos de hierro; Ep: epidota; Fa: feldespatos.....	65
Figura 46. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D3, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxido de hierro; Bt: biotita; Ep: epidota.....	66
Figura 47. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D4, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxido de hierro; Bt: biotita; Ep: epidota.....	66
Figura 48. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D5, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Óx: óxidos de hierro; Ep: epidota.....	67
Figura 49. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D6, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxido de hierro; Bt: biotita; Hn: hornblenda; Vr: vidrio.....	68
Figura 50. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D7, donde Pl: plagioclasa; Ep: epidota; Bt: biotita; Hn: hornblenda.....	69
Figura 51. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D8, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Hn: hornblenda.....	69
Figura 52. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D9, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; AND: andesita; DC: dacita.....	70
Figura 53. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D10, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita.....	71
Figura 54. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D11, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Mg: magnetita.....	71
Figura 55. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D13, donde Pl: plagioclasa; Hn: hornblenda; Vr: vidrio Fm: fiamas.....	72
Figura 56. Unidades según límites establecidos por la Carta geológica La Guardia, 1999.....	73
Figura 57. Tercer sub mapa base, en donde se evidencian las zonas de muestreo a escala 1/10.000, los números y flechas de color rojo indican el sentido del corte perteneciente a la columna estratigráfica de la figura 59 (Extraído y editado de ArcMap 10.8).....	74
Figura 58. Imágenes de la litología variante del sector Centro Sur, donde: A) Contacto entre dos flujos de lava que no se mezclan. B) Lava rica en óxidos de hierro asimilando roca encajante. C) Mezcla de dos magmas de composiciones similares.....	74
Figura 59. Columnas estratigráficas del sector Centro Sur de la caldera que muestran la superposición de las muestras analizadas. Figura esquemática sin escala horizontal y vertical. (flecha roja indica sentido del corte estratigráfico desde su base a techo).....	75
Figura 60. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-E2, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ox: óxidos de hierro; Ep: epidota; Qz2: cuarzo secundario.....	77
Figura 61. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-E3, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ox: óxidos de hierro.....	77
Figura 62. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-E4, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota; Hn: hornblenda.....	78
Figura 63. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-E5.1, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota; Hn: hornblenda; Óx: óxidos de hierro.....	79
Figura 64. Imágenes que muestran las características de las muestras descritas, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota; Óx: óxidos de hierro; AND: andesita.....	80

Figura 65. Combinación de bandas 4-3-2 (Extraído de QGIS 3.2.2).....	81
Figura 66. Combinación de bandas 6-5-4 (Extraído de QGIS 3.2.2).....	82
Figura 67. Combinación de bandas 7-6-4 (Extraído de QGIS 3.2.2).....	82
Figura 68. Combinación de bandas 6-3-2 (Extraído de QGIS 3.2.2).....	82
Figura 69. IARC (Extraído de QGIS 3.2.2).....	83
Figura 70. NDVI (Extraído de QGIS 3.2.2).....	84
Figura 71. Índice de suelos (Extraído de QGIS 3.2.2).....	85
Figura 72. Índice de óxidos de hierro (Extraído de QGIS 3.2.2).....	85
Figura 73. Imágenes que muestran las diferencias composicionales, donde: A) Inclusión de fragmentos andesíticos por una colada de lava de composición similar. B) Colada de lava expuesta que presenta depositación en capas.....	88
Figura 74. Colada de lava con dirección preferencial de fenocristales y estiramiento de los mismos en una dirección.....	89
Figura 75. A) Zona de mezcla de dos fluidos (Mingling). B) Zona de interacción de 2 flujos de lava.....	89
Figura 76. Asociación estratigráfica de las columnas vistas en terreno, donde se distinguen 3 eventos principales de depositación, cada columna presenta un código establecido para su zona y corte estratigráfico, por ejemplo “SW-C1” indica que pertenece a la columna 1 del sector suroeste.....	90
Figura 77. Imágenes que muestran las características de la muestra descrita, donde Cx: cristales; Cll: clastos; Óx: óxidos; Vr: vidrio.....	105
Figura 78. Imágenes que muestran las características de la muestra descrita, donde Vr: vidrio; Ef: esferulitas; Óx: óxidos.....	106
Figura 79. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D12, donde Ca: calcita; Rc: Reacción ácido clorhídrico.....	106
Figura 80. Imágenes que muestran las características de las muestras descritas, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota; Óx: óxidos de hierro; Pi: piroclastos.....	107
Figura 81. Imágenes que muestran las características de las muestras descritas, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Óx: óxidos de hierro; Pi: piroclastos.....	107
Figura 82. Imágenes que muestran las características de las muestras descritas, donde Px: pirolusita; Pi: piroclasto.....	108

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Cuadro resumen de las 62 muestras recolectadas en la etapa de terreno, donde verde claro son rocas pertenecientes a “Ignimbritas de Sierra la Peineta”; verde oscuro son rocas de alteración hidrotermal; y Café son rocas pertenecientes a los “Estratos de Quebrada el Romero”. .....	34
Tabla 2. Cuadro resumen de las muestras recolectadas en sector 1.....	38
Tabla 3. Cuadro resumen de las muestras recolectadas en sector 2.....	50
Tabla 4. Cuadro resumen de las muestras recolectadas en sector 3.....	73

# CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

## 1.1 Problema de investigación

En la precordillera de la región de Atacama entre los 25°30´S y 28°30´S, se reconocen unidades volcánicas e intrusivas del Paleoceno-Eoceno, las cuales forman parte de calderas de colapso-resurgencia asociadas a diferentes ciclos eruptivos. La Megacaldera Carrizalillo representa la fase inicial del ciclo de calderas del Paleoceno-Eoceno inferior y el emplazamiento de cuerpos magmáticos de dimensiones batolíticas en un régimen tectónico extensional (Rivera y Mpodozis, 1994).

La Megacaldera Carrizalillo forma parte principal de un gran complejo caldérico de colapso ubicado aproximadamente a 50 kilómetros al sureste de Copiapó. Esta megacaldera representa el inicio del complejo volcánico y da lugar a la formación de las calderas El Durazno, Bellavista, Lomas Bayas y Agua Nueva, las cuales se encuentran anidadas al interior de Carrizalillo (Rivera y Mpodozis, 1994). El conocimiento que se tiene sobre el inicio, formación y evolución de las calderas se encuentra muy limitado debido a que los estudios realizados son principalmente regionales (de hace 20 años) y, al difícil acceso a todos los materiales que componen la caldera. Esta escasez en la información impide obtener un modelo preciso de la historia evolutiva de las calderas y de su importancia en los procesos a nivel de cámara magmática para un periodo de tiempo.

Las calderas de colapso representan las evidencias de grandes erupciones volcánicas que han afectado nuestro planeta, estos devastadores sucesos no tienen únicamente consecuencias a pequeña escala, sino que además son capaces de alterar por ejemplo el clima de la Tierra. Estas estructuras se manifiestan en grandes depresiones que abarcan desde centenas de metros hasta decenas de kilómetros, y que se originan durante erupciones ignimbríticas, adquiriendo de esta manera un gran poder destructivo (Geyer, 2007). Dado que las estructuras internas de las calderas normalmente están cubiertas por ignimbritas de entrada,

estas tienen gran relevancia en la evaluación de peligros (Delgado y Pavez, 2015). Estas estructuras volcánicas de colapso han sido muy estudiadas con relación a los grandes complejos y sistemas de caldera, como por ejemplo Yellowstone, la zona volcánica Taupo en Nueva Zelanda y las calderas del gran valle de California, permitiendo establecer una aproximación de la extensión horizontal de las cámaras magmáticas y los grandes volúmenes de material magmático eruptado (Rodríguez et al., 2016).

La zona de estudio tiene gran relevancia en la comunidad científica y genera un gran interés por la complejidad de los sistemas caldericos que se han generado. Al ser un sistema complejo la información que se debe lograr para comprender su dinámica debe ser amplia y precisa, es debido a esto que, si bien existen investigaciones previas en la zona, aún no se ha presentado información precisa de las unidades que se presentan en el sector, y solo se encuentra información general de las unidades en la carta geológica La Guardia (Iriarte et al, 1996).

Los Estratos de Quebrada El Romero presentan la evidencia del vulcanismo originado en etapas de colapso de la Megacaldera Carrizalillo que se remontan a periodos de tiempo definidos por etapas de sedimentación y depositación de material piroclástico y volcánico. Debido a esto, Estratos de Quebrada El Romero juega un rol fundamental en el entendimiento del vulcanismo y las características magmáticas que dieron origen al suceso. Esta tesis busca proporcionar información basada en el estudio petrográfico de las lavas de Estratos de Quebrada el Romero, que permitan establecer y caracterizar litológicamente las diferentes unidades que afloran en el sector. Esto para erradicar las siguientes interrogantes que aún no están claras o especificadas en los estudios realizados previamente a este trabajo. Interrogantes como: ¿Cuáles son las características petrográficas de los estratos de Quebrada el Romero?, ¿Cómo fue la temporalidad de las secuencias de depositación de los estratos de Quebrada el Romero?, ¿Cuál es la distribución geográfica de los estratos de Quebrada el Romero?, ¿Cuáles son los procesos que ocurrieron en etapas de colapso?

## 1.2 Hipótesis

La etapa de colapso de la Megacaldera Carrizalillo está asociada a un colapso de una cámara magmática, la cual habría iniciado durante el Mesozoico, este evento eruptivo explosivo generaría grandes extensiones de flujo cuyo posible origen se ocasiona por el colapso del techo de la cámara magmática, esto debido al control tectónico extensional de fallas transtensivas dextrales. El colapso de la caldera culminaría con la restauración parcial de la presión dentro de la cámara magmática debido posiblemente a un ascenso adicional de magma desde reservorios profundos, iniciando la etapa de volcanismo post colapso. El relleno de la megacaldera serían rocas volcánicas de composición variable con abundante contenido ignimbrítico debido al vulcanismo explosivo en la zona, además de haber sufrido varios procesos de diferenciación magmática que jugarían un rol fundamental en las composiciones magmáticas que afectaron en la explosividad del magma, y esto junto con el control tectónico serían factores determinantes en el colapso y post colapso de la cámara magmática. La petrografía asociada a la evolución de la megacaldera y sus calderas anidadas se remonta a periodos de tiempo definidos por etapas de sedimentación y depositación de material piroclástico y volcánico. Entre ellos, los Estratos de Quebrada El Romero presentaría una secuencia de rocas piroclásticas asociadas al colapso de la Megacaldera Carrizalillo, lavas asociadas a un evento post colapso y depósitos lacustres característicos de la etapa de sedimentación intracaldera de un ciclo de caldera de Colapso. Por otro lado, la secuencia se presentaría en sectores cercanos a las laderas de la Megacaldera carrizalillo en su zona centro sur, y abarcaría gran parte de la zona norte de la mega estructura.

## 1.2 Objetivo general

Determinar la variabilidad composicional y procesos de diferenciación en los depósitos de lavas de Estratos de Quebrada el Romero, Megacaldera Carrizalillo.

## 1.4 Objetivos específicos

- Definir y precisar geográficamente los depósitos de los Estratos de Quebrada el Romero.
- Caracterizar petrográficamente los depósitos volcánicos de los Estratos Quebrada el Romero.
- Interpretar los procesos asociados al evento de colapso de la Megacaldera Carrizalillo.

## 1.5 Ubicación y Accesos

La zona de estudio se ubica en la precordillera de la región de Atacama, aproximadamente a 50 kilómetros al sureste de la ciudad de Copiapó, siguiendo las rutas de acceso C-35 y C-401. Se estudiaron 3 zonas, las cuales están delimitadas por las coordenadas UTM (DATUM WGS84-19S) 6.955.000-6.939.000 mN y 425.000-395.000 mE, que abarcan la Megacaldera Carrizalillo y parte de las calderas El durazno, Lomas Bayas, y Agua Nueva. Véase figura 1

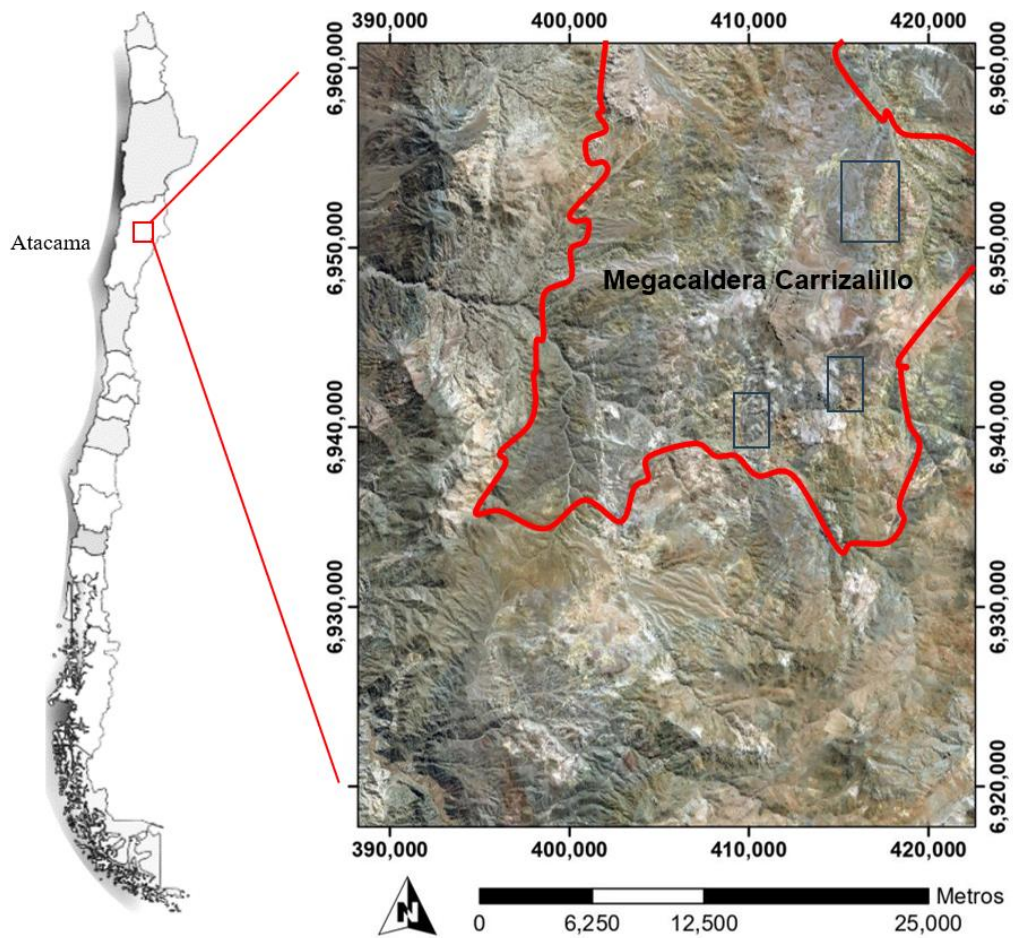


Figura 1. Mapa de ubicación dónde se señala de color rojo el área global de estudio y los rectángulos azules las 3 zonas específicas. Elaboración propia. 1/25.000

Para acceder al lugar desde la ciudad de Copiapó, iniciando desde la Universidad de Atacama, se debe ingresar a la ruta 5 por avenida Copayapu y en dirección sureste recorrer aproximadamente 10 kilómetros hasta llegar a la intersección con la carretera del Inca, desde este punto se debe seguir la ruta C-35 en dirección hacia Tierra Amarilla, avanzando 18 kilómetros hasta llegar a la intersección con la ruta C-401, desde aquí se debe ingresar a esta ruta en dirección este y avanzar 22 kilómetros hasta el punto de llegada, que será el inicio del sector sur de la Megacaldera Carrizalillo. La distancia total recorrida asciende a 50 kilómetros, con un tiempo total estimado para el viaje de 1 hora aproximadamente en auto, calculada en base a un tráfico normal. Véase figura 2

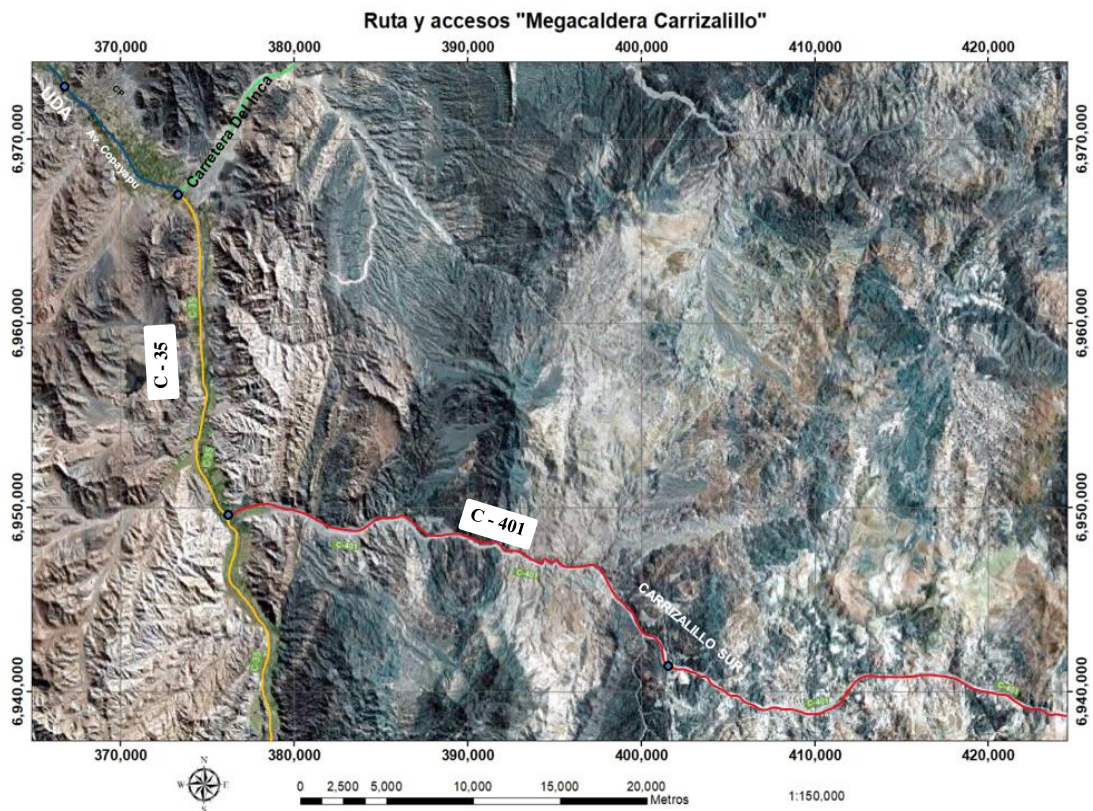


Figura 2. Mapa guía para llegar al área de estudio. Elaboración propia. 1/50.000

## 1.6 Estudios previos

La principal información que se tiene de la zona de estudio proviene del artículo de Rivera y Mpodozis (1994), el cual entrega resultados sobre la petrología y geoquímica de la Megacaldera Carrizalillo y sus unidades geológicas asociadas. Además de determinar que la Megacaldera Carrizalillo iniciaría el ciclo de calderas del Paleoceno-Eoceno inferior y el emplazamiento de cuerpos magmáticos de dimensiones batolíticas en un régimen tectónico extensional. El basamento pre-caldera en su zona norte está constituida por ortoconglomerados de la Formación la Ternera (en la zona norte) donde afloran como bloques dislocados de megabrecha y como roof pendant del intrusivo anular. Lavas de sierra la Dichosa también es parte del basamento pre-caldera y está formada por una potente secuencia de basaltos y traquibasaltos de piroxeno y olivino, e intercalaciones de areniscas gruesas y conglomerados tobáceos. Los resultados indican que el emplazamiento y la organización espacial de las unidades estaría controlado por fallas normales y fracturas anulares, las cuales tendrían un carácter volcano-plutónico, con presencia de pórfidos y stock de gabros, dioritas, monzonitas, granodioritas, domos riolíticos, lavas traquiandesitas y traquibasaltos, entre otros. La convergencia de la placa Farallón y Sudamericana habrían promovido un ambiente de transtensión dextral que ocasionó una cuenca tipo pull apart formada por dos fallas dextrales. Los estudios geoquímicos habrían mostrado una predisposición de las muestras desde gabros-basaltos a granito-riolita, con una tendencia a hacia la serie calcoalcalina de alto potasio que mostraría la predominancia de un magmatismo sinextensional en el sector. Los Estratos de Quebrada El Romero fueron definidos e interpretados por Rivera y Mpodozis (1994) como una secuencia de rocas piroclásticas y lavas asociadas al colapso de la Megacaldera Carrizalillo, y depósitos lacustres característicos de la etapa de sedimentación intracaldera de un ciclo de caldera de Colapso.

Arévalo (1994) presenta la descripción de la geometría de las fallas de borde de la Cuenca Hornitos y analiza las características del relleno de esta cuenca extensional de hemigraben. La principal falla de borde corresponde a la Falla Elisa de Bordos, la cual se presenta como una estructura de tipo normal, con

inclinaciones que varían entre 40° y 50° en sentido ESE y que pone en contacto rocas de la Formación Cerrillos, al oeste, con rocas del Cretácico superior-Paleoceno inferior al este. Los depósitos de relleno de la cuenca son principalmente sedimentarios en la base y volcánicos en el techo, consistiendo este último en una homogénea secuencia de por lo menos 400 metros de coladas de lavas basálticas a traquibasálticas de olivino y piroxeno con intercalaciones subordinadas de brechas volcánicas y areniscas, de amplia distribución horizontal, prácticamente continua desde la Falla Elisa de Bordos hasta la falla La Ternera. La existencia de estas estructuras extensionales del Cretácico superior-Paleoceno inferior (fallas normales y cuenca de hemigraben) documentan un régimen tectónico extensivo para ese periodo en la precordillera de Copiapó.

Arévalo et al. (1994) entrega una síntesis de la interpretación geológica para el Cretácico superior-Eoceno inferior de la precordillera de Copiapó. La Cuenca Hornitos presenta un ancho variable ente 20 y 40 kilómetros en dirección NNE, el basamento está conformado, al oeste, por la Formación Cerrillos del Albiano-Cretácico superior donde está en contacto con un sistema de fallas normales, en donde cuya falla principal es la Falla Elisa de Bordos y que habría estado reactiva durante el Eoceno. Sobreimpuestas a las facies volcánicas y sedimentarias de la Cuenca Hornitos se encuentra el sistema de calderas de colapso resurgencia, entre las cuales destaca la Megacaldera Carrizalillo cuyo margen occidental está definido por un anillo intrusivo de 52 kilómetros de longitud (Plutón Cabeza de Vaca) y cuyo margen oriental aparece truncado por la Falla la Ternera. Al interior de la Mega estructura se preservan al menos 3000 metros de basaltos, tobas, traquiandesitas, sedimentitas e ignimbritas (Sierra la Peineta).

Rivera y Falcon (2000), en un acta del volumen 1 del 9° congreso geológico chileno exponen las principales asociaciones de facies y relaciones geométricas de los complejos volcano-plutónicos emplazados como eventos de colapso resurgencia de calderas volcánicas. Según lo presentado, la Megacaldera Carrizalillo corresponde a una gran estructura de colapso de casi 60 kilómetros

de longitud y más de 30 kilómetros de ancho. El rasgo subangular de la megacaldera está definido por el Plutón Cabeza de Vaca que aflora en el margen oriental y septentrional de la mega estructura volcánica. El volcanismo pre-colapso estaría asociado a las Lavas de Sierra la Dichosa. La secuencia de relleno intra-caldera de la megacaldera constituye el basamento pre-colapso de un sistema de calderas anidadas de pequeños diámetros entre las que se reconocen, de sur a norte, la Caldera Lomas Bayas, El Durazno, Agua Nueva, Bellavista y la Caldera Cerro Puquios.

Torres (2018), en su tesis de pregrado enfocada en la petrología, estructura y evolución de la caldera el Durazno, presenta y compara nueva información geoquímica de las calderas El Durazno y Carrizalillo. En donde, en cuanto a la variación de los elementos mayores de la megacaldera, si bien son bastantes similar en comportamiento con la caldera El Durazno, esto es claramente notorio en las muestras del Plutón Cabeza de Vaca y de una lava de la secuencia de relleno de la megacaldera que se comportan prácticamente iguales a las lavas de la caldera El Durazno. Además, en lo referido a los elementos trazas, según el diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Nakamura, 1995) las rocas pertenecientes a la Megacaldera Carrizalillo son muy similares a las de la caldera El Durazno, sin embargo, esta última muestra un empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE) para una muestra de ignimbrita y una muestra del domo. En general las rocas de la Megacaldera Carrizalillo presenta valores similares para todos los elementos trazas en relación a las rocas de la caldera El Durazno. Por último, según los diagramas de discriminación de Schandl y Gorton (2002), las rocas de la caldera El Durazno y de la Megacaldera Carrizalillo, se formaron bajo un ambiente de margen continental activo.

Díaz et al. (2016), entrega nueva información respecto a la geología de la caldera El Durazno. Donde, se establece la sucesión de eventos que afectaron la caldera en base a la sucesión de depósitos y estructuras reconocidas en el sector: 1) La fase de colapso que genera grandes escarpes y depósitos piroclásticos de alta energía, determinada por la tectónica extensional. 2) La fase explosiva que generaría grandes emisiones de material magmático al exterior. 3) Un periodo de

reposo que genera erosión y depósitos lacustres intracaldera, y magmatismo generado a partir de edificios volcánicos al interior de la caldera, con depositación de lavas post colapso. Por otro lado, Rodríguez, et al. (2016), presenta nueva información geológica de la caldera Bellavista. Donde, establece sus etapas de evolución y la relación con el régimen tectónico del periodo Paleoceno-Eoceno: 1) Etapa de pre colapso con la desestabilización del reservorio magmático, favorecida por la tectónica extensiva del periodo y la migración de volátiles, generando la evacuación del magma. 2) Etapa de colapso dando lugar a la formación de la caldera. 3) Etapa de post colapso con el vaciado de la cámara magmática en forma de flujos de lava.

Gerding (2019), presenta en su tesis de pregrado un análisis petrológico del sector Norte de la megacaldera, referido a la geoquímica del sector a pequeña escala. Los resultados indican que la cámara magmática sufrió fraccionamiento continuo y estaría relacionada con un ambiente tectónico de tipo margen continental activo que serían los factores determinantes en el colapso de la megacaldera. Se destaca que este autor y Torres (2018) entregan los únicos datos obtenidos a la fecha de la geoquímica presente en el sector norte de Carrizalillo. Estos resultados, indican que las rocas de la Megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas pertenecen a una serie magmática subcalalina, específicamente calcoalalina intermedia y alta en potasio. Los diagramas de variación para elementos mayores representarían procesos de fraccionamiento continuo. Los elementos trazas indicarían que la megacaldera estaría relacionada con un ambiente tectónico de tipo margen continental activo, pero en el límite con arco oceánico relacionado a una corteza continental delgada, posiblemente debido al régimen extensional que facilitó la formación de las calderas. Los diagramas de elementos mayores y trazas de la Megacaldera Carrizalillo con los de sus calderas anidadas (El Durazno y Bellavista), observan similitudes y afinidades geoquímicas. Esto daría a entender que los procesos caldérico de la megacaldera y calderas anidadas fueron sucesivos y generados por pulsos magmáticos distintos, pero geoquímicamente similares, asociados a una misma fuente y facilitados por el régimen extensional.

## CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

### 2.1 Calderas volcánicas, características y procesos de formación

#### 2.1.1 Generalidades

Las calderas volcánicas son grandes depresiones topográficas que se forman por erupciones explosivas de material, en la cual debido a la energía liberada se destruye la parte central del edificio volcánico generando un posterior colapso del mismo. Estas erupciones liberan una gran cantidad de energía debido a la acumulación de material magmático en su fuente, y se lleva en una escala de tiempo que va desde cien mil años a un millón de años (Silva y Gregg, 2014).

Lipman en el año 2000, define las calderas como “una gran depresión volcánica, más o menos de forma circular, cuyo diámetro excede en gran medida al de cualquier depresión volcánica incluido conductos volcánicos”. Así mismo, Lipman (2000) define que “en general el diámetro de una caldera incrementa en proporción con el volumen asociado a la erupción” llegando a alcanzar diámetros que van desde 1 a 75 km y formados durante erupciones de material (mayoritariamente ignimbrítico) de  $1 \text{ km}^3$  a  $5.000 \text{ km}^3$ .

La mayoría de las calderas volcánicas tienen abundantes dimensiones asociadas a erupciones relativamente grandes, pero cuando sobrepasan estos estándares de proporciones se consideran supervolcanes que se asocian a mega erupciones. Las megaerupciones ocurren en zonas de subducción, como Japón, Indonesia, Nueva Zelanda y los Andes, y en el interior de las placas, tanto en puntos calientes como Yellowstone, y en zonas de extensión como Long Valley, California. De hecho, cuando ocurren en regiones ampliamente convergentes (zonas de subducción), las megaerupciones parecen estar comúnmente y quizás invariablemente asociadas con la extensión local (Miller y Wark, 2008).

### 2.1.2 Ambientes tectónicos

El inicio de una caldera volcánica está asociado a diferentes etapas de formación, en donde, son diversos los factores a considerar para un correcto desarrollo y evolución de la estructura. El control tectónico regional entrega los límites de formación y las características tectono-magmáticas de una caldera. Es debido a esto que según el ambiente tectónico en donde se desarrolle, esta generará material volcánico con características específicas. A través de este material se puede discriminar en etapas posteriores el posible control regional que promovió la estructura. En la figura 3, se observan los diferentes ambientes tectónicos donde toma lugar la formación de calderas volcánicas, en donde de manera general tenemos que los *hot spot* intraoceánicos generan típicamente calderas basálticas, arcos de isla y márgenes continentales convergentes activos generan calderas andesíticas-dacíticas, *rift* africano (extensión cortical elevada) genera calderas peralcalinas y *hot spot* continentales y sistemas submarinos de arco-trasarco generan calderas riolíticas (Geyer, 2008).

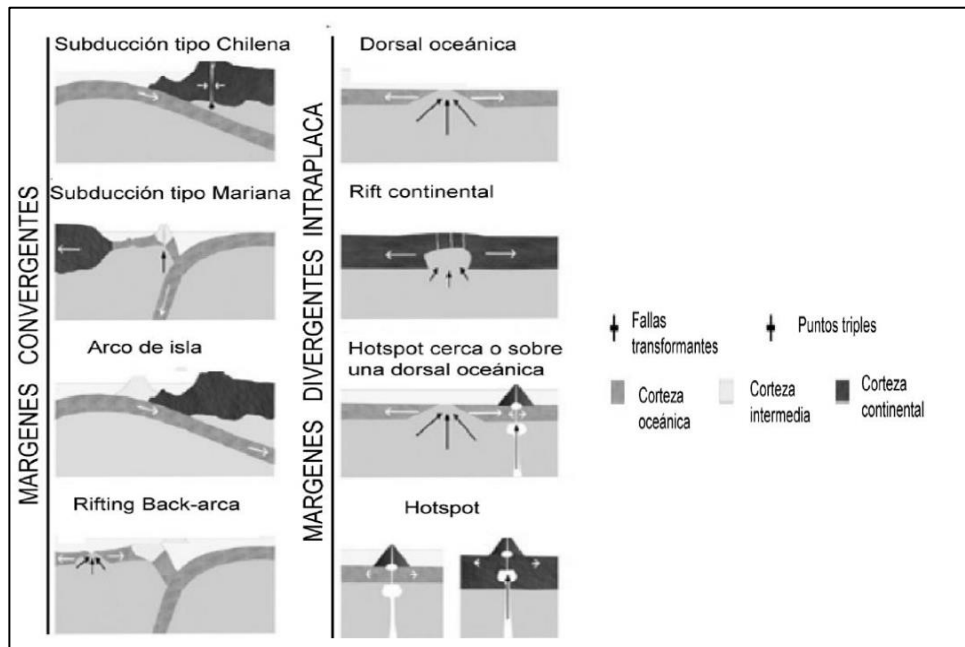


Figura 3. Principales ambientes tectónicos formadores de calderas. Modificado de Torres 2018.

### 2.1.3 Etapas de formación de una caldera

Las calderas volcánicas como se menciona en el apartado anterior tienen asociadas diferentes etapas de formación, de manera general lo acontecido en la Megacaldera Carrizalillo se puede englobar de forma sencilla en tres grandes etapas. La primera hace relación a un pre-colapso de la caldera (control previo al inicio de la caldera), en donde, hay desarrollo de una fractura anular sobre los depósitos de lava de Sierra la Dichosa, actuando como basamento de la megaestructura. Una segunda etapa en donde se forma y colapsa la cámara magmática de Carrizalillo, la cual habría sufrido procesos de diferenciación magmática que afectarían las composiciones y la explosividad del magma. Finalmente, una etapa post colapso que culminaría con la restauración de la presión dentro de la cámara magmática, iniciando la etapa de vulcanismo post colapso (calderas anidadas). En este contexto de forma más detallada Diaz (2021) propone en base a Smith y Bailey (1968), que la evolución de una caldera volcánica se encuentra definida por siete etapas de formación en base a los eventos volcánicos, estructurales y sedimentarios de la zona (etapas que abarcan el colapso y post colapso de la caldera), las que se describen a continuación.

Etapa 1. Tumescencia regional y generación de fracturas en anillo. En esta etapa se produce el efecto o estado de tumescencia (abombamiento), en donde por el efecto del empuje producido por el magma, la superficie terrestre comienza progresivamente a “abombarse”. Por lo anterior, en esta etapa se forman fracturas generalmente radiales y concéntricas desde la zona magmática hasta la superficie, es aquí donde se generan pequeños flujos magmáticos o pequeñas erupciones de material a lo largo del diámetro del anillo (Figura 4A).

Etapa 2. Erupciones que forman la caldera. Se producen grandes emisiones de material piroclástico con una posterior liberación de presión en la cámara (Figura 4B).

Etapa 3. Colapso de caldera. Debido a la liberación de presión en la cámara, la eliminación de magma y el peso generado por el material de caída expulsado a superficie, comienza a hundirse la caldera y colapsar sobre si misma (Figura 4C).

Etapa 4. Vulcanismo de pre-resurgencia y sedimentación. Una vez colapsada la caldera, se restaura parcialmente la presión del magma generando nuevamente pequeñas erupciones y formando domos en zonas de mayor debilidad. Se producen además derrumbes y deslizamiento en las paredes colapsantes (Figura 4D).

Etapa 5. Tumescencia. Debido a la generación de nuevo material magmático en la cámara, el suelo de la caldera comienza a “abombarse” generando un alzamiento del centro de la caldera, lo cual produce pequeñas cuencas limitadas por fallas de borde (Figura 4E).

Etapa 6. Vulcanismo en las fracturas. Este es el periodo de más larga duración de actividad volcánica, en donde debido a la frecuente generación de magma, el material magmático rico en gases comienza a buscar la salida más fácil a superficie, es aquí en donde en zonas de mayor debilidad se comienzan a producir fisuras y fracturas en la caldera, las cuales son aprovechadas por el material magmático, el cual se expone en superficie generando las calderas resurgentes (Figura 4F).

Etapa 7. Actividad hidrotermal y mineralización. Esta etapa hace relación a la generación de material mineralizado y existencia de recursos geotermales, la cual puede estar presente durante toda la formación de la caldera.

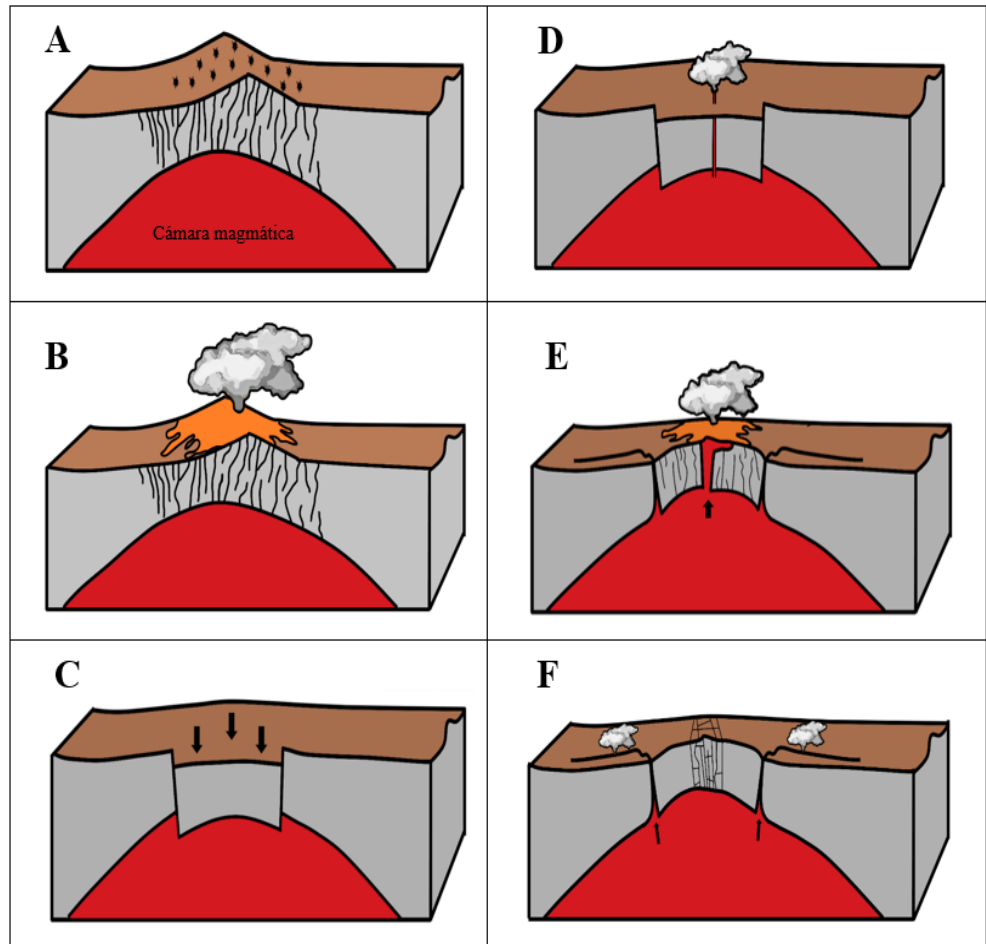


Figura 4. Etapas de formación de una caldera. **A.** Tumbencia regional y generación de fracturas en anillo. **B.** Erupciones que forman la caldera. **C.** Colapso de caldera. **D.** Vulcanismo de pre-resurgencia y sedimentación. **E.** Tumbencia. **F.** Vulcanismo en las fracturas. Elaboración propia.

## 2.2 Depósitos de lava asociados a calderas volcánicas

Los depósitos asociados a sistemas magmáticos en calderas volcánicas presentan la característica de ser sistemas de larga duración, que generan grandes reservorios magmáticos evolucionados. La forma en que estos magmas se mueven y se estancan en la corteza refleja la compleja interacción entre todas las fases presentes, así, las rocas volcánicas proporcionan una instantánea del estado del cuerpo de magma justo antes de la erupción (Bachmann y Huber, 2016). Estos magmas pueden ser muy variados y dependen inicialmente de la composición de la fuente y del porcentaje de fusión parcial y de procesos de diferenciación, como cristalización fraccionada, mezclas magmáticas y la asimilación de rocas encajonantes (Caballero, 2014).

El entendimiento de un sistema volcánico implica comprender el sistema magmático en profundidad, la dinámica de ascenso de magma desde el reservorio hasta superficie y los mecanismos que la conducen (Cáceres, 2016). Para poder comprender esto es necesario conocer que propiedades físicas afectan en la evolución de un magma.

La composición en base al contenido de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) en el sistema magmático varía entre 40 y 75 wt%  $\text{SiO}_2$ , siendo una erupción efusiva cuando el contenido de sílice es menor a 50 wt%  $\text{SiO}_2$  y explosiva cuando este supera el valor mencionado (Sigurdsson et al., 2015). Las composiciones magmáticas intermedias (50-60 wt%  $\text{SiO}_2$ ) presentan lavas andesíticas a dacíticas asociadas a vulcanismo de intracaldera, donde generalmente el volumen y la intensidad son menores, pero brindan información sobre los mecanismos para el rejuvenecimiento o recuperación del sistema magmático hacia una posible erupción posterior (Brenna et al., 2022).

Durante el ascenso del magma a superficie, su densidad y viscosidad van en aumento, debido al descenso de la temperatura (Martínez, 2020). La viscosidad por su lado, es la resistencia que tienen los cuerpos fluidos a fluir y depende directamente de la temperatura y composición. A medida que disminuye la temperatura los componentes del magma comienzan a cristalizar, generando enlaces y definiendo la estructura mineral y la composición magmática (Leshner y Spera, 2015), (figura 5). La viscosidad se relaciona con el tipo de magma generado, donde, magmas viscosos suelen cristalizar en el interior de la corteza formando rocas graníticas (magma félsico). Los magmas intermedios son menos viscosos y originan rocas como la andesita. Mientras que, un magma fluido con baja viscosidad es un magma máfico que genera rocas basálticas y gabros (Sigurdsson et al., 2015).

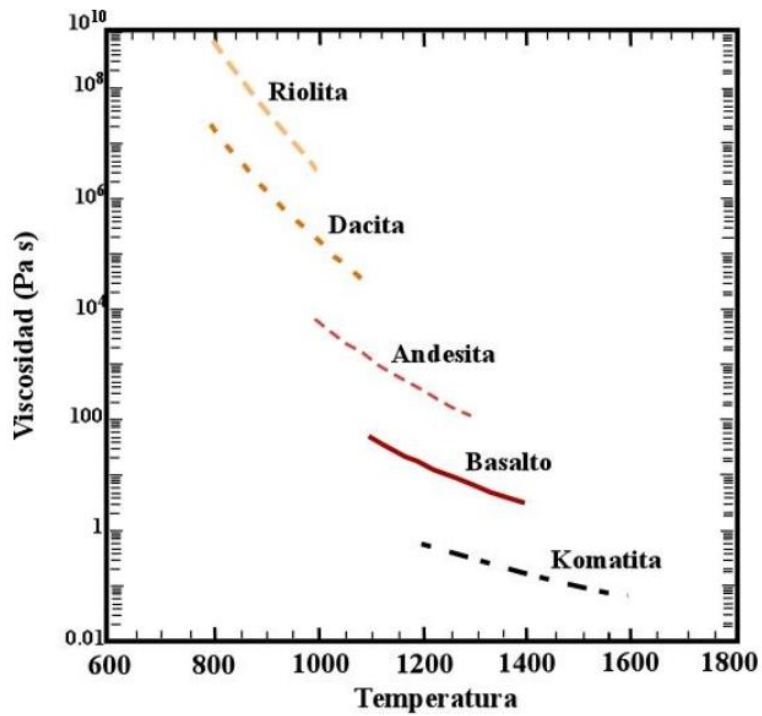


Figura 5. Diagrama de temperatura vs. viscosidad para los diferentes tipos de magmas (Lesher y Spera, 2015).

Las densidades de la mayoría de los magmas están en el rango de 2.2 y 3.1 g/cm<sup>3</sup> y varían con la temperatura, presión y composición del sistema (Toselli, 2010). Véase figura 6.

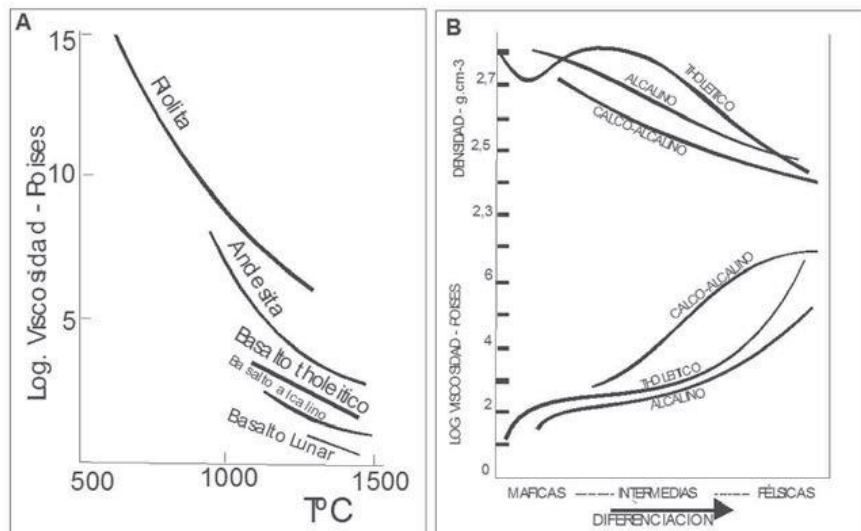


Figura 6. A: Viscosidades de distintos tipos de volcanitas. B: Contraste entre viscosidad y densidad en distintos tipos de basaltos (Toselli, 2010).

La temperatura que alcanza un magma al entrar en contacto con la superficie terrestre, está en un rango entre ~700 y 1200 °C. Esta temperatura es indicada mediante métodos directos e indirectos con geotermómetros minerales en rocas magmáticas que indican las temperaturas que alcanza un magma al entrar en contacto con la superficie terrestre (Toselli, 2010). En general, los magmas pobres en SiO<sub>2</sub> tienen temperaturas más altas que los ricos en SiO<sub>2</sub>, siendo así, que magmas basálticos (ricos en magnesio, calcio y hierro) alcanzan temperaturas entre ~1000 y 1200°C, mientras que, magmas andesíticos rondan los ~800 a 1000°C. En el otro extremo los magmas riolíticos (rico en metales alcalinos como el sodio y el potasio) alcanzan temperaturas entre ~650 y 800°C (Martínez, 2020).

La diferenciación magmática por su parte refleja la secuencia en la que los minerales cristalizan a partir de un magma (Cáceres, 2016). La razón fundamental por la que el magma cristaliza es la pérdida de calor. En general, el magma a cierta profundidad tiende a desplazarse a zonas menos profundas debido a diferencias de presión y densidad menor que la de la caja de roca circundante. Durante este ascenso se produce una disipación de calor que conduce a la cristalización. El orden de la cristalización comienza con el olivino que inicia su crecimiento entre los ~1200 a 1300°C, y a medida que baja la temperatura los cristales formados se combinan con SiO<sub>2</sub> del magma para formar piroxeno, si continúa un enfriamiento lento la serie es discontinua y luego cristaliza el anfíbol y la biotita. Aproximadamente en el punto donde el piroxeno comienza a cristalizar, la plagioclasa también comienza a cristalizar (rica en calcio), y a medida que desciende la temperatura y haya sodio en el sistema la plagioclasa se vuelve sódica, finalmente cristaliza la moscovita y el cuarzo (López y Bellos, 2006).

La precisión en la descripción de muestras de lava (estructura, textura y composición de los depósitos) conlleva a la mejor comprensión de los mecanismos asociados a los eventos que intervienen en su formación, transporte y acumulación (Murcia et al, 2013).

Los componentes químicos del magma forman polímeros que generan una estructura en el fundido, el cual, a medida que asciende a superficie y pierde temperatura crea una organización de los componentes químicos formando sólidos cristalinos, mientras que si la variación de temperatura en el tiempo es extremadamente rápida la lava se solidifica como vidrio (López y Bellos, 2006). El enfriamiento del magma influye en la nucleación y crecimiento cristalino, y por lo tanto en el desarrollo final de su textura (González, 2015). Según López y Bellos, (2016) la tasa de nucleación es el número de núcleos formados por unidad de volumen (figura 7), donde, si el enfriamiento es lento (T1), la tasa de nucleación es escasa y se formarían unos pocos núcleos estables y de tamaño grueso (textura equigranular). Por otro lado, un enfriamiento rápido (T2) o sobre enfriamiento genera abundante y rápida nucleación dando como resultado muchos cristales y una roca de grano más fino (textura afanítica), y cuando la velocidad de enfriamiento es extremadamente rápida (T3) en el tiempo, hay escasa nucleación y crecimiento cristalino, formando vidrio (Le Maitre, 2002; González, 2015).

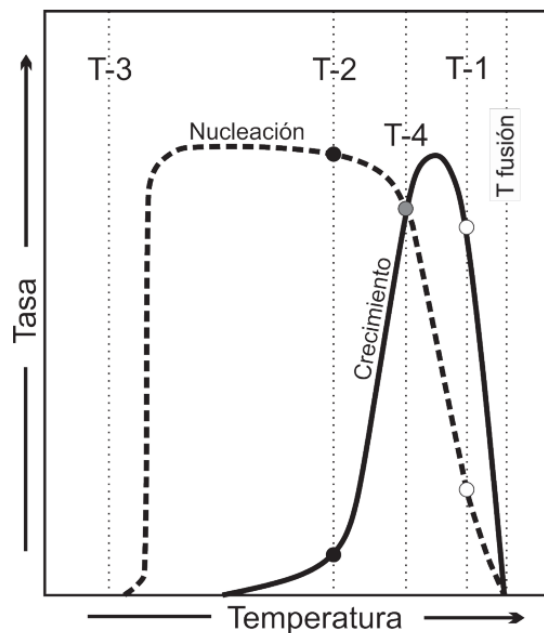


Figura 7. A: Tasas de nucleación y crecimiento de cristales durante el enfriamiento de un magma. Se ilustran cuatro situaciones de contraste térmico (T-1 a T-4) por debajo de la temperatura de fusión. Adquirida de González (2015).

Como fue mencionado, el enfriamiento influye en la nucleación y crecimiento cristalino, por tanto, la expresión final es la textura presente en la roca luego de la solidificación de la lava. Según Best y Christiansen (2001), y González (2008) los principales parámetros que definen la textura de una roca son: la cristalinidad, la granularidad y la morfología cristalina.

En las rocas volcánicas, debido a una historia de enfriamiento rápido, el proceso de diferenciación del magma es incompleto, y condiciones como la temperatura y la presión del agua cambian drásticamente dificultando el equilibrio entre las fases minerales cristalinas y los fluidos magmáticos, por lo que predominan texturas de reacción (López y Bellos, 2006).

Una de las principales texturas de reacción son las esferulitas, que son cuerpos más o menos esferoidales constituidos por un conjunto de cristales fibrosos de feldespatos alcalinos que irradian desde un núcleo micro a criptocristalino. Entre las fibras se ubica vidrio, cristales de feldespatos alcalinos de menor tamaño, cuarzo o tridimita (González, 2008).

La textura tranquilita por su parte está compuesta por microlitos y feldespatos alcalinos y/o plagioclasas orientados con el eje mayor en forma paralela a subparalela a las líneas de flujo magmático, en el caso de que los microlitos presenten una disposición al azar se denomina textura afieltrada (González, 2008; López y Bellos, 2006).

La textura vesicular es el resultado de la expansión de los gases en las lavas en forma de cavidades o vesículas en la roca, que posteriormente pueden ser rellenadas por minerales secundarios (González, 2015).

La textura eutaxítica es aquella formada por vitroclastos de pómez deformados y compactos denominados fiames, además contiene fragmentos de fenocristales formados en la cámara magmática antes de la erupción (cristaloclastos) y litoclastos del edificio volcánico (González, 2008).

En lo que respecta a la alteración o reemplazo mineral, ese se produce por actividad metasomática en condiciones de elevadas temperaturas, dando origen a lo que se conoce como texturas secundarias. Este proceso no involucra fundido y por lo tanto es metamórfico. Cuando un magma

solidifica, su temperatura sigue siendo relativamente alta, por lo cual no cesa completamente la cristalización, y junto a qué, la mayoría de rocas ígneas no son monominerales, la tendencia es no tener texturas de equilibrio, lo cual da origen a procesos de recrystalización y reequilibrio químico/térmico (Toselli, 2010). En rocas volcánicas los granos iniciales no son estables y la matriz recrystaliza rápidamente, particularmente el vidrio es inestable y presenta desvitrificación temprana que ocasiona un reemplazo por granos finos de mineral. El principal proceso de recrystalización es la desmezcla, referido a una solución sólida homogénea que producto del enfriamiento se separa en dos o más minerales diferentes sin ningún cambio en la composición global del sistema, por ejemplo, en los feldespatos alcalinos, por desmezcla se produce la separación de feldespato-Na y feldespato-K (López y Bellos, 2006). En los piroxenos este proceso de ex solución también ocurre, desde clinopiroxenos ricos en calcio se separan lamelas de orto piroxenos bajos en calcio. Anfíboles, silicatos máficos (exsolución de óxidos de Fe/Ti) y anortositas también presenta estos fenómenos de ex solución (Toselli, 2010).

La alteración mineral se presenta cuando las texturas y las formas de los granos originales son destruidas a causa de que la roca es alcanzada por determinados fluidos que progresivamente son expulsados de la roca. Los principales procesos de reemplazamiento mineral son; los piroxenos son afectados por aguas penetrantes a temperaturas bajas y se transforman en anfíbol (uralitización); el piroxeno y la hornblenda producen por hidratación la biotita, luego, como la biotita es pobre en calcio, la epidota se produce con el calcio liberado en la alteración de la hornblenda (biotitización); la biotita se altera fácilmente a clorita a bajas o moderadas temperaturas, lo que se conoce como cloritización, que es, la alteración de cualquier mineral máfico (piroxenos, hornblendas y biotitas) en clorita. Esta cloritización de la biotita puede liberar potasio (K<sup>+</sup>) que sericitiza la plagioclasa, proceso llamado sericitización, por el cual los feldespatos son hidratados para producir sericita. Las plagioclasas de naturaleza cálcica

presentan mayor estabilidad a elevadas temperaturas y son inestables a bajas temperaturas, por lo que se alteran con mayor facilidad, liberando calcio y aluminio para formar epidota (saussuritización). La serpentización, por otro lado, es aquel proceso de alteración que transforma el olivino en serpentina (López y Bellos, 2006; Toselli, 2010). El vidrio por su parte puede presentar una recristalización en agregados minerales de grano fino, lo que se conoce como desvitrificación. La estabilidad baja del vidrio permite que minerales más estables lo reemplacen. A veces la desvitrificación del vidrio puede producir agregados radiales de cristales de cristobalita, tridimita y feldespatos, llamadas esferulitas, mientras que, las vesículas formadas por gases y rellenas por cristales se denominan amígdalas (MacKenzie et al, 1995; López y Bellos, 2006; González, 2015).

El estudio de material volcánico, está basado en ciertos parámetros que determinan las características principales de los eventos eruptivos, y que dependen de los diferentes autores. El primer paso a realizar para un correcto estudio de la estructura, es la determinación de la geología básica del sector, referido a, definición en terreno de unidades geológicas mediante petrografía detallada, definición de estructuras, generación de mapas geológicos y creación de columnas estratigráficas. De esta forma, autores como Bidegain (2006), Caballero (2014) y Moreno (2015), caracterizan unidades volcánicas en base a la descripción de texturas, mineralogía, estructuras y contenido de vidrio. Las columnas estratigráficas de los flujos de lava, permiten obtener una aproximación de la superposición estratigráfica de las unidades y la secuencia de depositación de material volcánico (Agusto et al, 2007).

Otro parámetro determinante es la geoquímica, que, en el estudio de material volcánico permite tipificar la eruptividad y determinar las características principales de esta.

En la composición magmática de un magma primario intervienen tres

factores principales, que son, la composición de la fuente, el porcentaje de fusión parcial y la profundidad. Esta información y la determinación del ambiente tectónico de la estructura se obtiene mediante geoquímica de elementos traza, y parámetros como el contenido de sílice y tierras raras permiten clasificar químicamente las rocas mediante diagramas de clasificación (Agusto et al, 2007).

Lanzafame et al (2023) propone estudiar las secuencias de lava de Bellecombe mediante un muestreo a lo largo de una sección vertical (desde la base a la cima) recogiendo muestras del núcleo de cada unidad de lava. De igual forma, realiza análisis geoquímico de elementos mayores mediante fluorescencia de rayos X, mientras que los elementos menores son determinados por análisis mediante espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). Finalmente, el autor propone realizar secciones delgadas y ser analizadas mediante microscopía óptica. Así mismo, Brenna (2022) propone estudiar la secuencia de lavas utilizando un análisis de los elementos principales en toda la roca mediante Fluorescencia de rayos X, en contraste, propone determinar los elementos traza mediante Ablación laser fuente de plasma acoplada inductivamente y espectrometría de masas (LA-ICP-MS).

García y Martínez (2011) estudian mediante geoquímica la evolución de las lavas del estratovolcán Telapón en México. Este estudio lo llevan a cabo recolectando 38 muestras para análisis de elementos mayores y trazas. Los datos de elementos mayores fueron determinados por medio de Fluorescencia de Rayos X (FRX) con errores analíticos menores al 1%, mientras que las concentraciones de elementos trazas se determinaron mediante Espectrometría de masa con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) con errores analíticos menores al 4%.

La Espectrometría de masa con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) es un método de alta resolución que permite la detección de concentraciones de elementos en el orden de partes por millón (Schäfer, 2006; Kamber y Webb, 2007). Por otro lado, un sistema de Ablación por

láser (LA-ICP-MS) es el acoplamiento del equipo de ICP-MS a un sistema de ablación que permite analizar todo tipo de muestras sin una dilución previa. Este método es adecuado para el análisis de muestras de rocas con fases de tamaño diminuto (Sánchez et al 2011).

Para comprender de mejor manera la evolución de un sistema magmático, se hace necesario obtener las edades de las secuencias de lava mediante geocronología. Esta ciencia permite determinar edades de material volcánico a través de elementos químicos específicos (Gana y Tosdal, 1996). El objetivo principal de estudiar las edades del material volcánico, es conocer la temporalidad de superposición de eventos, determinar tiempos de cristalización y emplazamiento, así como lograr diferenciar los pulsos magmáticos y la migración de estos en el tiempo (García y Martínez, 2011).

## CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

### 3.1 Geología regional

La geología que constituye el marco geológico regional está representada por la Cuenca Hornitos (Depresión estructural), que distingue una evolución volcano tectónica conformada por las formaciones Cerrillos, Hornitos, Venado y Cerro La Peineta (Arévalo et al, 1994). La evolución de la cuenca finalizó en el Paleoceno-Eoceno inferior (63-55 Ma) con una fase de vulcanismo explosivo representado por calderas y estratovolcanes sobrepuestas a las secuencias de relleno (Megacaldera Carrizalillo, Caldera Cerro Blanco, Lomas Bayas, El Durazno, Agua Nueva, Bellavista, Estratovolcán Cachiyuyo y Volcán Dulcinca) y las calderas Puquios y Jorquera fuera de los límites de la cuenca (Arévalo et al, 1994).

Las unidades Mesozoicas, en su dominio Cretácico Superior (85-65 Ma) corresponden a rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentarias. Así mismo, el Jurásico se constituye por secuencias marinas, continentales y volcánicas, que representan cambios de facies en sentido este-oeste. Por otro lado, el Triásico se representa por la Formación la Ternera (TrJlt) mediante secuencias sedimentarias y volcánicas. Esta formación representa las rocas más antiguas del Mesozoico y su espesor alcanza los 1200 metros (Arévalo, 1994; Jensen, 1976).

El dominio Cretácico está representado por 3 dominios principales: El dominio occidental conformado por las Lavas de Sierra la Dichosa, el dominio central mediante los Estratos de Sierra los Leones, y el dominio oriental con la Formación Quebrada Seca (Arévalo, 1994; Mercado, 1982).

Lavas de Sierra la Dichosa (Ksd) es una secuencia volcánica de basaltos a traquibasaltos que forma coladas de 7-20 metros de espesor. De forma apartada ocurren intercalaciones de brechas, para conglomerados y areniscas (Arévalo, 1994). Por otro lado, los estratos de Sierra los Leones (Ksl) están conformados por brechas volcánicas mal estratificadas alternadas con coladas traquibasálticas. Escasamente se encuentran lentes de para conglomerados y areniscas. La formación Quebrada Seca (Kqs) es una secuencia volcano sedimentaria que presenta un miembro inferior compuesto de areniscas, conglomerados, brechas e ignimbritas, y un miembro superior volcánico de lavas traquiandesíticas a andesíticas-basálticas (Iriarte et al, 1996; Muzzio, 1980).

El Cretácico medio-inferior está representado por las formaciones Cerrillos (Kc) y Quebrada Monardes (JKqm). La primera sigue una secuencia volcano sedimentaria constituida por lavas andesíticas y andesítico basálticas, brechas andesíticas y para conglomerados. Mientras que Quebrada Monardes se conforma por areniscas y conglomerados continentales (Segerstrom y Parker, 1959; Mercado, 1982).

El Jurásico se conforma por Estratos de Quebrada Vicuña (Jqv), Formación Lautaro (Jl) y formación Lagunillas (Jla). La primera es una secuencia de 50-100 metros de lavas intercaladas con calcarenitas lenticulares, mientras que la formación Lautaro es una secuencia de areniscas, calcarenitas, calcilutitas y calizas marinas. La formación Lagunillas es una secuencia volcano sedimentaria presentada por un miembro inferior de hasta 600 metros de orto conglomerados y brechas, alternados con areniscas rojas, arcosas-cuarcíferas, y un miembro superior de hasta 500 metros de coladas andesíticas a andesítico-basálticas (Hillebrandt, 1973; Segerstrom, 1959; Jensen, 1976).

Las unidades Cenozoicas presentes en el área corresponden a rocas volcánicas, piroclásticas, intrusivas, y sedimentarias. En donde el Paleoceno está conformado por intrusivos sub volcánicos, secuencias volcánicas tobáceas y

secuencias piroclásticas. De igual forma, el Eoceno se compone principalmente de cuerpos plutónicos y porfídicos. El Mioceno está conformado de gravas mal consolidadas, mientras que el cuaternario se conforma de depósitos de rocas no consolidadas (Iriarte et al, 1999).

El Paleoceno inferior está constituido de secuencias volcánicas e intrusivos subvolcanicos, conformados por las Ignimbritas de Sierra La Peineta (TPisp), los Estratos de Pintadas-Esquivel (TPcpe), los Domos del rio Vizcachas de Pulido (TPdv), los Estratos de Quebrada El Romero (TPqr) y el Plutón cabeza de Vaca (TPgcv). La primera es una secuencia piroclástica de 1100 m de espesor que aflora al norte de la Quebrada Carrizalillo y que incluye el complejo Plutónico-Volcánico Carrizalillo, el cual está cubierto por las ignimbritas de Sierra La Peineta. Esta megacaldera incluye, en su base, ignimbritas riolíticas, cubiertas por lavas andesíticas y dacíticas, en su techo, rocas sedimentarias de origen lacustre (Rivera y Mpodozis, 1994). Por otro lado, según la carta geológica La Guardia (1999) Los estratos de Pintadas Esquivel, se conforman por una secuencia volcánica de hasta 250 metros de espesor dispuesto en discordancia angular sobre la formación Quebrada Seca. Esta secuencia incluye, en su base, depósitos de flujos piroclásticos (tobas brechosas, con fragmentos andesíticos-dacíticos), y en su techo, se disponen lavas dacíticas de biotita-anfíbol. Los Domos del río Vizcachas de Pulido expuestos al oriente del río Vizcachas de Pulido se conforman por intrusivos subvolcanicos, dacíticos. Los Estratos de Quebrada El Romero según los estudios de la zona a gran escala, presentan ~900 metros de tobas riolíticas, pómez y cristales eutaxíticos. Además, contiene ~500 metros de lavas de composición variable, como también ~70 metros de calizas lacustres, areniscas, volcanoruditas e intercalaciones de chert (figura 8).

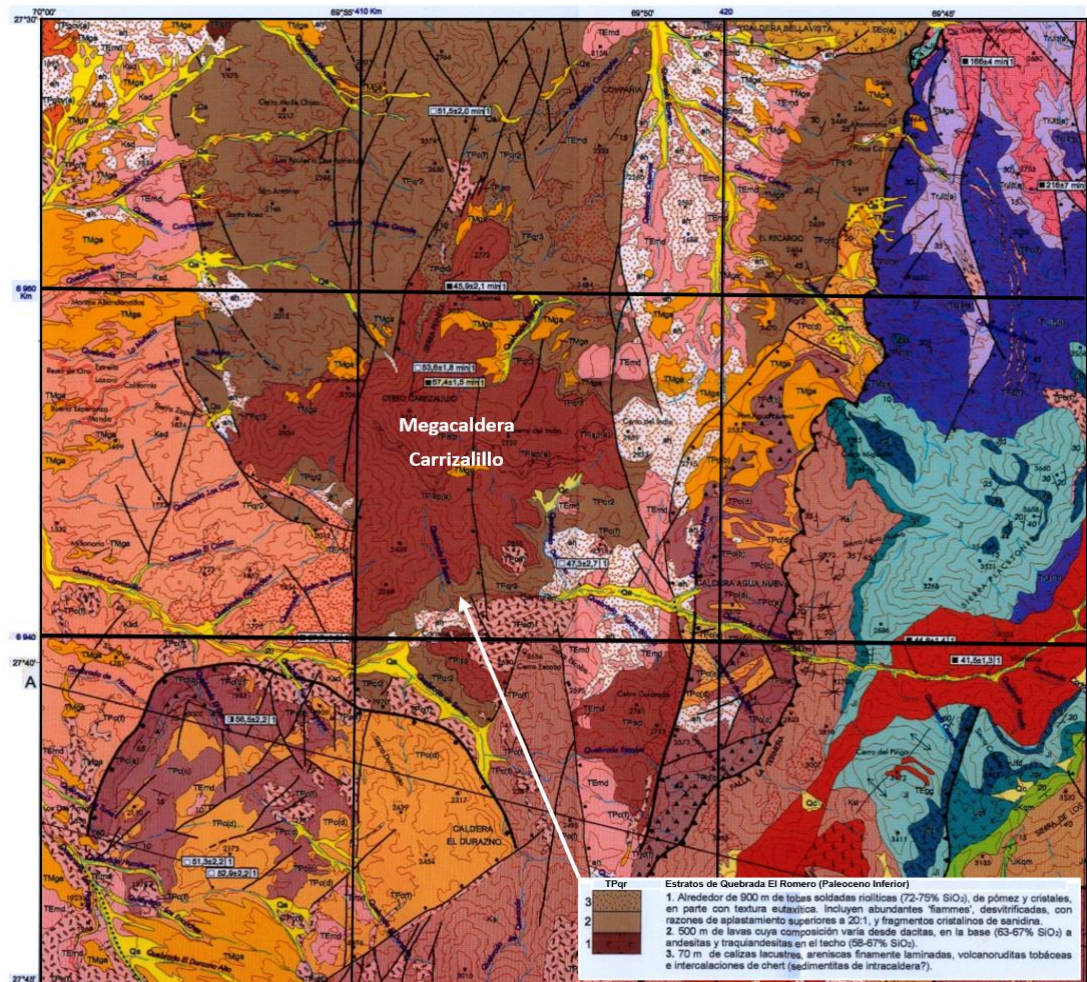


Figura 8. Mapa de la localización geográfica de las unidades pertenecientes a la hoja La Guardia, con énfasis en los Estratos de Quebrada El Romero (Iriarte et al, 1999).

El Paleoceno superior, está conformado por las Calderas Lomas Bayas (TPc), El Durazno (TPc), Agua Nueva (TPc), y Jorquera (TPc), las cuales son calderas de colapso de diámetros menores a 13 kilómetros. En su mayoría estas calderas se encuentran formadas por tobas, lavas de precolapso, brechas de colapso, ignimbritas intracaldera, lavas de intracaldera, depósitos sedimentarios intracaldera, domos y diques riolíticos, y tobas reomórficas (Arévalo, 1994 a). Por último, este periodo termina por la intrusión de filones manto andesíticos de la Quebrada Plaza (TPfa).

El Eoceno, se conforma por Variedades de Pórfidos dacíticos (TEpda)-dioríticos (TEpdi), Stocks granodioríticos (TEgv), los intrusivos del Plutón El gato (TEgg),

una secuencia sedimentaria clástica continental de 400 metros de brechas, conglomerados y areniscas pertenecientes a los Estratos del Rio Nevado (TErn) y la Caldera Bellavista (TEc) conformada por ignimbritas y lavas de intracaldera (Mpodozis et al, 1991).

Cubriendo en parte a las unidades anteriores se disponen gravas, mal consolidadas, heterocomposicionales, con mala estratificación, de edad Mioceno, correlacionables con Gravas de Atacama (TMga) (Mortimer, 1973).

Se reconocen además en el área depósitos aluviales (Qa), fluviales (Qf) y coluviales (Qc) asignados al Cuaternario formados por ripios, gravas, arenas y limos, los cuales se presentan en terrazas y piedemontes.

### 3.2 Geología local

En la región de Copiapó, Rivera y Mpodozis (1991), y Mpodozis y Allmendinger (1992) indican que rocas del Paleoceno-Eoceno están asociadas a calderas de colapso que habrían eruptado en un régimen tectónico extensional (Arévalo, 1994). Así mismo, estudios geológicos en la región comprendida entre Quebrada San Miguel (Norte) y la zona de Lomas Bayas (Sur) han identificado una serie de calderas incluidas al interior de una mega estructura volcano plutónica, que según análisis de asociación de facies volcánicas sedimentarias e intrusivas han permitido caracterizar esta mega estructura como una megacaldera de colapso, denominada Megacaldera Carrizalillo (Rivera y Mpodozis, 1994). Esta caldera volcánica se encuentra ubicada aproximadamente a 50 kilómetros al SE de Copiapó y distingue según Rivera y Mpodozis (1994) una forma elíptica elongada en dirección NNE, que según Rivera y Falcón (2000) presenta 60 kilómetros de largo y más de 30 kilómetros de ancho.

El basamento pre-caldera estaría constituida por orto conglomerados de la Formación la Ternera, que aflora como bloques dislocados de megabrecha y como “*roof pendant*” del intrusivo anular, en el extremo septentrional de la

estructura (Rivera y Mpodozis, 1994). Según Arévalo et al en 1994, la cuenca Hornitos es el precursor de los eventos del Cretácico Superior-Paleoceno, donde sobreimpuestas a las facies volcánicas y sedimentarias de la Cuenca Hornitos se desarrollan estructuras volcánicas como la Megacaldera Carrizalillo, cuyos límites están definidos en el oriente por la Falla la Ternera y por el occidente por un anillo intrusivo denominado Plutón Cabeza de Vaca. La etapa precolapso está conformada por una potente secuencia de basaltos y traquibasaltos de piroxeno y olivino, con intercalaciones volcanoclásticas de areniscas gruesas y conglomerados tobáceos reconocidos a lo largo del margen externo del Plutón Cabeza de Vaca (Rivera y Mpodozis, 1994). El colapso de la Megacaldera Carrizalillo estaría formado por grandes volúmenes de material piroclástico, el cual se encuentra registrado en la zona por 900 metros de tobas de flujo pumíceo-cristalinas de composición riolítica, se caracteriza por un alto contenido de fiames desvitrificados y fragmentos cristalinos de sanidina que se encuentran aflorando desde el margen interno del anillo intrusivo hasta la Caldera Bellavista (Rivera y Mpodozis, 1994). El colapso de la Megacaldera Carrizalillo culmina con la restauración parcial de la presión dentro de la cámara magmática, esto debido a nuevos pulsos magmáticos que limitan la explosividad de la caldera (Lipman, 1984). En etapas póstumas, se encuentra un periodo de cese de la actividad magmática documentado por acumulación de material sobre las tobas asociadas al colapso de la megacaldera, esta acumulación de material se compone de 500 metros de lavas dacíticas en su base, que gradan a composiciones andesíticas y traquiandesíticas hacia el techo generando el miembro volcánico de Los Estratos de Quebrada el Romero. El registro geológico asociado a las lavas expuestas en superficie se interdigitan con 70 metros de depósitos lacustres de areniscas, calizas, volcanoruditas tobáceas e intercalaciones de chert asociados a los Estratos de Quebrada El Romero (Rivera y Mpodozis, 1994). En la Hoja La Guardia, se obtuvo, para Los Estratos de Quebrada el Romero, solamente, una edad K-Ar (roca total) de  $51.5 \pm 2.0$  Ma. Luego de este periodo de cese de actividad volcánica, comienzan nuevos eventos eruptivos asociados a los nuevos pulsos magmáticos que reabastecieron la

cámara magmática de la megacaldera, generando un volcanismo explosivo. Esta nueva actividad magmática se registra por una secuencia de 1100 metros de espesor que incluye, en la base, delgados niveles tobáceos de caída, flujos de oleada piroclástica y tobas de flujo de pómez. En el techo de la secuencia se encuentran acumulaciones de tobas lítico-pumíceas soldadas con una potencia que alcanza los 30 metros, y que se encuentra intercalada por lavas traquíticas, culminando con la acumulación de más de 100 metros de espesor de reoignimbrita eutaxítica de biotita de composición riolítica a dacíticas (Rivera y Mpodozis, 1994; Gerding, 2019). La datación de edades para esta secuencia (Ignimbritas de Sierra La Peineta) fue datada por Mortimer (1973) en el sector norte con una edad de  $51.5 \pm 2.0$  Ma. Según Rivera (1992) corresponde a  $57.4 \pm 1.5$  Ma para una edad K-Ar en biotita y, en roca total  $53.6 \pm 1.8$  Ma. Una nueva datación K-Ar (biotita) en niveles inferiores de tobas, en el centro norte de la secuencia, indican un valor de  $45.9 \pm 2.1$  Ma. En etapas tardías la cámara magmática de la megacaldera habría evolucionado a cámaras de menor dimensión cercanas a la superficie. Estas cámaras magmáticas generarían la resurgencia del volcanismo que da origen a las calderas Lomas Bayas, El Durazno, Agua Nueva y Bellavista (Arévalo et al, 1994), (figura 9).

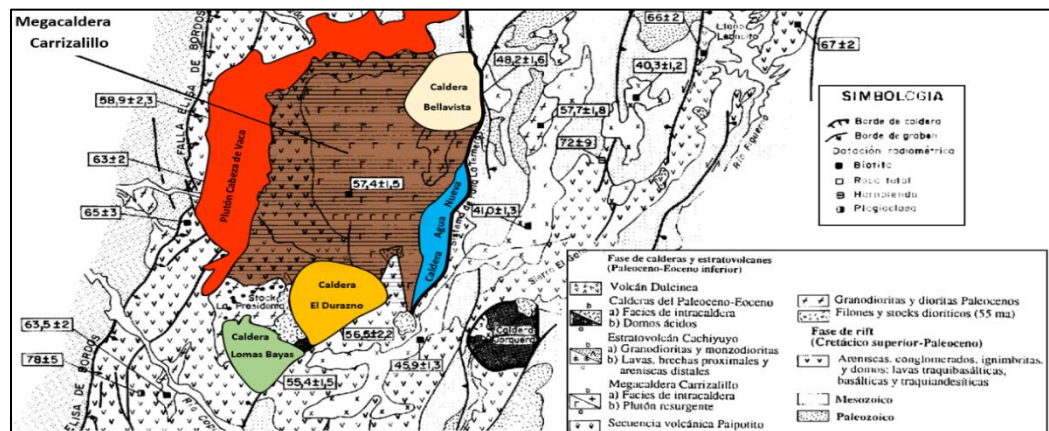


Figura 9. Mapa regional de la ubicación de la Megacaldera Carrizalillo, sus calderas anidadas y Plutón Cabeza de Vaca (Modificado de Arévalo et al, 1994).

## **CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO**

### 4.1 Trabajo de gabinete

Como primera instancia se realizó una etapa de pre terreno, en donde se llevó a cabo la revisión de la bibliografía disponible para el área de estudio. Por otro lado, se realizó una “base de mapeo”, la cual consistió en varios mapas a escala de la zona a estudiar con sus respectivos elementos geológicos como escalas, grillas, coordenadas y norte geográfico, esto con el fin de visualizar de mejor manera las unidades. Las imágenes satelitales fueron descargadas mediante el software SAS. PLANET, las cuales son georreferenciadas mediante el DATUM WGS84-19S. Las imágenes fueron procesadas mediante el software ArcGis en su versión 10.1, generando las imágenes vistas en las figuras 1, 2, 3, 10, 12, 30, 60. Con esta información se realizó una interpretación geológica del sector verificando las litologías, los controles estructurales del sector, las zonas de altos topográficos, redes de drenaje, entre otros; esto mediante parámetros de procesamiento de imágenes satelitales como son; texturas, contrastes de tonalidades y patrones estructurales. Finalmente se establecieron rutas de fácil acceso para poder llegar a las unidades objetivo.

### 4.2 Trabajo de terreno

Una vez establecidas las principales rutas, en terreno se llevó a cabo un levantamiento geológico, en donde a medida que se iban identificando las unidades y sus principales variaciones, se extraían y recolectaban muestras para la descripción petrográfica en el momento y para un posterior análisis a detalle mediante lupa óptica. En general, se recolectaron alrededor de 89 muestras geológicas con sus respectivas coordenadas UTM y en base a una muestra de mano, es decir, una roca que abarque toda la extensión de una mano en su forma prensil. Estas muestras fueron guardadas en bolsas de plástico resistente y etiquetadas en base a un código de muestras establecido con antelación. Se

destaca que de las 89 muestras recolectadas se analizaron 66 muestras enlistadas a continuación y visualizadas en la figura 10, esto debido a que en los afloramientos se extrajeron más de una muestra generando duplicado de las mismas, las 66 muestras escogidas representan las características litológicas de los Estratos de Quebrada el Romero.

Código definitivo	Zona	Código terreno	Coordenada Este (m)	Coordenada Norte (m)	Cota (m.s.n.m.)	Litología
MS-A1	1-SW	P15	410.888	6.939.744	1.756	Andesita
MS-A2	1-SW	P16	410.861	6.939.884	1.796	Toba de lapilli lítica
MS-A3	1-SW	P18	410.709	6.940.189	1.897	Toba de lapilli vítrea
MS-A4	1-SW	P19	410.667	6.940.235	1.945	Roca silicificada
MS-A5	1-SW	P20	410.661	6.940.244	1.939	Toba de lapilli cristalina
MS-A6	1-SW	P21	410.625	6.940.265	1.961	Andesita de matriz grisácea a rojiza
MS-A7	1-SW	P22	410.377	6.940.483	2.105	Andesita
MS-A8.1	1-SW	P23	410.327	6.940.544	2.150	Andesita
MS-A8.2	1-SW	P23	410.327	6.940.544	2.150	piroclástica
MS-A9	1-SW	P24	410.317	6.940.560	2.170	Toba Vítrea
MS-A10	1-SW	P25	410.313	6.940.572	2.173	Obsidiana
MS-A11	1-SW	P26	410.307	6.940.579	2.181	Toba lapilli vítrea
MS-A12	1-SW	P27	410.309	6.940.589	2.180	Obsidiana
MS-A13	1-SW	P28	410.316	6.940.588	2.175	Toba vítrea
MS-A14	1-SW	P29	410.324	6.940.611	2.180	Toba vítrea
MS-A15	1-SW	P30	410.631	6.940.258	1.981	Andesita alterada óxidos de hierro
MS-B1	1-SW	P33	409.590	6.940.740	1.908	Latita marrón grisáceo
MS-B2	1-SW	P34	409.595	6.940.744	1910	Brecha volcánica
MS-B3	1-SW	P35	409.737	6.940.871	1.924	Andesita Marrón rojizo
MS-B4	1-SW	P2	409.689	6.940.875	1.924	Andesita
MS-B5	1-SW	36	409.830	6.940.929	1.942	Andesita
MS-B19	1-SW	38	409.882	6.940.941	1.973	Andesita
MS-B20	2-NE	AF-39	417450	6954040	-	Andesita marrón
MS-C1	2-NE	41	417.177	6.953.400	2.086	Andesita gris verdosa
MS-C2	2-NE	42	417.168	6.953.390	2.087	Andesita Marrón violeta
MS-C3	2-NE	43	417.006	6.953.214	2.102	Andesita
MS-C4	2-NE	44	416.911	6.952.807	2.154	Andesita
MS-C5	2-NE	45	416.901	6.952.804	2.155	Andesita
MS-C6	2-NE	46	416.727	6.952.745	2.170	Andesita
MS-C7	2-NE	47	416.717	6.952.736	2.171	Andesita
MS-C8	2-NE	48	416.709	6.952.728	2.173	Andesita
MS-C10	2-NE	49	416.664	6.952.710	2.176	Andesita
MS-C11	2-NE	B51	416.614	6.952.667	2.179	Brecha-mezcla magma
MS-C12	2-NE	51 O	416.564	6.952.655	2.187	Brecha-mezcla magma
MS-C13	2-NE	52	416.334	6.952.423	2.212	Andesita con alteración de caolinita
MS-C14	2-NE	53	416.500	6.952.618	2.198	Andesita potente más gruesa
MS-D1.1	2-NE	54	417.540	6.951.859	2.140	Micro cuarzo diorita

MS-D2.1	2-NE	55->	416.602	6.951.458	2.250	Andesita
MS-D2.2	2-NE	55V	416.602	6.951.458	2.250	Andesita
MS-D2.3	2-NE	55-<	416.602	6.951.458	2.250	Andesita
MS-D3	2-NE	56	416565	6951424	-	Dacita
MS-D4	2-NE	57.1	416.545	6.951.416	2.263	Andesita
MS-D5	2-NE	58	416.492	6.951.396	2.281	Andesita
MS-D6	2-NE	59	416361	6951289	-	Andesita con vetillas Óxidos de hierro
MS-D7	2-NE	60	416.308	6.951.237	2.302	Andesita alteración de arcillas
MS-D8	2-NE	61	415.583	6.950.935	2.368	Andesita
MS-D9	2-NE	62	415.349	6.950.845	2.401	Brecha con clastos andesíticos
MS-D10	2-NE	63	415.293	6.950.755	2.397	Andesita
MS-D11	2-NE	64	415.099	6.950.439	2.411	Andesita
MS-D12	2-NE	65	414.205	6.950.783	-	Caliza
MS-D13	2-NE	66	414.011	6.950.854	-	Ignimbrita
MS-E1	3-CS	67	415.492	6.941.372	2.037	Micro cuarzo diorita
MS-E2	3-CS	68	415.205	6.941.868	2.128	Andesita
MS-E3	3-CS	68.1	415.188	6.941.886	2.131	Andesita
MS-E4	3-CS	69.1	415.167	6.941.919	2.129	Andesita
MS-E5.1	3-CS	70	415.081	6.942.054	2.140	Andesita
MS-E5.2	3-CS	70.1	415.081	6.942.054	2.140	Andesita
MS-E8	3-CS	74B	414.261	6.942.996	2.253	Flujos de lava
MS-E9.1	3-CS	74 I	414.243	6.942.993	2.261	Flujos de lava
MS-E9.2	3-CS	74T	414.243	6.942.993	2.261	Flujos de lava
MS-E9.3	3-CS	74L	414.243	6.942.994	2.261	Flujos de lava
MS-E9.4	3-CS	74TP	414.243	6.942.995	2.261	Flujos de lava
MS-E10	3-CS	75	414.135	6.942.966	2.260	Toba lítica
MS-E11	3-CS	75.1	414.135	6.942.966	2.260	Toba cristalina
MS-E13	3-CS	76 C	414.105	6.942.922	2.286	Flujos de lava
MS-E16	3-CS	76 B	414.077	6.942.894	2.313	Toba de ceniza

Tabla 1. Cuadro resumen de las 66 muestras recolectadas en la etapa de terreno, donde verde claro son rocas pertenecientes a “Ignimbritas de Sierra la Peineta”; verde oscuro son rocas de alteración hidrotermal; y Café son rocas pertenecientes a los “Estratos de Quebrada el Romero”.

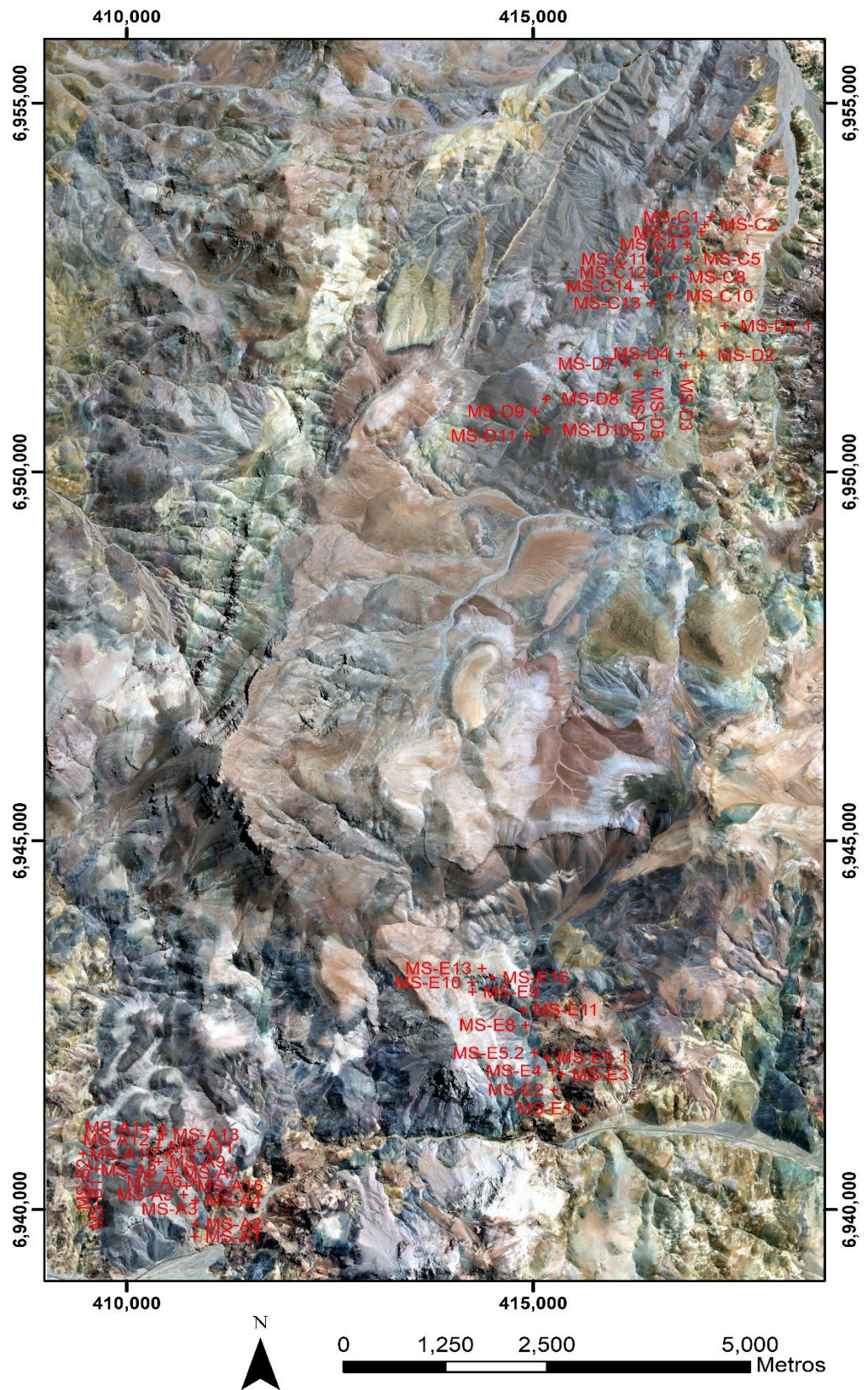


Figura 10. Mapa escala 1/80.000, ubicación general de las muestras

## 4.3 Trabajo de gabinete 2

En una segunda instancia, luego de tener las muestras que serían analizadas, se realizó la descripción macroscópica de las mismas para establecer la petrografía de las muestras, además de digitalizar los resultados para obtener información por satélite del área de estudio.

### 4.3.1 Petrografía macroscópica

La descripción a nivel macroscópico fue realizada a las 62 muestras de la tabla 1, en donde tal descripción fue realizada con herramientas geológicas tales como; Lupa de aumento 20X IWAMOTO, ácido clorhídrico, rayador e imán. La descripción se realizó a detalle estableciendo componentes mineralógicos, minerales de alteración, componentes líticos-clásticos-cristalinos-vítreos, entre otros. La base para discriminar entre muestras fueron Fisher (1966), Streckeisen (1976) y Schmidt (1981).

### 4.3.3 Digitalización

Posterior a la obtención de los resultados, se realizó un análisis digital, donde se llevó a cabo un procesamiento de imágenes satelitales mediante diferentes combinaciones de bandas con imágenes ASTER y LANDSAT 8 mediante el software QGIS en su versión 3.32.3. Las combinaciones de bandas utilizadas corresponden a la combinación 4-3-2 perteneciente al color natural que resalta las tonalidades de los diferentes afloramientos. Las combinaciones 6-5-4 y 7-6-4 pertenecientes al pseudo falso color, utilizadas para distinguir la presencia de minerales de arcillas en terreno. Así mismo, se utilizaron diferentes ecuaciones de bandas para determinar índices litológicos y mineralógicos como el índice de arcillas, índice de vegetación, índice de suelos e índices de óxidos de hierro. Por otro lado, con el software ArcGis en su versión 10.1. se realizó un mapa de altitudes de la zona de estudio.

## CAPÍTULO 5: RESULTADOS

Se recolectaron un total de 66 muestras en el área de estudio, donde se destaca que las muestras tomadas fueron las más representativas de cada sector particular. El área fue dividida en 3 sectores de menor dimensión que siguen los bordes de la Megacaldera Carrizalillo con el fin de ver los contactos entre las rocas pertenecientes a la estructura en relación con los estratos de Quebrada el Romero. Las 3 zonas estudiadas presentan la geología particular del sector, en donde se destaca que la zona número 2 será la que abarcará una mayor descripción, debido a que en esta se encuentran la mayor cantidad de muestras de los Estratos de Quebrada el Romero.

### 5.1 Descripciones petrográficas

A continuación, se describe la petrografía de las rocas pertenecientes las 3 zonas de estudio, en donde se plantea una descripción detallada de cada muestra listada más adelante. Así mismo, se destaca que la petrografía está enfocada en las descripciones del miembro volcánico de los Estratos de Quebrada El Romero, de igual forma, se describen muestras que según la carta geológica La Guardia (1999) corresponden a las Ignimbritas de Sierra la Peineta y a rocas de alteración hidrotermal. Cabe mencionar que el sector suroeste de la caldera presenta 4 cortes transparente de muestras de lava.

#### 5.1.1 Sector 1 – suroeste de la caldera

El primer sector de estudio se lleva a cabo en la zona inferior sur oeste del área global (figura 11), entre las coordenadas UTM (DATUM WGS84-19S) 6.941.500-6.939.000 mN y 411.000-409.000 mE, donde se extrajeron 23 muestras de mano distribuidas según figura 12.

Las muestras recolectadas se listan a continuación (Tabla 2). Las muestras pertenecientes a rocas piroclásticas de Estratos de Quebrada El Romero serán descritas de forma general, dado que no son objeto de estudio en esta tesis (anexo 1). La litología variante del sector se muestra en la figura 13, y en las columnas estratigráfica de la figura 14.

Código definitivo	Zona	Código terreno	Coordenada Este (m)	Coordenada Norte (m)	Cota (m.s.n.m.)	Litología
MS-A1	1-SW	P15	410.888	6.939.744	1.756	Andesita
MS-A2	1-SW	P16	410.861	6.939.884	1.796	Toba de lapilli lítica
MS-A3	1-SW	P18	410.709	6.940.189	1.897	Toba de lapilli vítrea
MS-A4	1-SW	P19	410.667	6.940.235	1.945	Roca silicificada
MS-A5	1-SW	P20	410.661	6.940.244	1.939	Toba de lapilli cristalina
MS-A6	1-SW	P21	410.625	6.940.265	1.961	Andesita de matriz grisácea a rojiza
MS-A7	1-SW	P22	410.377	6.940.483	2.105	Andesita
MS-A8.1	1-SW	P23	410.327	6.940.544	2.150	Andesita
MS-A8.2	1-SW	P23	410.327	6.940.544	2.150	Piroclástica
MS-A9	1-SW	P24	410.317	6.940.560	2.170	Toba Vítrea
MS-A10	1-SW	P25	410.313	6.940.572	2.173	Obsidiana
MS-A11	1-SW	P26	410.307	6.940.579	2.181	Toba lapilli vítrea
MS-A12	1-SW	P27	410.309	6.940.589	2.180	Obsidiana
MS-A13	1-SW	P28	410.316	6.940.588	2.175	Toba vítrea
MS-A14	1-SW	P29	410.324	6.940.611	2.180	Toba vítrea
MS-A15	1-SW	P30	410.631	6.940.258	1.981	Andesita alterada óxidos de hierro
MS-B1	1-SW	P33	409.590	6.940.740	1.908	Latita marrón grisáceo
MS-B2	1-SW	P34	409.595	6.940.744	1910	Brecha volcánica
MS-B3	1-SW	P35	409.737	6.940.871	1.924	Andesita Marrón rojizo
MS-B4	1-SW	P2	409.689	6.940.875	1.924	Andesita
MS-B5	1-SW	36	409.830	6.940.929	1.942	Andesita
MS-B19	1-SW	38	409.882	6.940.941	1.973	Andesita
MS-B20	2-NE	AF-39	417450	6954040	-	Andesita marrón

Tabla 2. Tabla con datos de localización de las muestras recolectadas en el sector 1.

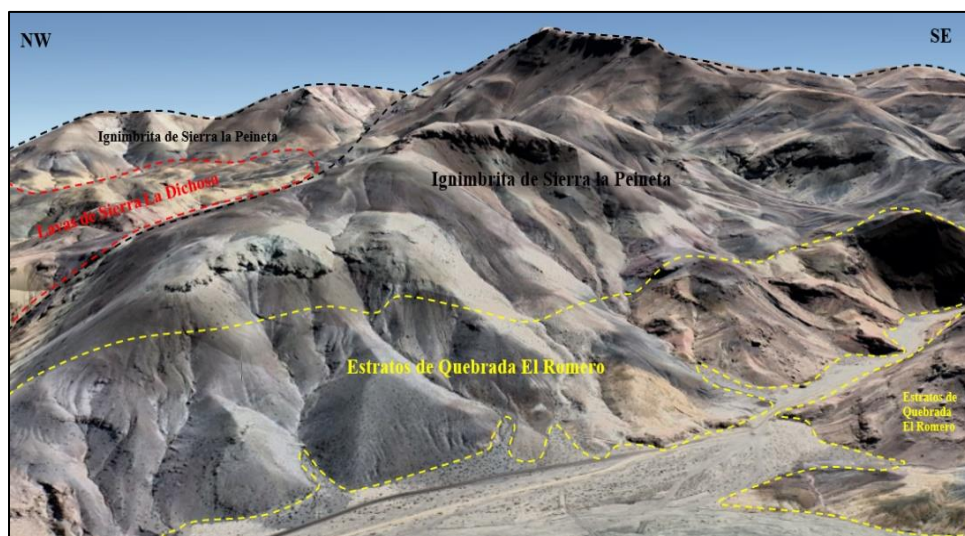


Figura 11. Unidades según límites establecidos por la Carta geológica La Guardia, 1999.



Figura 12. Primer sub mapa base, en donde se evidencian las zonas de muestreo a escala 1/10.000, los números y flechas de color rojo indican el orden de los cortes pertenecientes a las columnas estratigráficas de la figura 14 (Extraído y editado de ArcMap 10.8).



Figura 13. Imágenes que muestran la litología variante del sector SW. Donde A, B y C presentan fragmentos piroclásticos de diferentes composiciones.

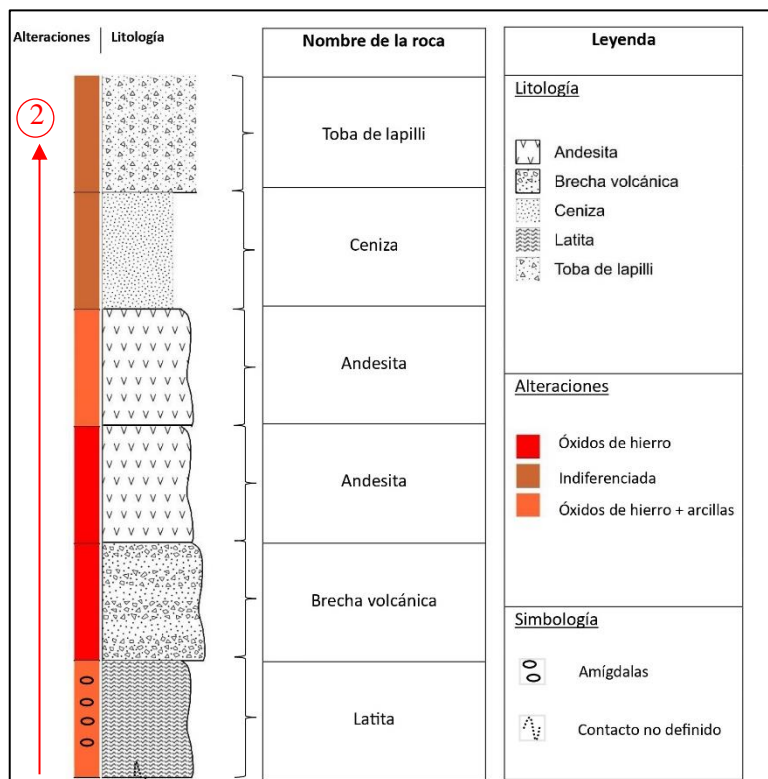
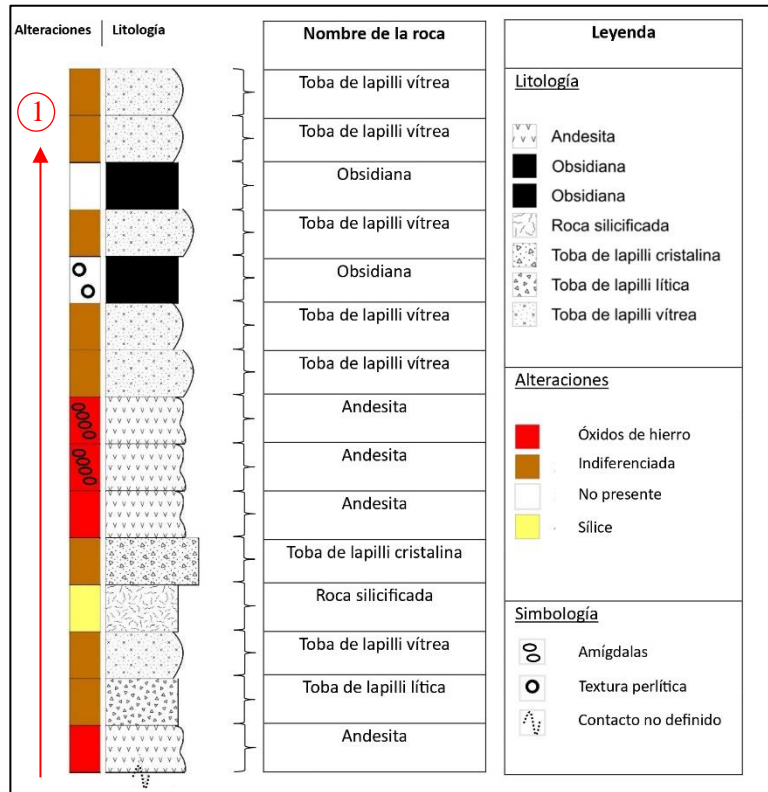


Figura 14. Columnas estratigráficas del sector suroeste de la caldera que muestran la superposición de las muestras analizadas. Figura esquemática sin escala horizontal y vertical. (flecha roja indica sentido del corte estratigráfico desde su base a techo).

A continuación, se presentan las descripciones petrológicas y petrográficas de las muestras de lava en el sector.

### Muestra MS-A1.

Esta muestra pertenece a un flujo de lava de color marrón violeta. Donde, su contenido de masa fundamental es de 68%vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 32%vol. Presenta una textura porfídica, hipocristalina, inequigranular e hipidiomórfica (Figura 15). Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (25%vol.) con hábito cristalino tabular subhedral, cuarzo (1%vol.) de hábito anhedral, feldespatos alcalinos (1%vol.) de hábito subhedral y biotita (5%vol) de hábito diseminado. Como minerales de alteración, se distingue epidota alterando fenocristales de plagioclasa (Figura 15C y D) y hornblendas alteradas por óxidos de hierro (Figura 15), presentes en la matriz de la roca y en forma de vetillas sobreimpuestas en los fenocristales y vidrio (Figura 15E y F). Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita.

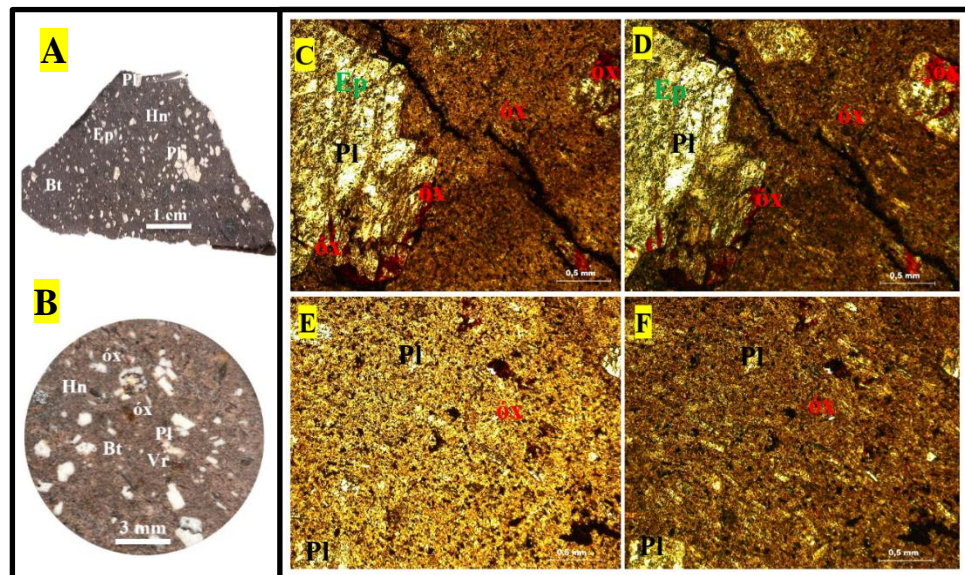


Figura 15. Imágenes A y B muestran las características de la muestra MS-A1, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxidos de hierro; Bt: biotita; Hn: hornblenda; Vr: vidrio; Ep: epidota. Microfotografías de la muestra MS-A1, observada en nicols cruzados (D y F) y luz plano paralela (C y E). C y D Fenocristales de plagioclasas (Pl) alterados por epidota (Ep) y óxidos de hierro (óx) entre debilidades. E y F Matriz microcristalina con predominancia de óxidos de hierro (óx).

### Muestra MS-A6.

Esta muestra pertenece a un flujo de lava de color marrón. Su masa fundamental es de 77% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 23% vol. Presenta una textura porfídica, hipocristalina, equigranular e hipidiomórfica (Figura 16). Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (20% vol.), su hábito cristalino es subhedral y parte de sus caras cristalinas están difusas por alteración. Presenta cuarzo (1% vol.) de hábito anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) de hábito subhedral. Como minerales de alteración, se distingue epidota y arcillas alterando los fenocristales de plagioclasa (Figura 16C y D). Se observan cavidades dejadas por minerales de plagioclasas y posibles hornblendas/piroxenos. La matriz de la roca presenta tonalidad marrón debido a óxidos de hierro, además, se encuentran en forma de vetillas posteriores a los minerales primarios. Se presenta vidrio traslúcido en la roca (3% vol.) que varía en distribución sobreimpuesto a los minerales. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita.

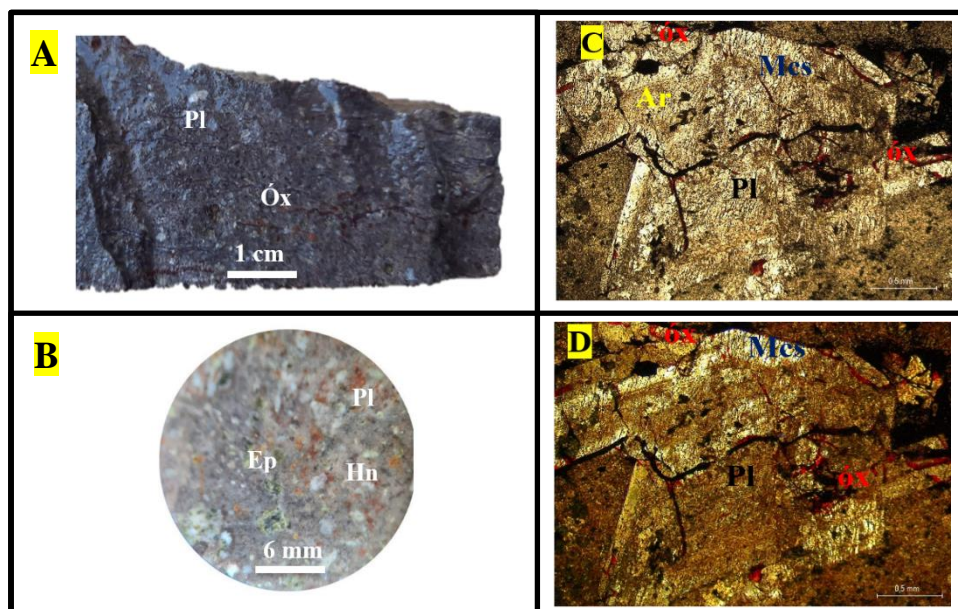


Figura 16. Imágenes A y B muestran las características de la muestra MS-A6, donde Pl: plagioclasa; Ep: epidota; Óx: óxidos; Hn: hornblenda. Microfotografías de la muestra MS-A6, observada en nicols cruzados (D) y luz plano paralela (C). C y D) Fenocristal de plagioclasa (Pl) alterado por epidota (Ep), arcillas (Ar) y óxidos de hierro (óx) entre debilidades, y sobre una matriz microcristalina, se observan maclas simples en el fenocristal (Mcs).

### Muestra MS-A7.

Esta muestra pertenece a un flujo de lava de color marrón. Su masa fundamental es de 60% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 40% vol. Presenta una textura porfídica, hipocristalina, inequigranular e hipidiomórfica (Figura 17). Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (35% vol.) con hábito cristalino subhedral, cuarzo (1% vol.) de hábito anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) de hábito subhedral y biotita (3% vol) de hábito diseminado. Como minerales de alteración, se distingue epidota alterando los fenocristales de plagioclasa desde el centro de su estructura hacia sus bordes. Se observa piroxeno de hábito subhedral con maclas cíclicas (Figura 17E y F) y magnetita presente de forma diseminada en la matriz. Cabe destacar que la muestra presenta abundante contenido de óxidos de hierro en la matriz microcristalina y en forma de vetillas posteriores a los minerales primarios, además de presentar un alto contenido de vesículas (Figura 17C, D, E y F). Sectores que con contenido de vidrio presentan diseminación de epidota sobreimpuesta. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita.

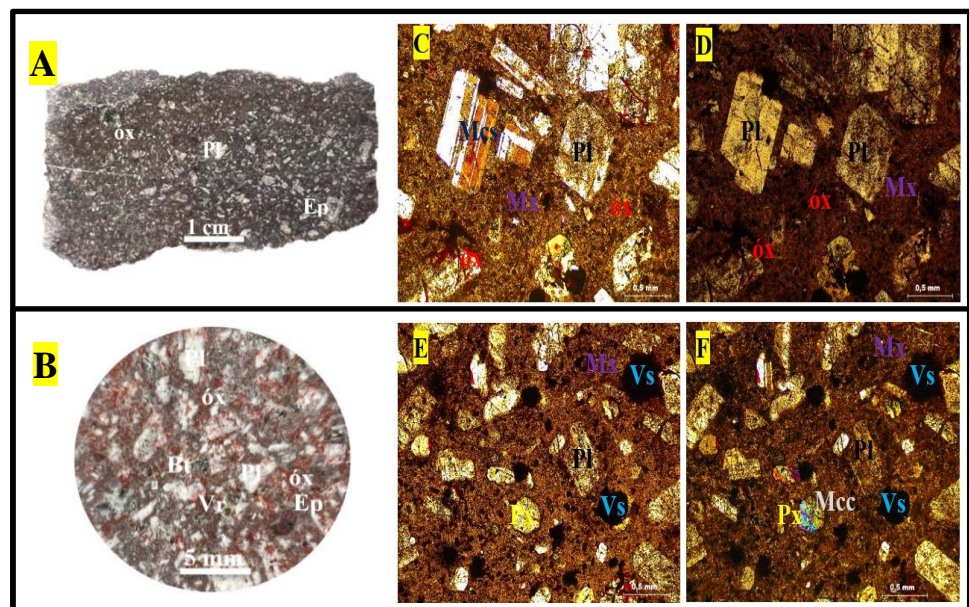


Figura 17. Imágenes A y B muestran las características de la muestra MS-A7, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxidos de hierro; Bt: biotita; Vr: vidrio; Ep: epidota. Microfotografías en nicols cruzados (D y F) y luz plano paralela (C y E). C y D) Fenocristales de plagioclasa (Pl) alterado por óxidos de hierro (óx) entre debilidades, presenta maclas simples y/o de albita (Mcs). Se distingue matriz microcristalina (Mx) dominada por óxidos de hierro (óx). E y F) Cristal de piroxeno (Px) presentando maclas del tipo cíclica (Mcc), se observa una gran cantidad de vesículas o cavidades (Vs).

### Muestra MS-A8.1

Esta muestra pertenece a un flujo de lava de color marrón. Su masa fundamental es de 83%vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 17%vol. Presenta una textura porfídica, hipocristalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (15%vol.) con hábito cristalino subhedral y parte de sus caras cristalinas están difusas debido a alteración. De igual forma, presenta cuarzo (1%vol.) de habito anhedral y feldspatos alcalinos (1%vol.) de habito subhedral. Como minerales de alteración, se distinguen epidota y arcillas alterando los fenocristales de plagioclasa. Se observa vidrio traslúcido en la roca y presencia de vesículas rellenas por óxidos de hierro y menor contenido de calcita. La matriz microcristalina presenta fuerte alteración de óxidos de hierro. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (18A y B).

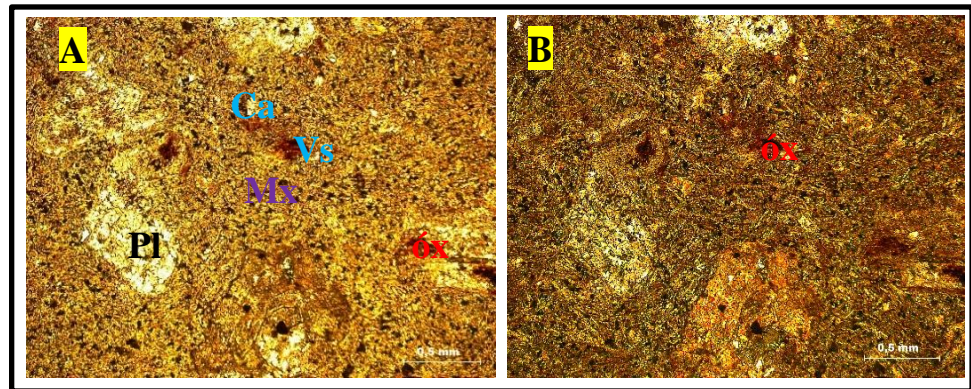


Figura 18. Microfotografías de la muestra MS-A8.1, observada en nicols cruzados (B) y luz plano paralela (A). A y B) Fenocristales de plagioclasa (Pl) alterado por óxidos de hierro (óx) y arcillas. Se distingue matriz microcristalina (Mx) dominada por óxidos de hierro (óx). Se observan vesículas o cavidades (Vs) rellenas por óxidos de hierro (óx) y calcita (Ca).

### Muestra MS-A10.

La muestra vista corresponde a vidrio volcánico, compuesto principalmente por obsidiana (color negro) y vidrio blanquecino indeterminado. Se encuentra afectada por óxidos de hierro (color rojizo). Se observa textura perlítica en la muestra (Figura 19).

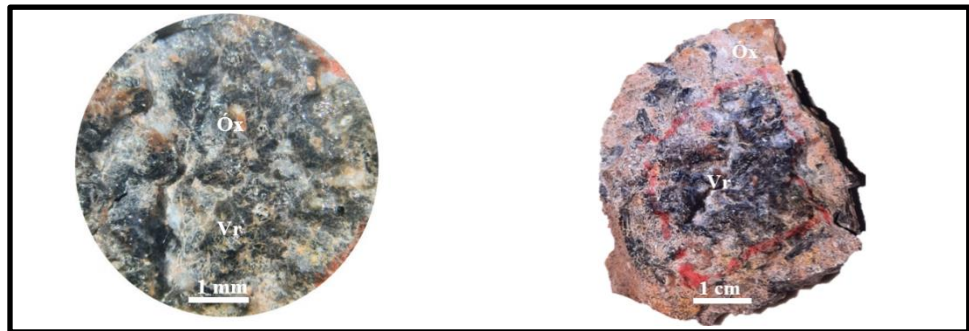


Figura 19. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-A10, donde Vr: vidrio; Óx: óxidos.

### Muestra MS-A12

Muestra perteneciente a vidrio volcánico, compuesto principalmente por obsidiana y vidrio de tonalidad anaranjada indeterminado. A diferencia de la muestra MS-A10, se presenta una estructura con mayor compactación, sólida, y mayor presencia de óxidos de hierro en la muestra (Figura 20).



Figura 20. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-A12, donde Vr: vidrio; Óx: óxidos.

### Muestra MS-A15

Esta muestra pertenece a un flujo de lava de color marrón. Su masa fundamental es de 88% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 12% vol. Presenta textura porfídica, hipocristalina, equigranular e hipidiomórfica (Figura 21). Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (10% vol.) que alcanzan los 2.5 mm de largo y su hábito cristalino es subhedral. Presenta cuarzo (1% vol.) de hábito anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) de hábito subhedral y piroxeno (1% vol) de hábito subhedral. Como minerales de alteración distinguen epidota y arcillas afectando los fenocristales de plagioclasa, además, se observan cavidades dejadas por fenocristales de plagioclasa y vidrio. La matriz microcristalina de la roca se compone por óxidos de hierro, que, además, se encuentran en forma de vetillas (Figura 21C y D). Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita.

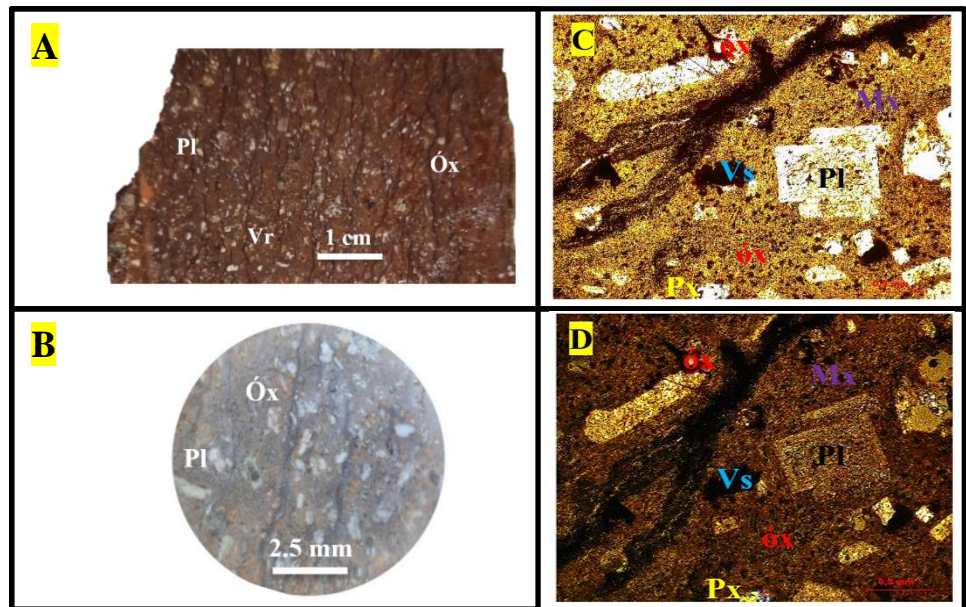


Figura 21. Imágenes A y B muestran las características de la muestra MS-A15, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxidos; Vr: vidrio. Microfotografías de la muestra MS-A15, observada en nicols cruzados (D) y luz plano paralela (C). C y D Fenocristales de plagioclasa (Pl) alterado levemente por óxidos de hierro (óx). Presencia de piroxeno subhedral (Px). Se distingue matriz microcristalina (Mx) dominada por óxidos de hierro (óx). Se observa una gran cantidad de vesículas o cavidades (Vs).

### Muestra MS-B1

Esta roca es de color marrón grisáceo. Su masa fundamental es de 55% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 45% vol. Presenta textura porfídica, hipocrystalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (15% vol.) cuyo largo varía de 1 a 4 mm, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de feldespatos alcalinos (20% vol.) cuyo largo varía de 1 mm a 2 cm, cuarzo (7% vol.) anhedral y biotita (3% vol.) de 0.1-0.2 mm de largo, diseminada. En relación a los minerales de alteración, se distinguen plagioclasas levemente alteradas por arcillas en una matriz con predominancia de óxidos de hierro. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Latita (Figura 22).

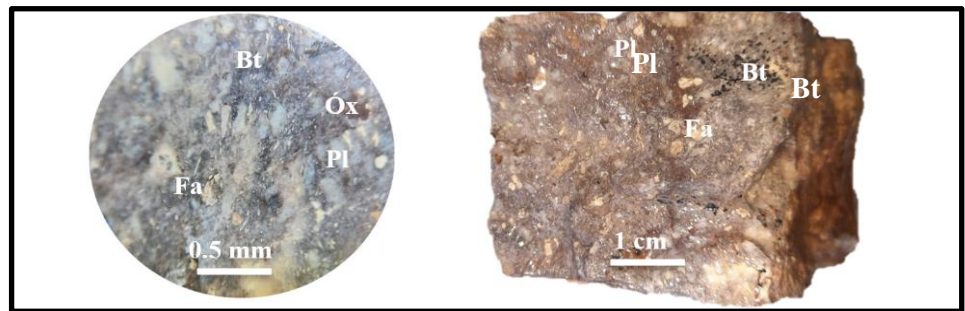


Figura 22. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-B1, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Fa: feldespato alcalino; Óx: óxidos.

### Muestra MS-B2

Esta muestra pertenece a una brecha volcánica de color marrón. Presenta clastos sub angulosos inmersos en una matriz oxidada. Se observan clastos andesíticos (color gris) con fenocristales de plagioclasa de 0,1 mm de largo, de habito subhedral. Así mismo, se observan clastos de color negro indeterminados. La matriz de la roca está en su totalidad compuesta por óxidos de hierro. Se destaca que en toda la muestra incluyendo matriz y clastos hay fenocristales de plagioclasa inmersos (Figura 23).

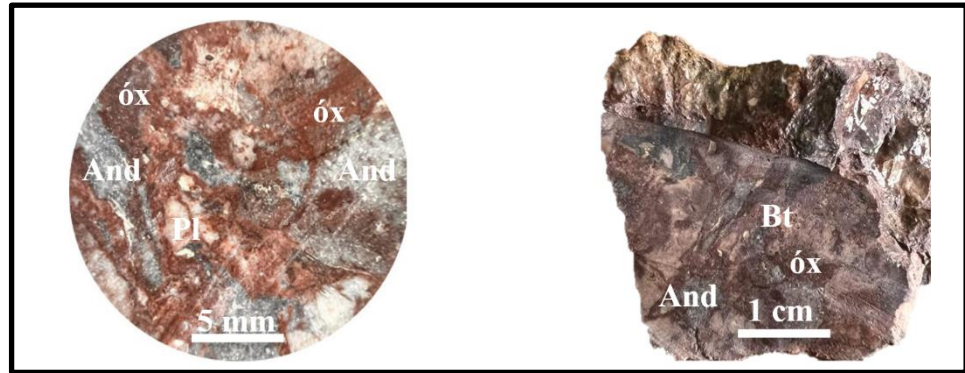


Figura 23. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-B2, donde Pl: plagioclasa; óx: óxidos de hierro; Bt: biotita; And: andesita.

### Muestra MS-B3

Esta roca es de color marrón rojizo. El porcentaje de su masa fundamental es de 57% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 43% vol. Presenta textura porfídica, holocrystalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (40% vol.) cuyo largo varía de 1 mm a 1 cm, con hábito cristalino subhedral. Presenta cuarzo (1% vol.) de habito anhedral, feldspatos alcalinos (1% vol.) de habito subhedral y biotita (1% vol.) subhedral de 0.1-0.2 mm de largo, diseminada. En relación a los minerales de alteración, se distinguen plagioclasas levemente alteradas por arcillas inmersas en una matriz compuesta de óxidos de hierro. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (Figura 24).

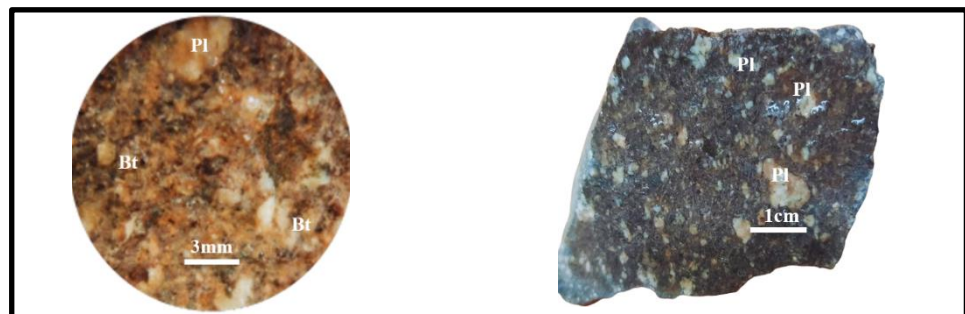


Figura 24. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-B3, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita.

### Muestra MS-B4

Esta roca es de color marrón. El porcentaje de su masa fundamental es de 75% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 25% vol. Presenta textura porfídica, hipocrystalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (20% vol.) cuyo largo varía de 1 a 5 mm, su hábito cristalino es subhedral. Presenta cuarzo (1% vol.) de hábito anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedral y biotita (3% vol.) subhedral, diseminada. En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota reemplazando parcialmente fenocristales de plagioclasa. La matriz microcristalina está dominada por óxidos de hierro, los cuales, además, se percolan entre zonas de debilidad. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (Figura 25).

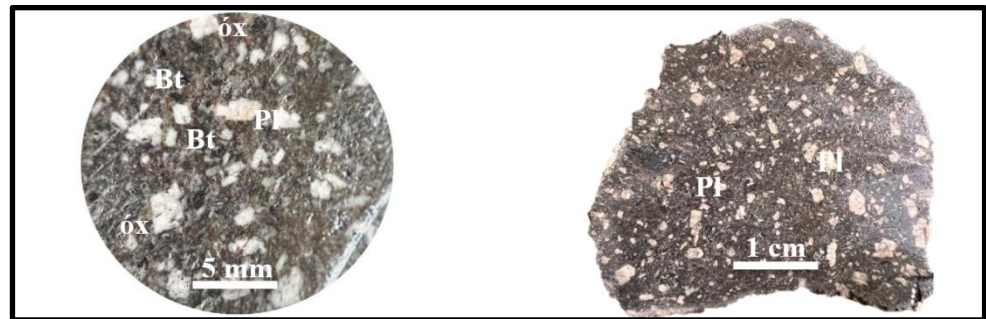


Figura 25. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-B4, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; óx: óxidos de hierro.

### Muestra MS-B20

Esta roca es de color marrón. Su masa fundamental es de 72% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 28% vol. Presenta textura porfídica, hipocrystalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (25% vol.) de 1 mm de largo, de hábito cristalino subhedral. Presenta cuarzo (1% vol.) de hábito anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedral y biotita (1% vol.) diseminada. En relación a los minerales de alteración, se distinguen arcillas afectando la estructura de las plagioclasas. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita.

### 5.1.2 Sector 2 – NE

El segundo sector de estudio se lleva a cabo en la zona Noreste del área global (véase tabla 3), entre las coordenadas UTM (DATUM WGS84-19S) 6.954.000-6.950.000 mN y 418.000-414.000 mE, donde se extrajeron y analizaron 28 muestras de mano que muestran la litología variante del sector (véase figura 29) y que se encuentran distribuidas según figuras 26 y 27. En la figura 28 se muestran las columnas estratigráficas de las muestras.

Código definitivo	Zona	Código terreno	Coordenada Este (m)	Coordenada Norte (m)	Cota (m.s.n.m.)	Litología
MS-C1	2-NE	41	417.177	6.953.400	2.086	Andesita gris verdosa
MS-C2	2-NE	42	417.168	6.953.390	2.087	Andesita Marrón violeta
MS-C3	2-NE	43	417.006	6.953.214	2.102	Andesita
MS-C4	2-NE	44	416.911	6.952.807	2.154	Andesita
MS-C5	2-NE	45	416.901	6.952.804	2.155	Andesita
MS-C6	2-NE	46	416.727	6.952.745	2.170	Andesita
MS-C7	2-NE	47	416.717	6.952.736	2.171	Andesita
MS-C8	2-NE	48	416.709	6.952.728	2.173	Andesita
MS-C10	2-NE	49	416.664	6.952.710	2.176	Andesita
MS-C11	2-NE	B51	416.614	6.952.667	2.179	Brecha-mezcla magma
MS-C12	2-NE	51 O	416.564	6.952.655	2.187	Brecha-mezcla magma
MS-C13	2-NE	52	416.334	6.952.423	2.212	Andesita
MS-C14	2-NE	53	416.500	6.952.618	2.198	Andesita
MS-D1.1	2-NE	54	417.540	6.951.859	2.140	Micro cuarzo diorita
MS-D2.1	2-NE	55->	416.602	6.951.458	2.250	Andesita
MS-D2.2	2-NE	55V	416.602	6.951.458	2.250	Andesita
MS-D2.3	2-NE	55-<	416.602	6.951.458	2.250	Andesita
MS-D3	2-NE	56	416565	6951424	-	Dacita
MS-D4	2-NE	57.1	416.545	6.951.416	2.263	Andesita
MS-D5	2-NE	58	416.492	6.951.396	2.281	Andesita
MS-D6	2-NE	59	416361	6951289	-	Andesita
MS-D7	2-NE	60	416.308	6.951.237	2.302	Andesita alteración de arcillas
MS-D8	2-NE	61	415.583	6.950.935	2.368	Andesita
MS-D9	2-NE	62	415.349	6.950.845	2.401	Brecha con clastos andesíticos
MS-D10	2-NE	63	415.293	6.950.755	2.397	Andesita
MS-D11	2-NE	64	415.099	6.950.439	2.411	Andesita
MS-D12	2-NE	65	414.205	6.950.783	-	Caliza
MS-D13	2-NE	66	414.011	6.950.854	-	Ignimbrita

Tabla 3. Tabla resumen de las muestras recolectadas en sector 2

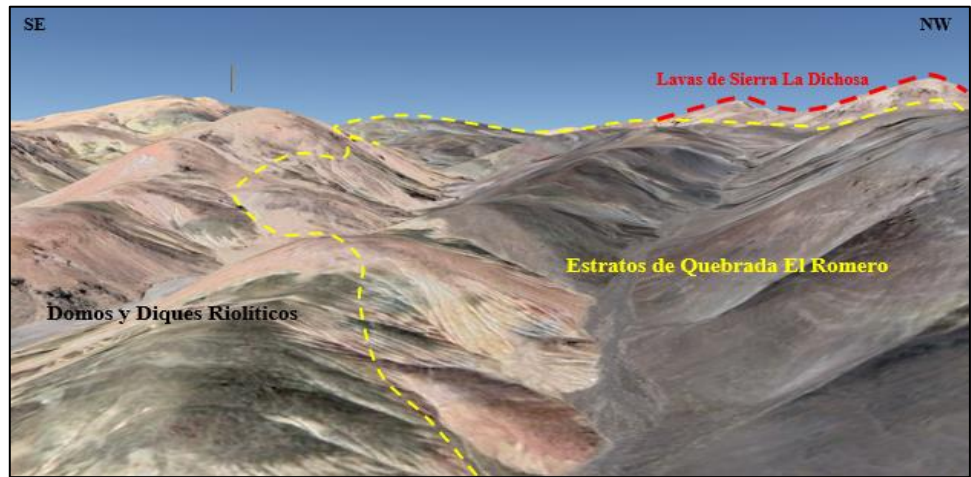


Figura 26. Unidades según límites establecidos por la Carta geológica La Guardia, 1999

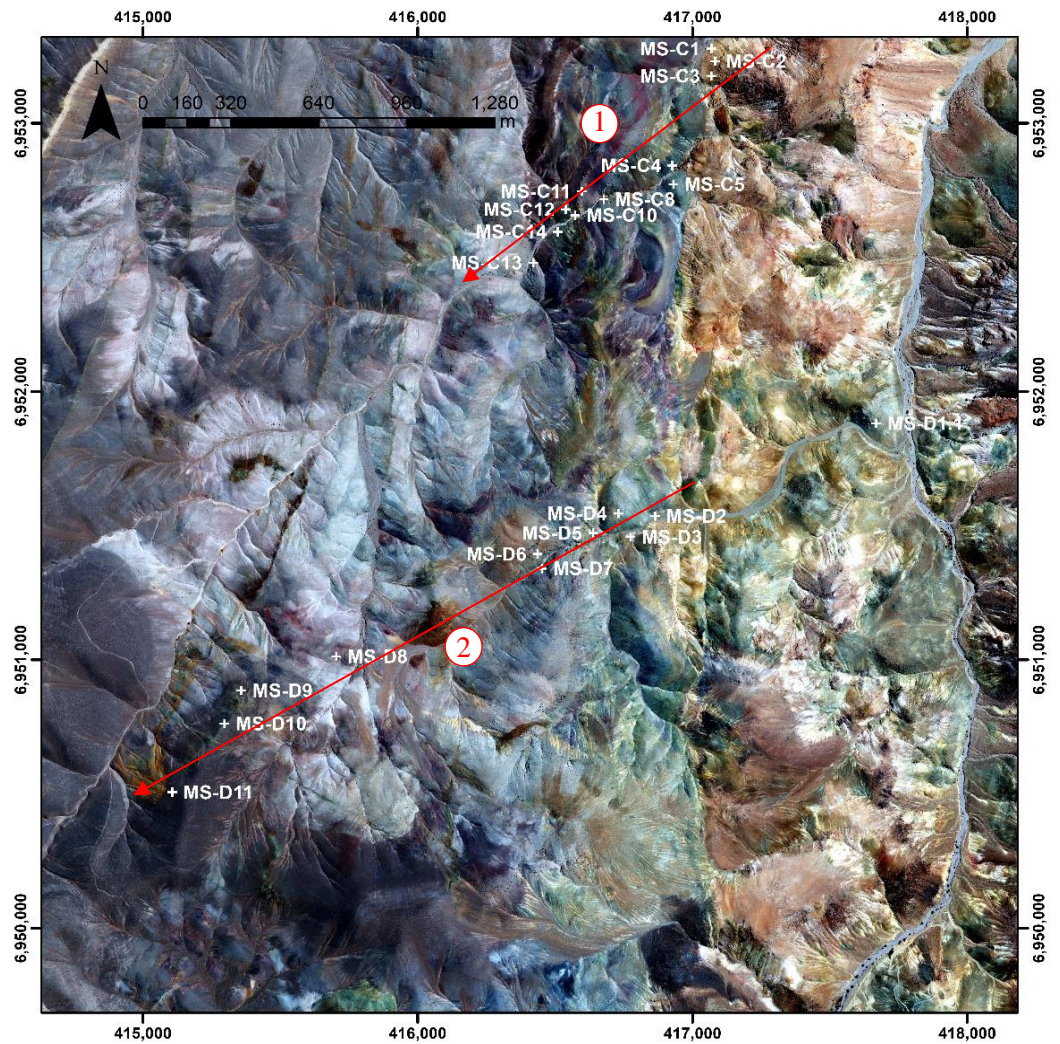


Figura 27. Segundo submapa base, en donde se evidencian las zonas de muestreo a escala 1/20.000, los números y flechas de color rojo indican el orden de los cortes pertenecientes a las columnas estratigráficas de la figura 28 (Extraído y editado de ArcMap 10.8).

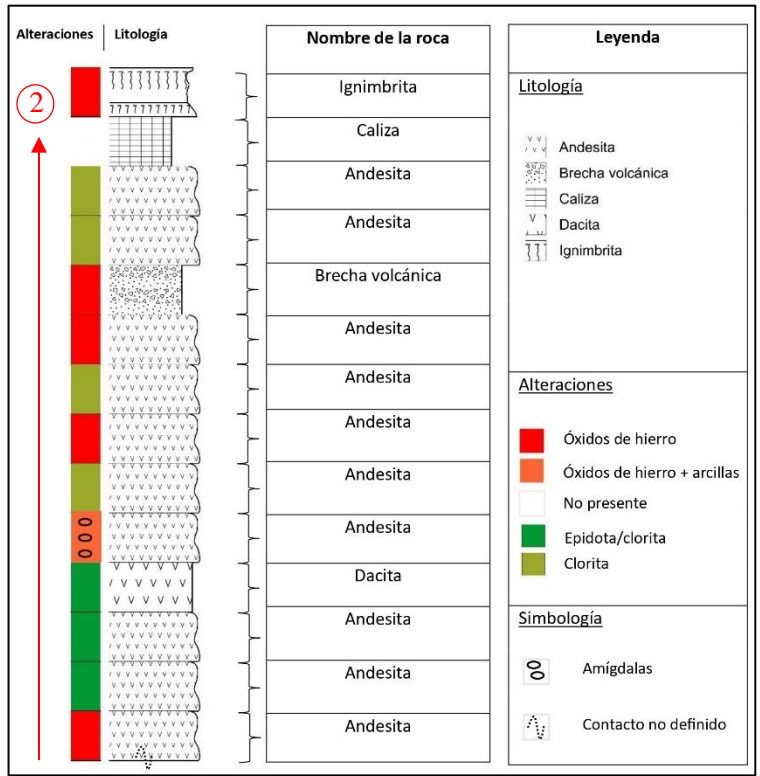
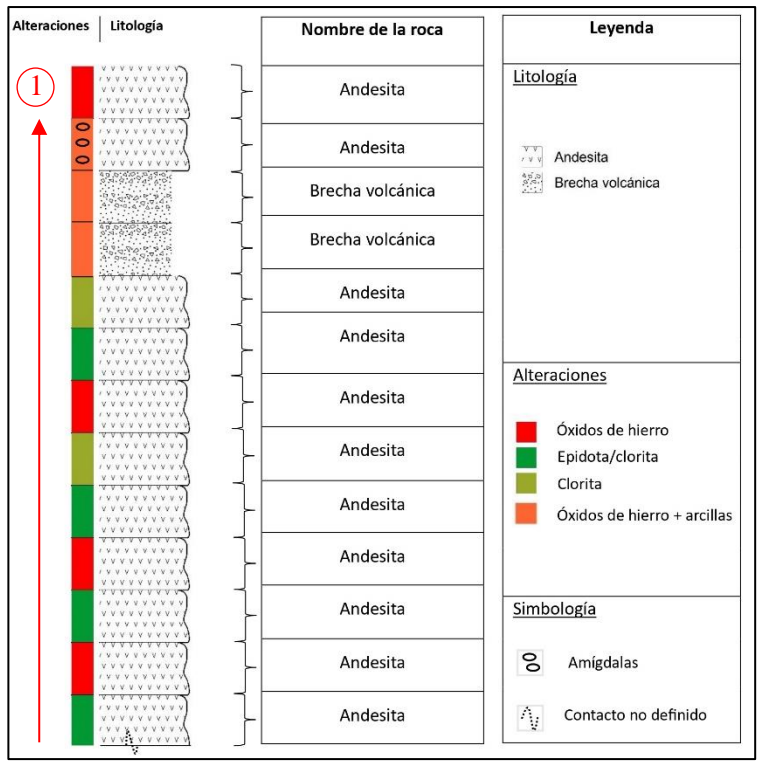


Figura 28. Columnas estratigráficas del sector Noreste de la caldera que muestran la superposición de las muestras analizadas. Figura esquemática sin escala horizontal y vertical. (flecha roja indica sentido del corte estratigráfico desde su base a techo).



Figura 29. Imágenes de la litología variante del sector NE, donde: A) Lavas de composiciones diferentes que no se mezclan. B) Secuencia estratificada de lava. C) Clastos inmersos en matriz andesítica.

### Muestra MS-C1

Esta roca es de color gris verdoso. El porcentaje de su masa fundamental es de 67% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 33% vol. Presenta textura porfídica, holocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (25% vol.) que no superan los 0.5 mm de largo, con hábito cristalino subhedral. Presenta cuarzo (3% vol.) de hábito anhedral, feldespatos alcalinos (2% vol.) subhedrales y biotita (3% vol.) diseminada. Como mineral de alteración se distingue epidota (3% vol.) alterando levemente los fenocristales de plagioclasa, los cuales, además, se encuentran alterados por feldespato potásico (3% vol.). Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (Figura 30).

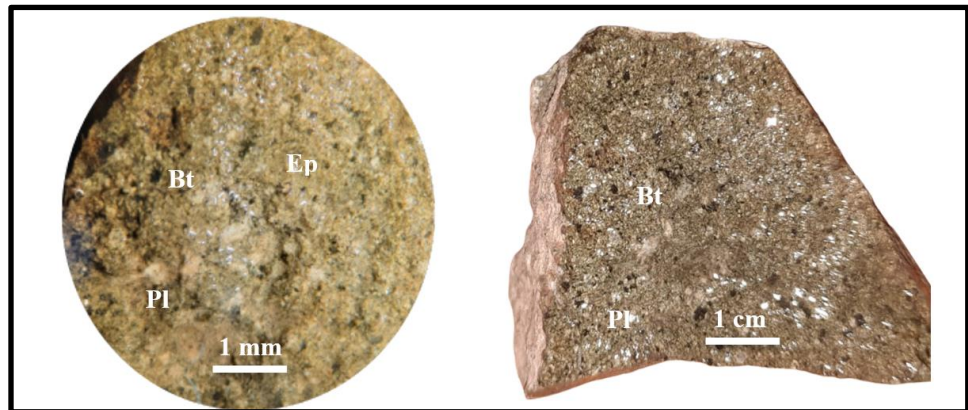


Figura 30. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C1, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota.

### Muestra MS-C2

Esta roca es de color marrón violeta. El porcentaje de su masa fundamental es de 70% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 30% vol. Presenta textura porfídica, hipocristalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada por fenocristales de plagioclasa (15% vol.) que varían de 0.3 a 3 mm de largo, de hábito cristalino subhedral. Presenta cuarzo (1% vol.) de hábito anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) de hábito subhedral, biotita (2% vol.) diseminada y hornblenda (3% vol.) subhedral cuyo largo varía de 1 a 3 mm de largo. En relación a los minerales de alteración, se encuentra epidota (1% vol.) rellenando cavidades, y se presenta clorita alterando biotitas (1% vol.). Por otro lado, tenemos vidrio traslúcido en la roca (3% vol.). La matriz microcristalina se encuentra dominada por óxidos de hierro. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (Figura 31).

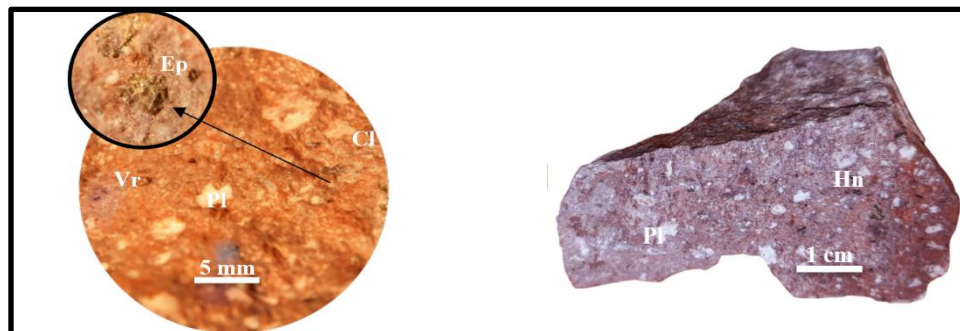


Figura 31. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C2, donde Pl: plagioclasa; Vr: vidrio; Ep: epidota; Hn: hornblenda; Cl: clorita.

### Muestra MS-C3

Esta roca es de color gris oscuro. El porcentaje de su masa fundamental es de 69% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 31% vol. Presenta textura porfídica, hipocristalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada por fenocristales de plagioclasa (25% vol.) que varían de 0.8 a 1 mm de largo con hábito cristalino subhedral. Presenta cuarzo (1% vol.) de hábito anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) de hábito subhedral, biotita (1% vol.) diseminada cuyo largo es de 0.1 mm, y hornblenda (3% vol.) de

habito subhedral. En relación a los minerales de alteración, se encuentra epidota (1% vol.) reemplazando levemente los fenocristales de plagioclasa y clorita alterando las biotitas (1% vol.). Por otro lado, tenemos vidrio traslúcido en la roca (2% vol.) de 1 mm de largo. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 32).



Figura 32. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C3, donde Pl: plagioclasa; Ep: epidota; Hn: hornblenda; Bt: biotita.

#### Muestra MS-C4

Esta roca es de color gris oscuro. El porcentaje de su masa fundamental es de 76% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 24% vol. Presenta textura porfídica, holocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada por fenocristales de plagioclasa (18% vol.) que varía de 0.5 a 2 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta cuarzo (1% vol.) de habito anhedral y feldespatos alcalinos (3% vol.) subhedral, biotita (1% vol.) diseminada cuyo tamaño es de 0.5 mm de largo y piroxeno (1% vol.) subhedral cuyo largo varía de 0.5 a 1 mm de largo. En relación a los minerales de alteración se distingue clorita alterando las biotitas (1% vol.). Por otro lado, se observan óxidos de hierro en la roca que entregan tonalidad rojiza. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 33).



Figura 33. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C4, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxido hierro; Ep: epidota; Bt: biotita; Px: piroxeno.

### Muestra MS-C5

Esta roca es de color gris marrón verdoso. El porcentaje de su masa fundamental es de 82% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 18% vol. Presenta textura porfídica, hipocristalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (15% vol.) que varía de 0.1 a 4 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta cuarzo (1% vol.) de habito anhedral y feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedrales, biotita diseminada (1% vol.) cuyo tamaño es de 0.1 a 1 mm de largo. En relación a los minerales de alteración, se encuentra epidota (1% vol.) reemplazando plagioclasas, clorita (2% vol.) alterando las biotitas y parte de la matriz. Por otro lado, tenemos vidrio traslúcido en la roca (2% vol.) de 1 mm de largo. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 34).

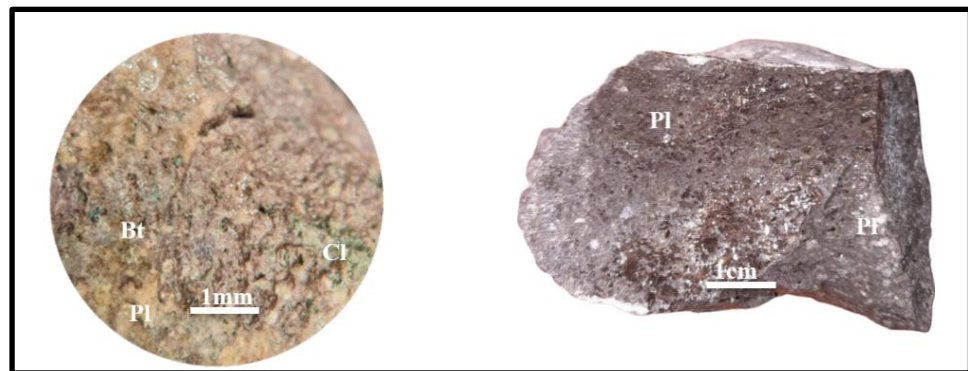


Figura 34. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C5, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Cl: clorita.

### Muestra MS-C6

Esta roca es de color gris verdoso. El porcentaje de su masa fundamental es de 70% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 30% vol. Presenta una textura porfídica, hipocristalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (25% vol.) que varía de 1 mm a 1 cm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta cuarzo (1% vol.) de hábito anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedrales, magnetita diseminada (2% vol.) y biotita diseminada (1% vol.) cuyo tamaño es de 0.1 mm de largo. En relación a los minerales de alteración, se encuentra clorita (3% vol.) alterando las plagioclasas, biotitas y gran parte de la matriz de la roca. Por otro lado, tenemos vidrio traslúcido en la roca (1% vol.) de 0.1 mm de largo. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 35).

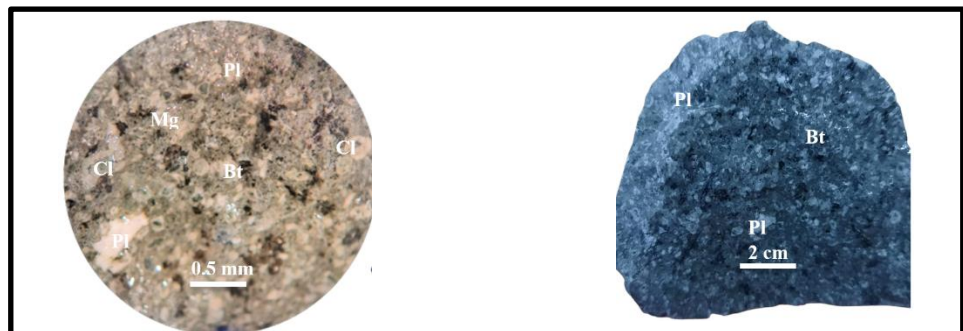


Figura 35. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C6, donde Pl: plagioclasa; Mg: magnetita; Bt: biotita; Cl: clorita.

### Muestra MS-C7

Esta roca es de color marrón violeta. El porcentaje de su masa fundamental es de 75% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 25% vol. Presenta textura porfídica, hipocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (20% vol.) que varía de 1 a 2 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta cuarzo (1% vol.) de hábito anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedrales, biotita diseminada (1% vol.) cuyo tamaño es de 0.1 mm de largo y hornblenda (2% vol.) subhedral. En relación a los

minerales de alteración, se encuentra epidota (3% vol.) como mancha sobre la masa fundamental y en forma de cristales subhedrales. Por otro lado, tenemos vidrio traslúcido en la roca (1% vol.) de 0.1 mm de largo encontrados sobre los fenocristales y la matriz, la cual presenta óxidos de hierro como manchones rojizos. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (Figura 36).



Figura 36. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C7, donde Pl: plagioclase; Vr: vidrio; Hn: hornblenda; Bt: biotita; Óx: óxidos.

### Muestra MS-C8

Esta roca es de color gris verdosa. El porcentaje de su masa fundamental es de 55% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 45% vol. Presenta textura porfídica, hipocrystalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclase (35% vol.) que varía de 0.1 a 3 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta cuarzo (1% vol.) de hábito anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedrales, biotita diseminada (7% vol.) cuyo tamaño es de 0.1 mm de largo y hornblenda (1% vol) subhedral. En relación a los minerales de alteración, se distingue clorita afectando la matriz de la roca. Óxidos de hierro sobre los cristales de vidrio traslúcido (1% vol.) de 0.1 mm de largo. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (Figura 37).



Figura 37. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C8, donde Pl: plagioclasa; Bt: vidrio; Hn: hornblenda; Bt: biotita.

### Muestra MS-C10

Esta roca es de color gris. El porcentaje de su masa fundamental es de 83% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 17% vol. Presenta textura afanítica, equigranular. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (10% vol.) Presenta fenocristales de biotita diseminada (3% vol.), cuarzo (2% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.). En relación a los minerales de alteración, se aprecia clorita afectando biotitas. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 38).

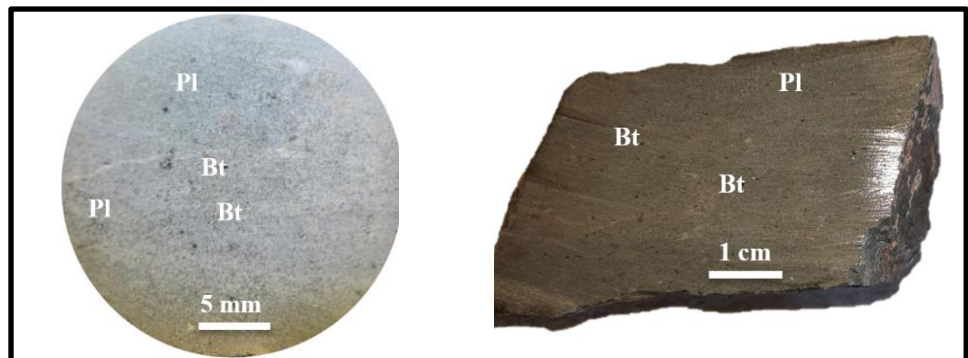


Figura 38. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C10, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita.

### Muestra MS-C11

Esta roca es de color marrón y está compuesta por mezclas magmáticas de diferentes litologías. La muestra en general presenta una matriz blanquecina alterada por arcillas y epidota. De manera específica los

clastos de roca presentan 2 litologías predominantes, en primer lugar, tenemos clastos angulosos andesíticos (15% vol.) de color violeta; en segundo lugar, clastos angulosos dacíticos (5% vol.) con mayor contenido de cuarzo en la roca. La muestra presenta diseminación de biotitas menores que no superan el milímetro de largo y que están levemente alteradas por clorita. Adicionalmente se distingue que la muestra presenta gran compactación, dureza, y leve contenido de oquedades. La muestra se clasifica como una brecha volcánica polimíctica (figura 39).



Figura 39. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C11, donde DC: dacita; Óx: óxido de hierro; Bt: biotita; AND: andesita; Cl: clorita.

### Muestra MS-C12

Esta roca es similar a la muestra anterior, pero con fenocristales y clastos de menor dimensión. Presenta un color marrón verdoso y está compuesta por mezclas magmáticas de diferentes litologías. La muestra en general presenta una matriz verdosa alterada por arcillas y epidota. De manera específica los clastos de roca presentan 2 litologías predominantes, en primer lugar, tenemos clastos angulosos andesíticos (10% vol.) de color violeta; en segundo lugar, clastos angulosos dacíticos (3% vol.) con mayor contenido de cuarzo en la roca. Biotitas diseminadas levemente alteradas por clorita. A diferencia de la muestra anterior tenemos fenocristales de plagioclasas distribuidos en toda la roca y que se conectan con los clastos andesíticos/dacíticos. La muestra se clasifica como una brecha volcánica polimíctica (figura 40).

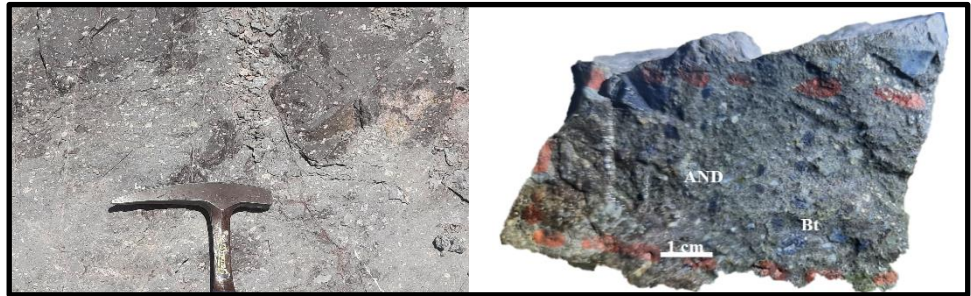


Figura 40. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C12, donde Pl: plagioclasa; AND: andesita; DC: dacita; Bt: biotita.

### Muestra MS-C13

La muestra descrita es de color marrón. El porcentaje de su masa fundamental es de 54% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 46% vol. Presenta textura porfídica, holocristalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (40% vol.) que varía de 1 mm a 1 cm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (3% vol.) subhedrales. Cuarzo (1% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) y hornblendas (1% vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se distingue clorita (1% vol) alterando las biotitas, óxido de hierro que afecta pervasivamente lo que antes fueron hornblendas. Se encuentran además una gran cantidad de vesículas en la roca. Alteración fuerte de arcillas que disgregan las plagioclasas. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 41).

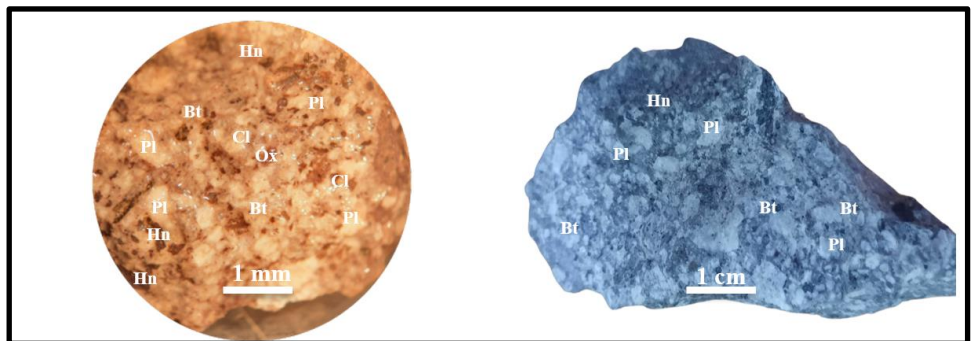


Figura 41. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C13, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxido de hierro; Bt: biotita; Hn: hornblenda; Cl: clorita.

### Muestra MS-C14

Esta roca es de color marrón. El porcentaje de su masa fundamental es de 81% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 19% vol. Presenta textura afanítica, hipocristalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (15% vol.) que varía de 0.1 a 1 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (2% vol.) subhedrales. Cuarzo (1% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota (2% vol.) remplazando parcialmente las plagioclasas. Finalmente se distingue matriz granulada en la roca que aparenta tener fragmentos finos ajenos a la roca. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 42).

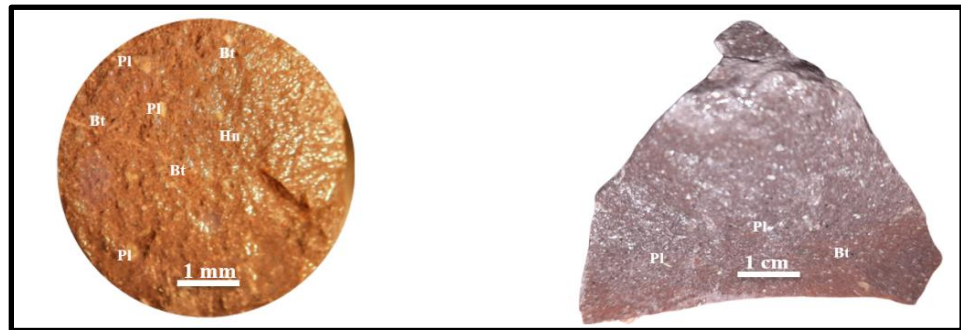


Figura 42. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-C14, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Hn: hornblenda.

### Muestra MS-D1.1

Esta roca es de color grisáceo. El porcentaje de su masa fundamental es de 81% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 19% vol. Presenta textura afanítica, hipocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (10% vol.) con hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (1% vol.) subhedrales. Cuarzo (7% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se encuentra epidota (3% vol.) subhedral, magnetita (1% vol.). La matriz de la roca presenta diseminación de biotita y óxidos de hierro como

manchones rojizos. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra corresponde a un cuerpo sub volcánico clasificado como micro cuarzo diorita.

### Muestras MS-D2

Este código engloba 3 muestras diferentes encontradas de forma vertical en la base, piso, y techo de una secuencia volcánica.

Muestra MS-D2.1, representa la base de la secuencia y la variación composicional. El porcentaje de su masa fundamental vs fenocristales es 69% vol. vs 31% vol. Sus características son: color café verdosa, textura porfídica, holocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (20% vol.) que varía de 1 a 5 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (3% vol.) subhedrales. Cuarzo (1% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (7% vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota remplazando las plagioclasas. Óxidos de hierro componen la matriz silicificada y se ubican como pequeñas “pátinas” que alteran las biotitas diseminadas. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 43).

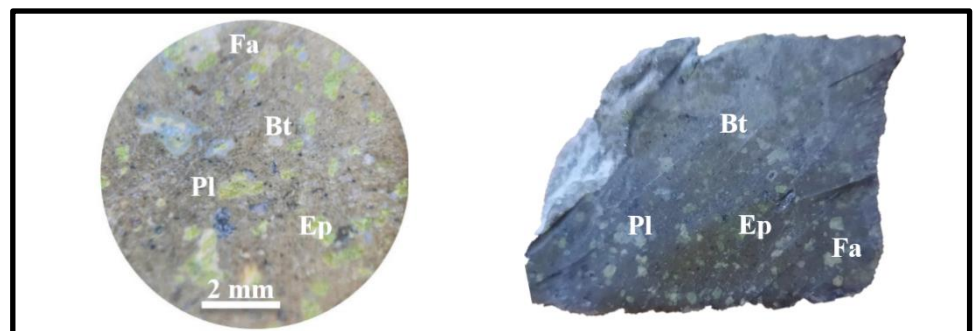


Figura 43. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D2.1, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota; Fa: feldespatos.

Muestra MS-D2.2, representa el piso de la secuencia. El porcentaje de su masa fundamental vs fenocristales es 89%vol. vs 11%vol. Sus características son: color gris, textura porfídica, holocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (7%vol.) que varía de 0.1 a 1 mm de largo, hábito cristalino subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (1%vol.) subhedrales. Cuarzo (1%vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (2%vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota (2%vol.) remplazando casi en su totalidad las plagioclasas. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 44).

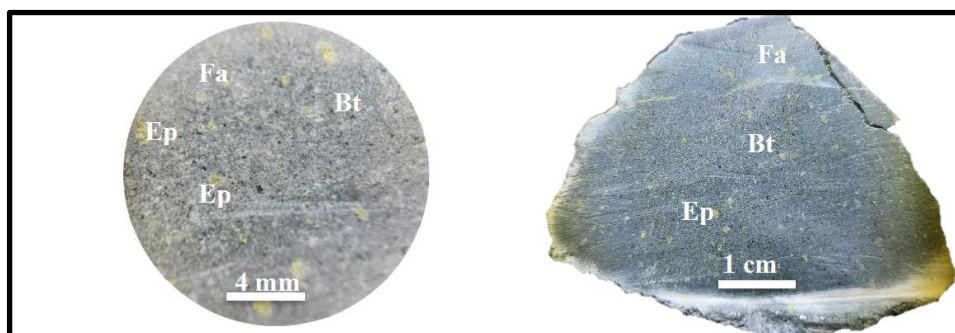


Figura 44. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D2.2, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota; Fa: feldespatos.

Muestra MS-D2.3, representa el techo de la secuencia y a diferencia de la muestra anterior el tamaño de sus cristales es mayor, repitiendo la tendencia y características de la muestra de base. El porcentaje de su masa fundamental vs fenocristales es 73%vol. vs 27%vol. Sus características son: color café verdosa, textura porfídica, holocristalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (15%vol.) que varía de 1 a 2 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (3%vol.) subhedrales cuyo tamaño varía de 0.5 a 1 mm de largo. Cuarzo (1%vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (8%vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota (10%vol.) remplazando casi en su totalidad las plagioclasas. Óxidos de hierro componen la matriz

silicificada y se ubican como pequeñas “patinas” que alteran las biotitas. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 45).

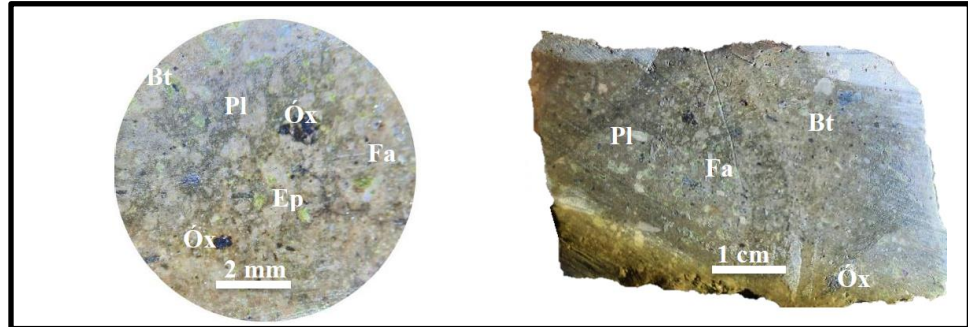


Figura 45. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D2.3, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Óx: óxidos de hierro; Ep: epidota; Fa: feldespatos.

### Muestra MS-D3

Esta roca es de color gris verdosa. El porcentaje de su masa fundamental es de 69% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 31% vol. Presenta textura porfídica, hipocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (20% vol.) que varía de 0.1 a 3 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (1% vol.) subhedrales. Cuarzo (7% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (2% vol.) y magnetita (1% vol.) diseminada. En relación a los minerales de alteración, se encuentra epidota (10% vol.) como mancha sobre la matriz, alterando plagioclasas y como cristales definidos. Por otro lado, tenemos vidrio traslúcido en la roca (1% vol.) de 0.1 mm de largo. Óxidos de hierro como manchones rojizos en sectores puntuales. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Dacita (figura 46).



Figura 46. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D3, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxido de hierro; Bt: biotita; Ep: epidota.

#### Muestras MS-D4

La muestra descrita es de color marrón. El porcentaje de su masa fundamental vs fenocristales es 80% vol. vs 20% vol. Presenta textura porfídica, holocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (15% vol.) que varía de 1 mm a 0.5 cm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (3% vol.) subhedrales. Cuarzo (1% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota remplazando parcialmente las plagioclasas. Óxidos de hierro componen la matriz silicificada, además, alteran las biotitas diseminadas. Por otro lado, hay una leve alteración de arcillas afectando las plagioclasas. Finalmente se distinguen cavidades en la roca generadas por los mismos óxidos de hierro. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 47).



Figura 47. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D4, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxido de hierro; Bt: biotita; Ep: epidota.

### Muestra MS-D5

La muestra descrita es de color gris. El porcentaje de su masa fundamental vs fenocristales es 78% vol. vs 22% vol. Presenta textura porfídica, hipocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada por fenocristales de plagioclasa (16% vol.) que varía de 1 mm a 3 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (3% vol.) subhedrales cuyo tamaño alcanza los 0.1 mm de largo y se distribuye sobre toda la roca de forma diseminada. Cuarzo (1% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota remplazando parcialmente las plagioclasas, la matriz de la roca presenta tonalidad gris y esta silicificada. Óxidos de hierro se encuentran alterando levemente las biotitas. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 48).

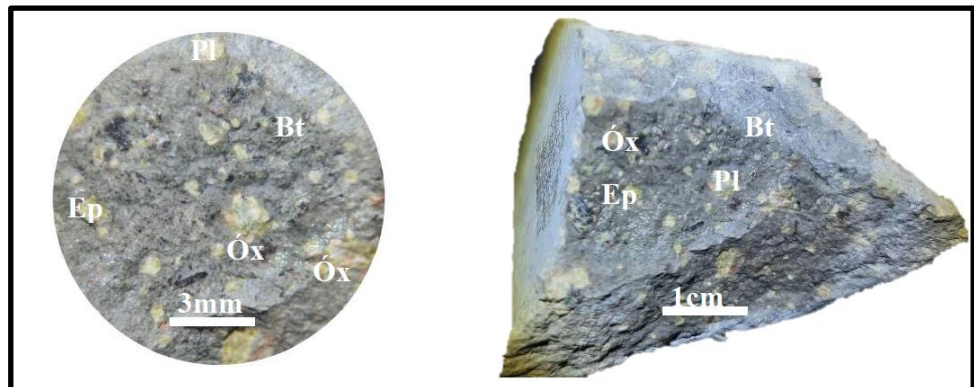


Figura 48. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D5, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Óx: óxidos de hierro; Ep: epidota.

### Muestra MS-D6

La muestra descrita es de color gris marrón. El porcentaje de su masa fundamental vs fenocristales es 79% vol. vs 21% vol. Presenta textura porfídica, hipocristalina, inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (15% vol.) que varía de 1 mm a 0.5 cm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (3% vol.) subhedrales cuyo tamaño varía de 1 a 3 mm de largo. Cuarzo (1% vol.) anhedral, feldespatos

alcalinos (1% vol.) subhedrales y hornblendas (1% vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota (5% vol.) reemplazando parcialmente las plagioclasas, la matriz de la roca presenta tonalidad gris marrón debido a óxidos de hierro diseminados, además, se encuentran en forma de vetillas y sobre los cristales de vidrio. Biotitas se encuentran levemente alteradas por clorita. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 49).

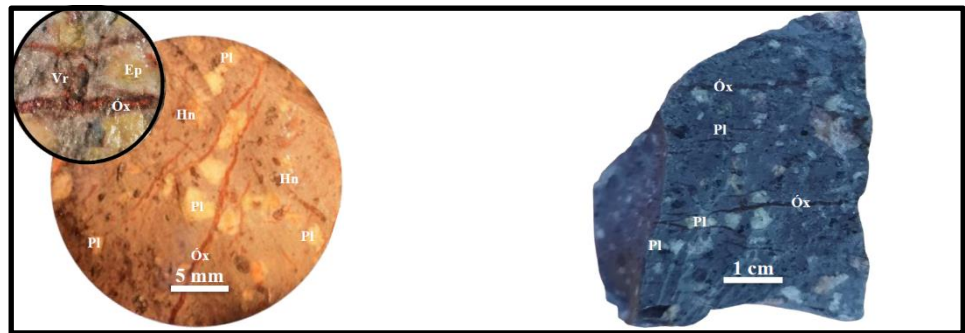


Figura 49. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D6, donde Pl: plagioclasa; Óx: óxido de hierro; Bt: biotita; Hn: hornblenda; Vr: vidrio.

### Muestra MS-D7

La muestra descrita es de color gris. El porcentaje de su masa fundamental es de 70% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 30% vol. Presenta textura porfídica, hipocrystalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (20% vol.) que varía de 1 a 5 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral con tendencia de algunos cristales a anhedrales. Presenta fenocristales de biotita diseminada (1% vol.) subhedrales. Cuarzo (1% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedrales, y hornblendas (7% vol.) euhedrales que varían de 1 a 7 mm de largo. En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota (10% vol.) reemplazando fuertemente los fenocristales de plagioclasas. Oxidación afectando levemente la matriz de la roca. Arcillas alteran levemente los fenocristales menos alterados por epidota. Por otro lado, tenemos vidrio traslúcido en la roca (1% vol.) de 0.1 mm de largo. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se

clasifica como una Andesita (figura 50).

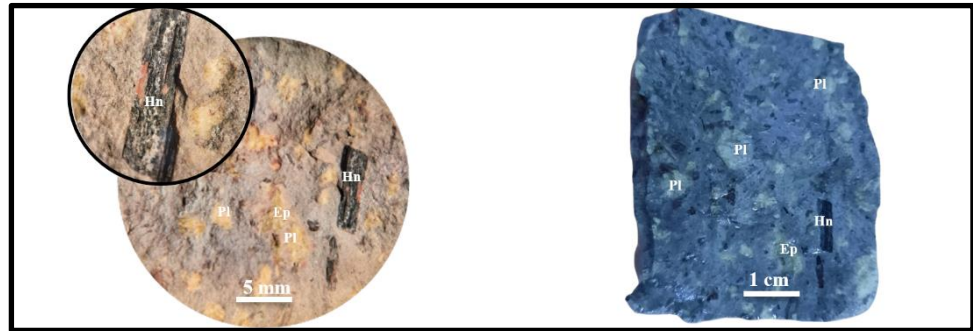


Figura 50. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D7, donde Pl: plagioclasa; Ep: epidota; Bt: biotita; Hn: hornblenda.

### Muestra MS-D8

Esta roca es de color marrón. Presenta textura porfídica, hipocristalina, inequigranular e hipidiomórfica. El porcentaje de su masa fundamental es de 80% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 20% vol. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (15% vol.) que varía de 1 mm a 1 cm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (1% vol.) subhedrales. Cuarzo (1% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) y hornblenda (2% vol.) subhedral. En relación a los minerales de alteración, se encuentra epidota (1% vol.) como mancha sobre la matriz. Vidrio traslúcido en la roca (1% vol.) de 0.1 mm de largo. La matriz de la roca presenta tonalidad marrón con diseminación de biotita y óxidos de hierro levemente afectando la roca como manchones rojizos en sectores puntuales. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 51).

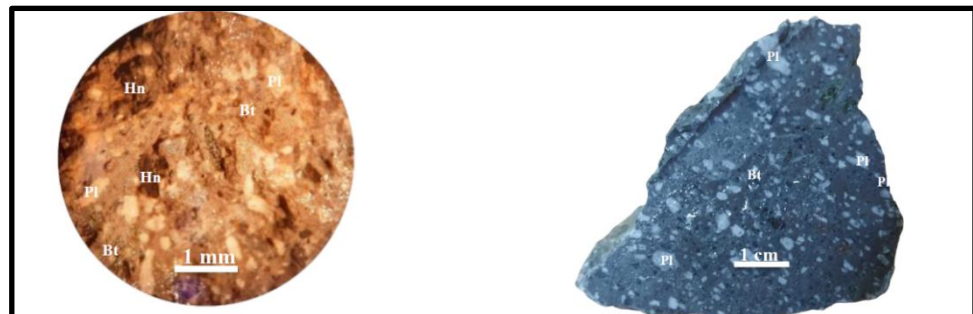


Figura 51. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D8, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Hn: hornblenda.

### Muestra MS-D9

Esta roca es de color marrón y está compuesta por mezclas magmáticas de diferentes litologías. De manera específica los clastos de roca presentan 2 litologías predominantes, en primer lugar, tenemos clastos subredondeados andesíticos (15%Vol.) de color violeta con plagioclasas bien definidas subhedrales, la dimensión de las andesitas va desde 1 mm a 3 cm; en segundo lugar, clastos angulosos dacíticos grises (3%Vol.) con mayor contenido de cuarzo en la roca. La muestra presenta diseminación de biotitas menores que no superan el milímetro de largo. La muestra una matriz café blanquecina alterada por óxidos de hierro y sílice (figura 52).

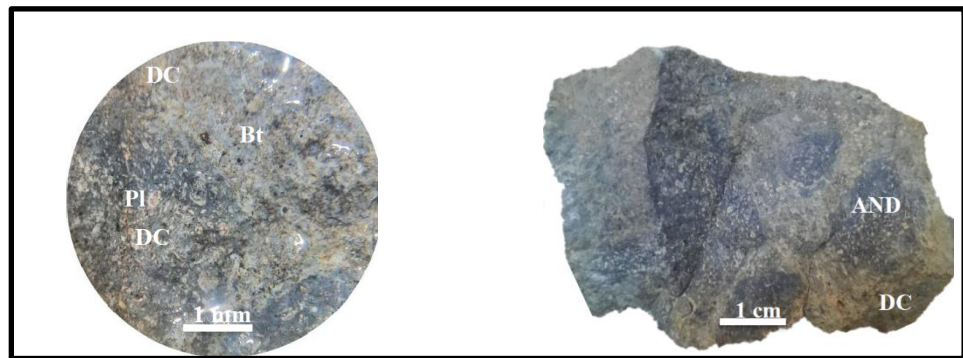


Figura 52. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D9, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; AND: andesita; DC: dacita.

### Muestra MS-D10

Esta roca es de color gris, textura afanítica, hipocristalina, equigranular e hipidiomórfica. El porcentaje de su masa fundamental es de 76%vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 24%vol. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (15%vol.) cuyo largo mide 0.5 mm, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (5%vol.) subhedrales menores a 0.5 mm de largo. Cuarzo (3%vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (1%vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se distingue clorita (2%vol.) alterando los fenocristales de biotita. Por otro lado, tenemos vidrio traslúcido en la roca (1% vol.). Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 53).

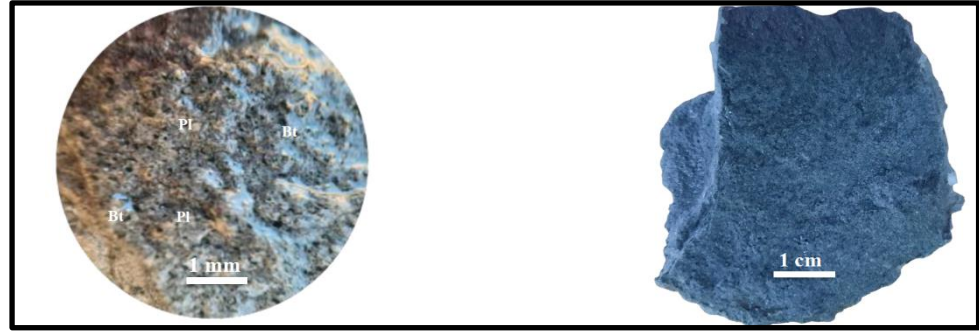


Figura 53. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D10, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita.

### Muestra MS-D11

Esta roca es de color gris, textura afanítica, holocristalina, equigranular e hipidiomórfica. El porcentaje de su masa fundamental es de 87% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 13% vol. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (10% vol.) cuyo largo alcanza los 0.1 mm, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (3% vol.) subhedral. Cuarzo (2% vol.) anhedral y cuarzo secundario, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedral. En relación a los minerales de alteración, se distingue clorita (2% vol.) alterando biotitas. Por otro lado, tenemos abundante contenido de magnetita diseminada. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 54).

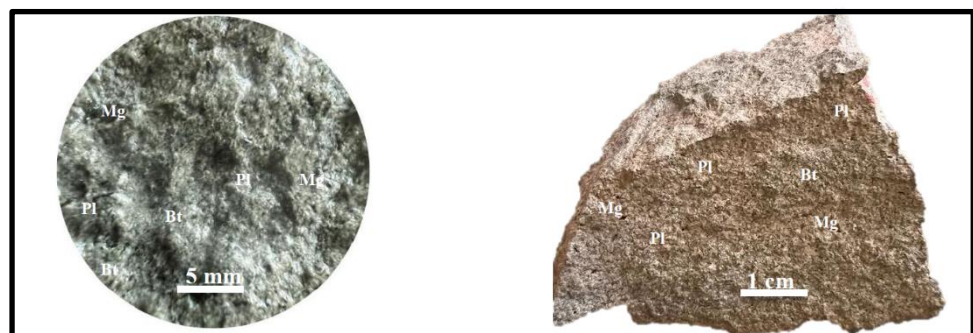


Figura 54. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D11, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Mg: magnetita.

### Muestra MS-D13

Esta roca es de color marrón anaranjado, textura de fiames, en donde los fenocristales se encuentran estirados al igual que el contenido de vidrio volcánico. La composición de sus fenocristales es plagioclasas (20%vol.) subhedrales con cristales que no superan los 2 mm de largo, vidrio volcánico (8%vol.) y hornblendas (2%vol.) subhedrales. Presenta una matriz fuertemente silíceosa y oxidada. Se clasifica la muestra como una Ignimbrita (figura 55).



Figura 55. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D13, donde Pl: plagioclasa; Hn: hornblenda; Vr: vidrio Fm: fiames.

### 5.1.3 Sector 3 – Centro Sur

El tercer sector de estudio se lleva a cabo en la zona Centro Sur del área global, entre las coordenadas UTM (DATUM WGS84-19S) 6.943.500-6.941.000 mN y 416.000-414.000 mE, donde se extrajeron y analizaron 15 muestras de mano que identifican la litología variante de este sector particular (véase figura 58). Las muestras recolectadas se listan a continuación (tabla 4), y se encuentran distribuidas según figuras 56 y 57. En la figura 59 se muestra la columna estratigráfica de las muestras.

MS-E1	3-CS	67	415.492	6.941.372	2.037	Micro cuarzo diorita
MS-E2	3-CS	68	415.205	6.941.868	2.128	Andesita
MS-E3	3-CS	68.1	415.188	6.941.886	2.131	Andesita
MS-E4	3-CS	69.1	415.167	6.941.919	2.129	Andesita
MS-E5.1	3-CS	70	415.081	6.942.054	2.140	Andesita
MS-E5.2	3-CS	70.1	415.081	6.942.054	2.140	Andesita
MS-E8	3-CS	74B	414.261	6.942.996	2.253	Flujos de lava
MS-E9.1	3-CS	74 I	414.243	6.942.993	2.261	Flujos de lava
MS-E9.2	3-CS	74T	414.243	6.942.993	2.261	Flujos de lava
MS-E9.3	3-CS	74L	414.243	6.942.994	2.261	Flujos de lava
MS-E9.4	3-CS	74TP	414.243	6.942.995	2.261	Flujos de lava
MS-E10	3-CS	75	414.135	6.942.966	2.260	Toba lítica
MS-E11	3-CS	75.1	414.135	6.942.966	2.260	Toba cristalina
MS-E13	3-CS	76 C	414.105	6.942.922	2.286	Flujos de lava
MS-E16	3-CS	76 B	414.077	6.942.894	2.313	Toba de ceniza

Tabla 4. Cuadro resumen de las muestras recolectadas en sector 3.

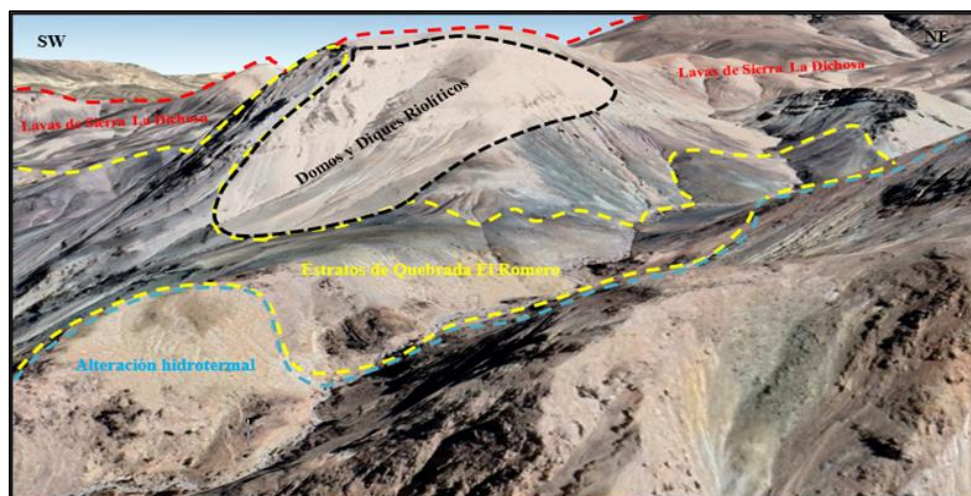


Figura 56. Unidades según límites establecidos por la Carta geológica La Guardia, 1999.

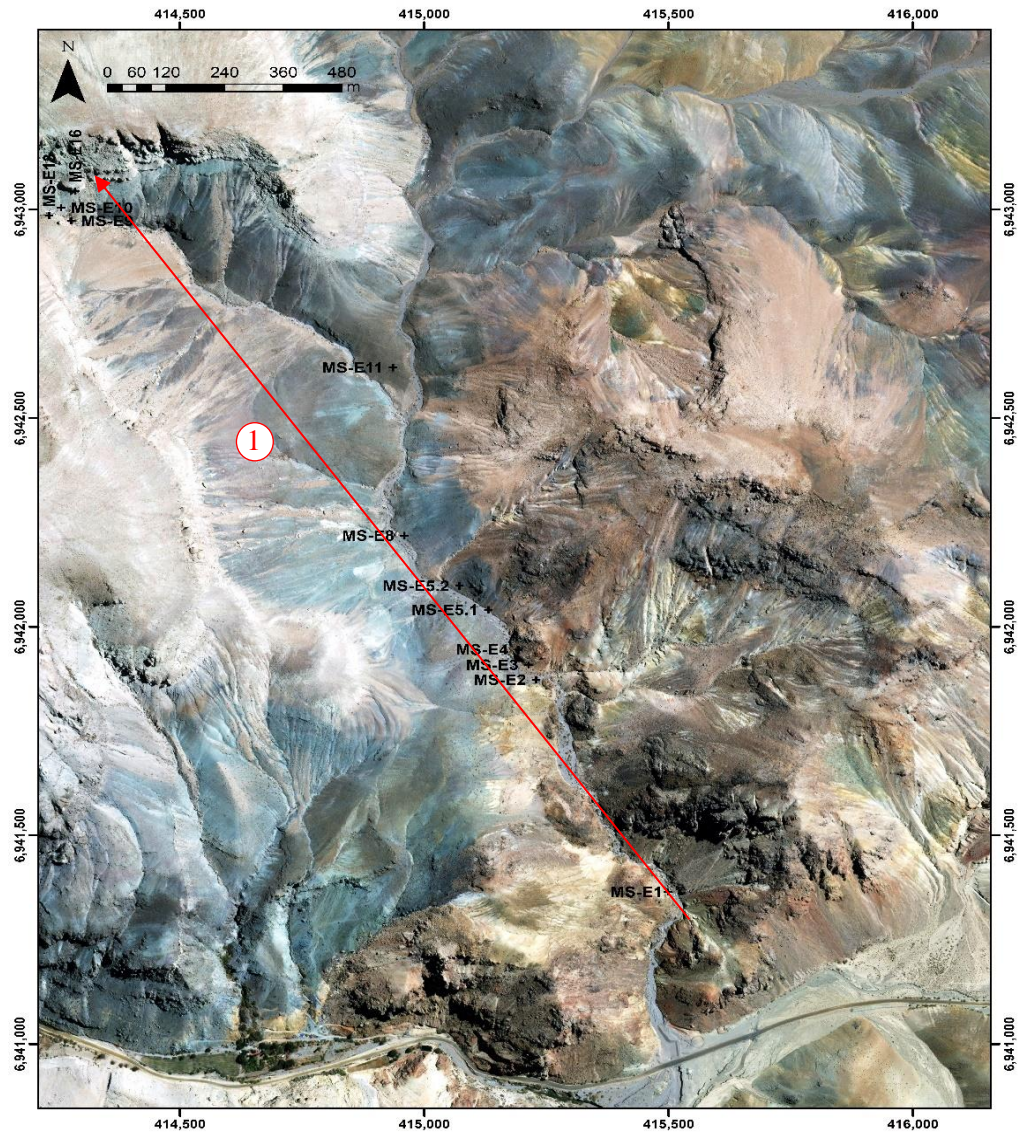


Figura 57. Tercer sub mapa base, en donde se evidencian las zonas de muestreo a escala 1/10.000, los números y flechas de color rojo indican el sentido del corte perteneciente a la columna estratigráfica de la figura 59 (Extraído y editado de ArcMap 10.8).



Figura 58. Imágenes de la litología variante del sector Centro Sur, donde: A) Contacto entre dos flujos de lava que no se mezclan. B) Lava rica en óxidos de hierro asimilando roca encajante. C) Mezcla de dos magmas de composiciones similares.

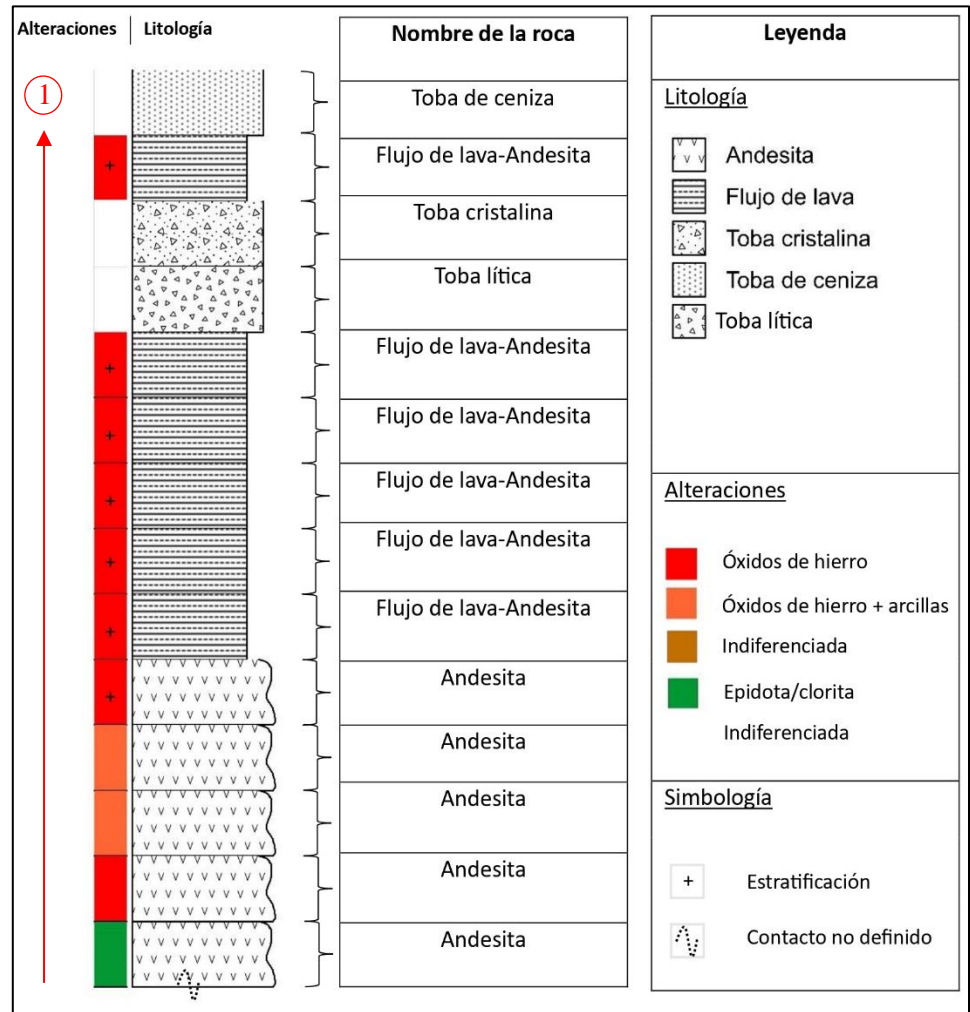


Figura 59. Columnas estratigráficas del sector Centro Sur de la caldera que muestran la superposición de las muestras analizadas. Figura esquemática sin escala horizontal y vertical. (flecha roja indica sentido del corte estratigráfico desde su base a techo).

### Muestra MS-E1

Esta roca es de color grisáceo, textura afanítica, hipocristalina, equigranular e hipidiomórfica. El porcentaje de su masa fundamental es de 81% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 19% vol. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (13% vol.) con hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (2% vol.) subhedrales. Cuarzo (3% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se encuentra epidota (3% vol.), magnetita (1% vol.). Por otro lado, tenemos vidrio traslúcido en la roca (1% vol.) de 0.1 mm de largo. La matriz de la roca presenta tonalidad gris con diseminación de biotita y óxidos de hierro. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como Micro cuarzo diorita.

### Muestra MS-E2

Esta roca es de color marrón verdoso, presenta textura porfídica, holocristalina, equigranular e hipidiomórfica. El porcentaje de su masa fundamental es de 76% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 24% vol. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (20% vol.) que varía de 1 a 5 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (1% vol.) subhedrales. Cuarzo (1% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (2% vol.). En relación a los minerales de alteración, se encuentra epidota en la muestra afectando la totalidad de plagioclasas. Por otro lado, la matriz de la roca presenta diseminación de biotita y óxidos de hierro. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 60).

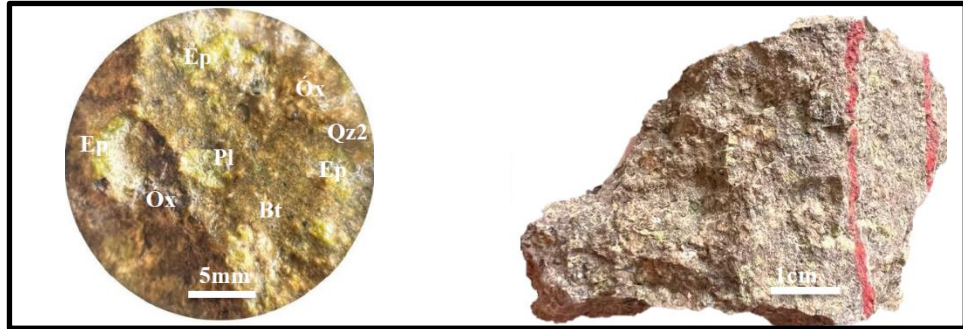


Figura 60. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-E2, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Óx: óxidos de hierro; Ep: epidota; Qz2: cuarzo secundario.

### Muestra MS-E3

La muestra es de color marrón oscuro. El porcentaje de su masa fundamental es de 88% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 12% vol. Presenta textura porfídica, holocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada por fenocristales de plagioclasa (10% vol.) que varía de 1 a 3 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (1% vol.) subhedrales. Cuarzo (1% vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se distinguen óxidos de hierro diseminados. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 61).



Figura 61. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-E3, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Óx: óxidos de hierro.

### Muestra MS-E4

La muestra descrita es de color gris. El porcentaje de su masa fundamental es de 77% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 23% vol. Presenta textura porfídica, holocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está

formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (15%vol.) que varía de 1 mm a 1 cm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (1%vol.) subhedrales. Cuarzo (1%vol.) anhedral, feldespatos alcalinos (1%vol.) subhedrales, y hornblendas (5%vol.) euhedrales, que varían de 1 a 3 mm de largo. En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota (10%vol.) afectando fuertemente los fenocristales de plagioclasas. Arcillas alteran levemente los fenocristales menos alterados por epidota. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 62).

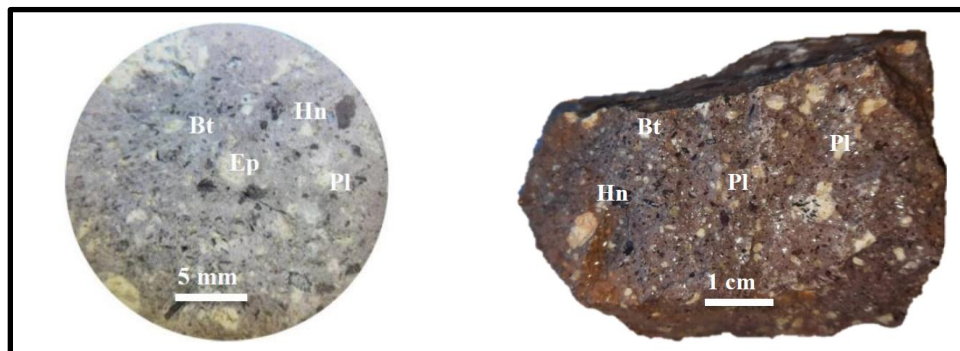


Figura 62. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-E4, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota; Hn: hornblenda.

#### Muestra MS-E5.1

La muestra descrita es de color marrón rojizo. El porcentaje de su masa fundamental es de 65%vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 35%vol. Presenta textura porfídica, hipocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (25%vol.) que varía de 1 mm a 1 cm de largo, su hábito cristalino es subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (3%vol.) subhedrales. Cuarzo (3%vol.), feldespatos alcalinos (1%vol.) subhedrales, y hornblendas (3%vol.) euhedrales bien definidas que varían de 1 a 3 mm de largo. En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota (2%vol.) afectando levemente los fenocristales de plagioclasas. Arcillas alteran levemente los fenocristales de plagioclasa.

La matriz de la roca se encuentra silicificada y presenta óxido de hierro. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita (figura 63).

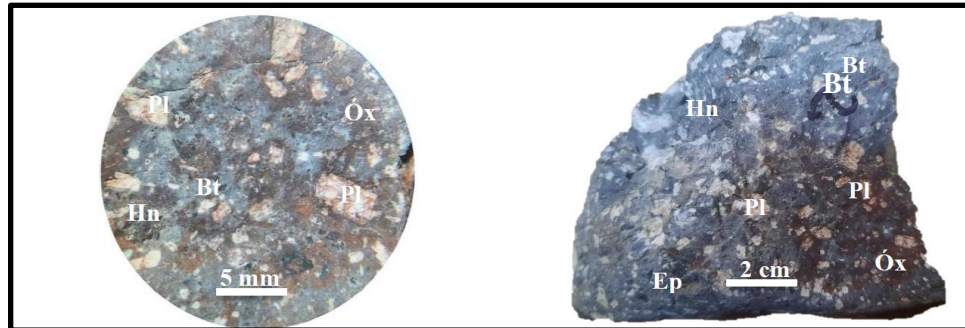


Figura 63. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-E5.1, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota; Hn: hornblenda; Óx: óxidos de hierro.

#### Muestra MS-E5.2

La muestra descrita es de color gris. El porcentaje de su masa fundamental es de 60% vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 30% vol. Presenta textura porfídica, hipocristalina, equigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (25% vol.) que varía de 0.1 a 3 mm de largo, su hábito cristalino es subhedral, y algunas presentan zonación. Presenta fenocristales de biotita diseminada (3% vol.) subhedrales. Cuarzo (1% vol.), feldespatos alcalinos (1% vol.) subhedrales. En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota (2% vol.) afectando plagioclasas. La matriz de la roca presenta fuerte reacción al ácido clorhídrico y está presente diseminación de biotita/magnetita. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita.

#### Muestras MS-E8, MS-E9.1, MS-E9.2, MS-E9.3, MS-E9.4 y MS-E13

Las rocas que se presentan en el sector nos muestran una secuencia de flujo de material volcánico. Sus características son: En su base; roca de color marrón violeta maciza, con un tamaño de sus fenocristales que no superan los 0.3 mm de largo. Presenta textura porfídica, holocristalina,

inequigranular e hipidiomórfica. Está formada composicionalmente por fenocristales de plagioclasa (7%vol.) con hábito cristalino subhedral. Presenta fenocristales de biotita diseminada (2%vol.) subhedrales. Cuarzo (1%vol.), feldespatos alcalinos (1%vol.) subhedrales, En relación a los minerales de alteración, se distingue epidota (2%vol.) y arcillas afectando las plagioclasas. La matriz de la roca se encuentra silicificada y presenta óxido de hierro. El porcentaje de su masa fundamental es de 89%vol., mientras que sus fenocristales abarcan el 11%vol. Según diagrama de Streckeisen (Q.A.P.F) la muestra se clasifica como una Andesita. En relación al techo de la secuencia, se encuentra una mezcla de fenocristales que se orientan con cierto sentido, pero que mantiene la matriz original de la roca andesítica. Se encuentran fenocristales de plagioclasa alterados por epidota, minerales negros indeterminados, y material ajeno a la misma. Presenta fuerte reacción hacia el ácido clorhídrico, no así las otras muestras, lo que indicaría un cambio en la composición de su matriz. Véase figura 64.

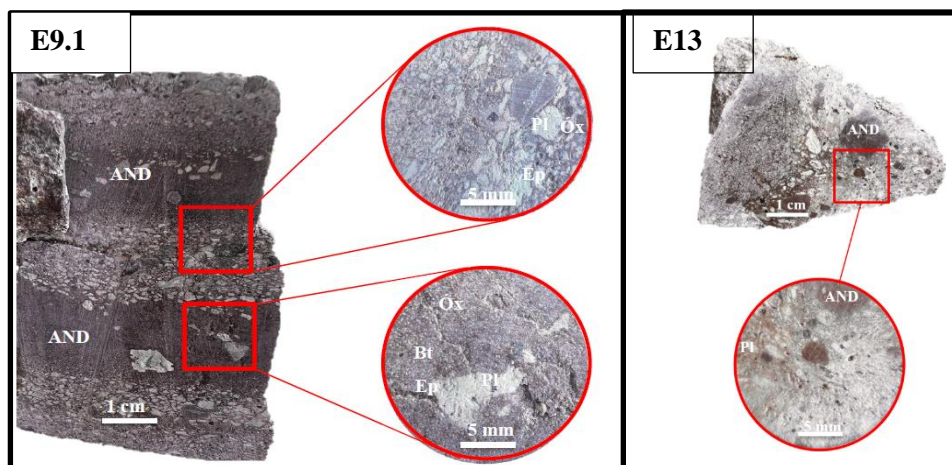


Figura 64. Imágenes que muestran las características de las muestras descritas, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota; Óx: óxidos de hierro; AND: andesita.

## 5.2 Análisis mediante procesamiento de imágenes satelitales

En el presente apartado se muestran los resultados obtenidos al procesar una imagen Landsat 8 mediante el programa QGIS en su versión 3.32.3. Se realizaron cálculos y se analizaron diferentes índices para mejorar la identificación de elementos de interés mediante combinaciones de banda, como son por ejemplo zonas con presencia de vegetación, litologías, o de algún elemento de importancia como zonas de óxidos.

### 5.2.1 Combinaciones RGB (red-green-blue)

A cada imagen con su respectiva combinación de banda se le aplicaron correcciones atmosféricas y radiométricas.

Para la combinación de banda 4-3-2 (figura 65) perteneciente al color natural, luego del procesamiento de la imagen la visualización de la misma es la siguiente; Donde se observan los colores reales del terreno vistos por el satélite.



Figura 65. Combinación de bandas 4-3-2 (Extraído de QGIS 3.2.2)

Para las combinaciones de banda 6-5-4 y 7-6-4 (figuras 66 y 67) pertenecientes al pseudo falso color, se destaca que estas combinaciones son utilizadas para distinguir la presencia de vegetación y zonas urbanas, pero en nuestro caso nos muestra en tonos azules verdosos (o morados) la presencia de minerales de arcillas en el terreno.

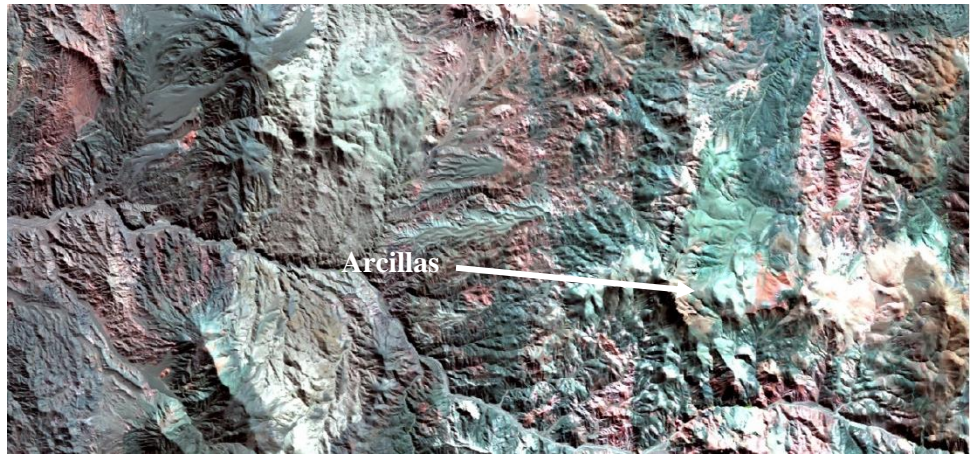


Figura 66. Combinación de bandas 6-5-4 (Extraído de QGIS 3.2.2)



Figura 67. Combinación de bandas 7-6-4 (Extraído de QGIS 3.2.2)

Para la combinación de bandas 6-3-2 (figura 68) perteneciente a detecciones de infraestructuras artificiales, se distinguen escasas infraestructuras en la zona, comparado con las zonas rojizas observables en la siguiente imagen que muestran los patrones de infraestructuras.



Figura 68. Combinación de bandas 6-3-2 (Extraído de QGIS 3.2.2)

### 5.2.2 Índices litológicos y mineralógicos

En esta sección de análisis, se utilizaron diferentes ecuaciones de bandas, definidas en la literatura para discriminar índices litológicos y mineralógicos. Cabe destacar que la imagen resultante de estos procesos es sometida a un renderizador “pseudocolor monobanda”, el cual reconfigura la imagen mediante una paleta de colores predefinida con sus respectivos valores. Además, a la imagen se le puede configurar valores mínimos y máximos y desviación estándar de +- 2 predefinida.

Índice de arcillas (IARC): Este índice identifica los suelos con minerales arcillosos con el cociente entre dos bandas del infrarrojo medio, de 1.6 y 2.1 micrómetros. La fórmula para calcular se expresa a continuación y se destaca que “BX” indica la banda y el número de esta (figura 69).

$$IARC = (IRM * 1.6)/(IRM * 2.1)$$

$$IARC = (B5 * B7)/(B5 * B6)$$

Zonas verdes indican presencia de arcilla.

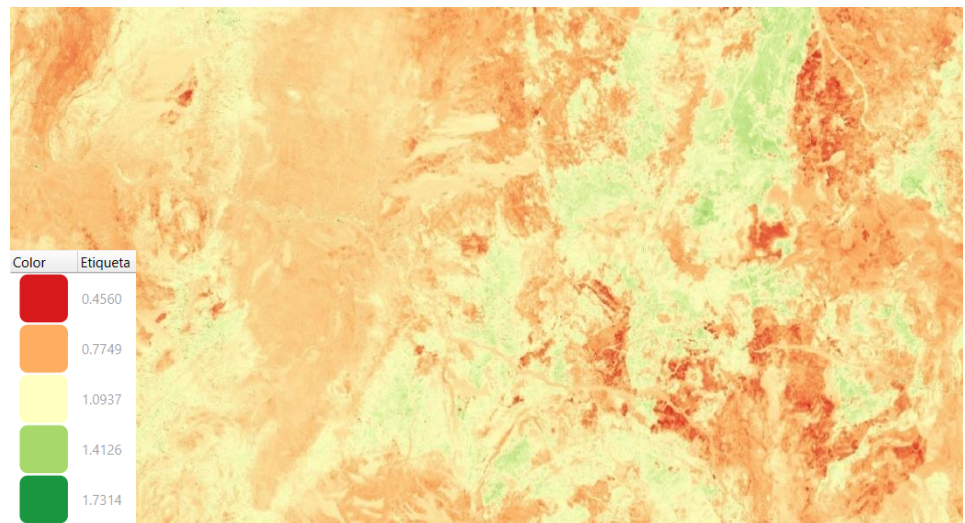


Figura 69. IARC (Extraído de QGIS 3.2.2)

Índice de vegetación (NDVI): Este índice identifica el verdor de la vegetación a través de la actividad fotosintética. Proporciona una medida sobre la cantidad, calidad y desarrollo de la cobertura vegetal y vigorosidad en áreas extensas. Donde valores próximos a 1 corresponden a vegetación con actividad fotosintética y valores próximos a 0 corresponden a suelos (figura 70).

$$NDVI = \frac{(NIR - RED)}{(NIR + RED)} = \frac{(B5 - B4)}{(B5 + B4)}$$

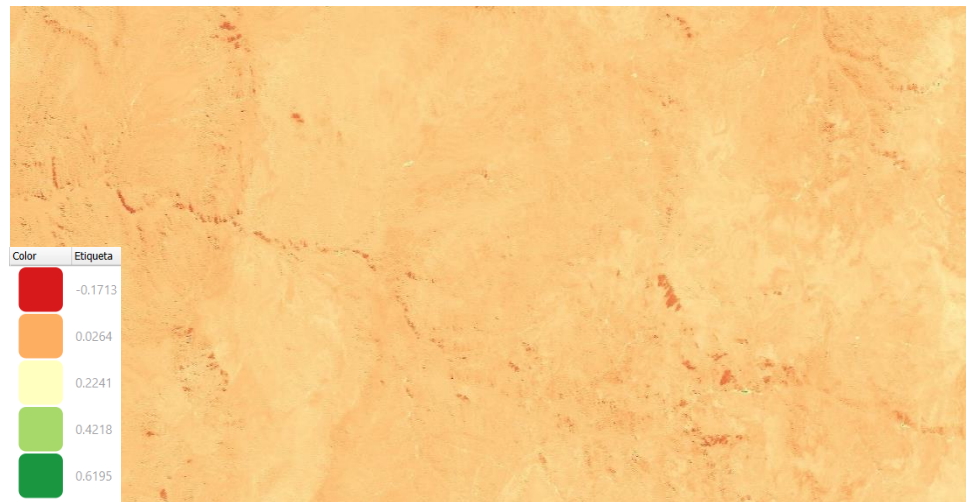


Figura 70. NDVI (Extraído de QGIS 3.2.2)

Se destaca que al igual que la combinación RGB 5-4-3 la zona no presenta presencia abundante de vegetación.

Índice de suelos (IS): Este índice se establece entre las bandas del rojo y verde visibles que corresponden a las longitudes de onda de 0.645 y 0.545 micrómetros respectivamente (figura 71).

$$IS = \frac{(RED - GREEN)}{(RED + GREEN)} = \frac{(B4 - B3)}{(B4 + B3)}$$

Las zonas más verdes indican la presencia de suelos.

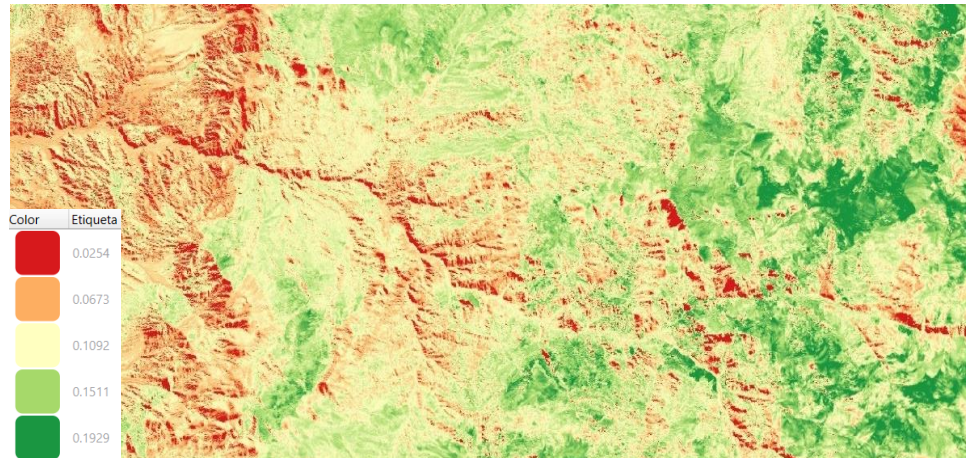


Figura 71. Índice de suelos (Extraído de QGIS 3.2.2)

Índice de óxidos de hierro (IO): Este índice resalta aquellos materiales ricos en óxidos de hierro. Este índice está dado por el cociente entre las longitudes de onda de 0.66 y 0.48 micrómetros (figura 72).

$$IO = \frac{(RED)}{(BLUE)} = \frac{(B4)}{(B2)}$$

Las zonas más rojizas indican la presencia de óxidos de hierro.

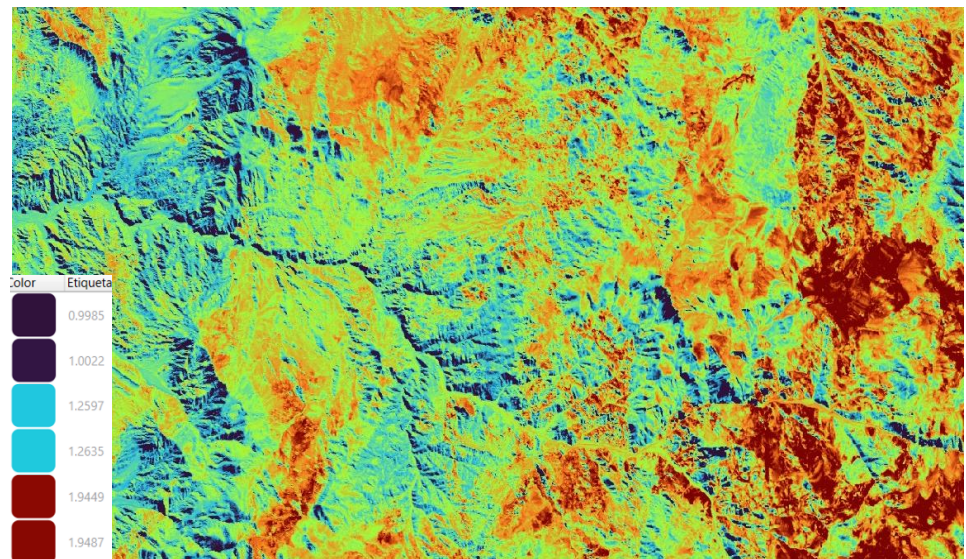


Figura 72. Índice de óxidos de hierro (Extraído de QGIS 3.2.2)

## CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

Los resultados petrográficos muestran que los flujos de lava que afloran en los Estratos de Quebrada El Romero se caracterizan por una distinta variabilidad textural. Lo más importante es que las muestras investigadas distinguen variaciones que permiten la identificación de diferentes fases en la evolución del sistema, como lo son, coladas lávicas, texturas de desequilibrio, interdigitación de flujos lávicos, brechas volcánicas, entre otros. La secuencia de lavas no presenta gran variación petrológica debido principalmente a que pertenecen al colapso de la megacaldera que se asocia a pulsos magmáticos de composiciones similares, debido a esto la variación textural de las muestras es uno de los principales factores que muestran la variación en el tiempo de enfriamiento y explosividad del magma al entrar en contacto con la superficie. Se distingue textura porfídica asociada a una doble historia térmica, condicionada al tiempo de enfriamiento de la lava, que determina las características texturales y el tamaño de los minerales. Las rocas volcánicas vistas en terreno sufrieron distintas tasas de enfriamiento. En primer lugar, ocurriría un enfriamiento lento sin cambios grandes de temperatura, formando pocos núcleos con un crecimiento rápido y generando pocos cristales de grano grueso que generan rocas porfídicas. Así mismo, en terreno se observan rocas afaníticas con abundancia de cristales, generado por un sobre enfriamiento, nucleación rápida y crecimiento más lento. De igual forma, se observan muestras asociadas a vidrio volcánico que presentan características físicas diferentes entre ellos, variando su compactación y resistencia mecánica, esto debido al sobre enfriamiento violento que afecta a la roca.

Las rocas encontradas en terreno indican según sus características petrológicas composiciones similares entre muestras, lo que indicaría condiciones de emplazamiento y desarrollo magmático similar en todas las muestras. Según Gerding (2019) las rocas de la Megacaldera Carrizalillo presentan variación en su contenido de sílice, variando entre 58,18 y 79,14 wt%, y álcalis ( $\text{Na}_2+\text{K}_2\text{O}$ ) entre 4,25 y 7,86 wt%. Las tendencias geoquímicas reflejan variaciones mineralógicas observadas petrográficamente en las unidades de la Megacaldera Carrizalillo. Lo anterior indica que las rocas de Carrizalillo son ácidas ( $\text{SiO}_2 > 65 \text{ wt}\%$ ) y según su estudio, son clasificadas como dacitas y riolitas,

En contraste con lo anterior las muestras encontradas en la presente investigación se distribuyen en un campo moderado a ácido, debido a la predominancia de muestras de composición andesítica y el bajo contenido de muestras ricas en sílice como dacitas y riolitas. Se destaca que las rocas volcánicas analizadas presentan fuerte contenido de óxidos de hierro en la estructura de la roca, además de ser en su mayoría andesitas, esto indica un moderado enriquecimiento en hierro y magnesio.

Al comparar los diagramas de elementos mayores y trazas de la Megacaldera Carrizalillo con los de sus calderas anidadas (El Durazno y Bellavista), Gerding (2019) observa similitudes y afinidades geoquímicas. Indicando que los procesos caldericos de la megacaldera y calderas anidadas fueron sucesivos y generados por pulsos magmáticos distintos, pero geoquímicamente similares, asociados a una misma fuente. Esto de igual forma sucede a menor escala, donde el miembro volcánico de los Estratos de Quebrada El Romero evidencia que las secuencias de depositación de material presentan composiciones similares pero asociados a una fraccionación del magma generando pulsos consecutivos de igual composición, como se observan en las columnas estratigráficas vistas más adelante.

Por otro lado, se observan capas de material volcánico andesítico en concordancia con material piroclástico que generan una secuencia inter digitada de depositación. Así mismo, se distinguen afloramientos de coladas de lavas sub horizontales de igual composición, que podrían representar dos escenarios de origen, el primero relacionado a coladas de lavas centimétrica depositadas en capas una sobre otra. Mientras que, por otro lado, podrían originarse por la exposición de la lava en superficie, originando grietas, diaclasamiento y fallamiento que da aspecto de lavas “estratificadas” como se observa en la figura 70B. Una colada de lava puede incorporar fragmentos de lavas preexistentes de flujos anteriores. Este puede ser de igual o diferente composición dependiendo de la composición de la fuente (Toselli, 2009); lo cual puede generar brechas magmáticas como se observa en la figura 73A.



Figura 73. Imágenes que muestran las diferencias composicionales, donde: A) Inclusión de fragmentos andesíticos por una colada de lava de composición similar. B) Colada de lava expuesta que presenta depositación en capas.

Se distinguen coladas de lava con minerales fanerocristalinos, tabulares, euhedrales a subhedrales de plagioclasa, los cuales se alinean en forma paralela a sub-paralela y sin deformación dúctil intracristalina (Figura 74). El flujo magmático se define como la deformación que se produce durante el desplazamiento del magma y la rotación de cristales como cuerpos rígidos en el seno del magma, sin la suficiente interacción entre los cristales para causar su deformación plástica intra cristalina (Paterson et al. 1989). Según González (2015), la orientación preferencial de los minerales se define como textura traquitoide, la cual se puede interpretar según dos posibilidades alternativas: (1) acumulación por flujo magmático, por lo cual se forma con un porcentaje de magma superior al del fundido crítico, o (2) es por compactación de los minerales posterior a la cristalización. La primera parece ser más adecuada para explicar la orientación de minerales sin deformación por el desplazamiento del magma. Así, cuando el magma cambia de forma sincrónicamente con su enfriamiento, los cristales que se van formando rotan libremente, lubricados por el magma, sin tocarse y sin deformarse internamente.



Figura 74. Colada de lava con dirección preferencial de fenocristales y estiramiento de los mismos en una dirección.

La mayoría de las muestras de lava presentan composiciones similares que varían en cuanto al contenido microcristalino de su masa, encontrando muestras que presentan óxidos de hierro a muestras en que su contenido microcristalino es en su totalidad de calcita. En otras zonas se observan mezclas de magma que varían de muestras dacíticas a andesíticas en su estructura indicando diferentes fuentes magmáticas y/o diferentes ambientes de formación. En la zona se registran evidencias que indican una posible diferenciación magmática asociada a un proceso de Mingling como se observa en la figura 75A que muestra 2 lavas de aspecto “lobulado” de composiciones similares que se mezclan entre ellas manteniendo sus componentes aislados. En el otro extremo se encuentran zonas de interacción de flujos de lavas que contactan entre sí, generando límites definidos entre ambos, lo que estaría indicando diferentes pulsos magmáticos consecutivos desde la misma fuente (figura 75B).

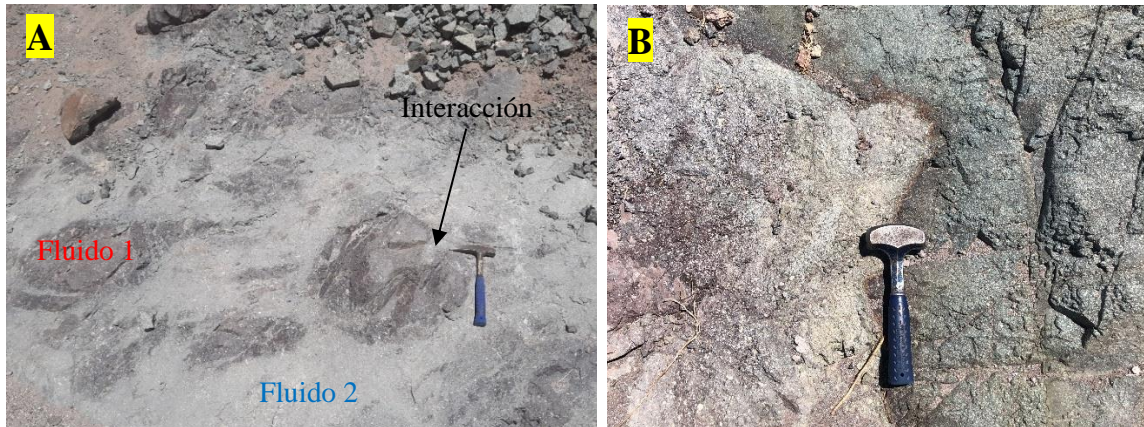


Figura 75. A) Zona de mezcla de dos fluidos (Mingling). B) Zona de interacción de 2 flujos de lava.

De manera general se distingue que la distribución de las muestras se presenta principalmente en los bordes de la caldera, donde se encuentran rocas volcánicas andesíticas a dacíticas y rocas piroclásticas asociadas a un vulcanismo más explosivo que se refleja en el material ignimbrítico de la zona como se observa en la figura 76. Esta figura presenta la relación estratigráfica entre las diferentes muestras encontradas en el sector, según la ubicación de las muestras se interpretan 5 columnas estratigráficas, las cuales permiten discriminar los diferentes eventos que ocurrieron en los Estratos de

Quebrada El Romero. Se interpretan 3 eventos de depositación de material, partiendo desde su base, se registra un primer evento de origen piroclástico, el cual solo es visible en el extremo suroeste de la megacaldera. Sobre yaciendo esta unidad se identifica el principal evento eruptivo de material, caracterizado por presentar rocas de composición andesítica y dacíticas de características composicionales similares, además de registrar eventos de depositación de material mediante flujos estratificados, y un menor contenido de brechas volcánicas. Cabe destacar que las columnas vistas no presentan una escala definida y fueron realizadas mediante las observaciones en terreno, por lo cual es necesario mencionar que este evento es el que presenta mayor exposición en la zona. El techo de la secuencia estaría formado por rocas piroclásticas asociadas a niveles agresivos de enfriamiento (identificación de ignimbritas).

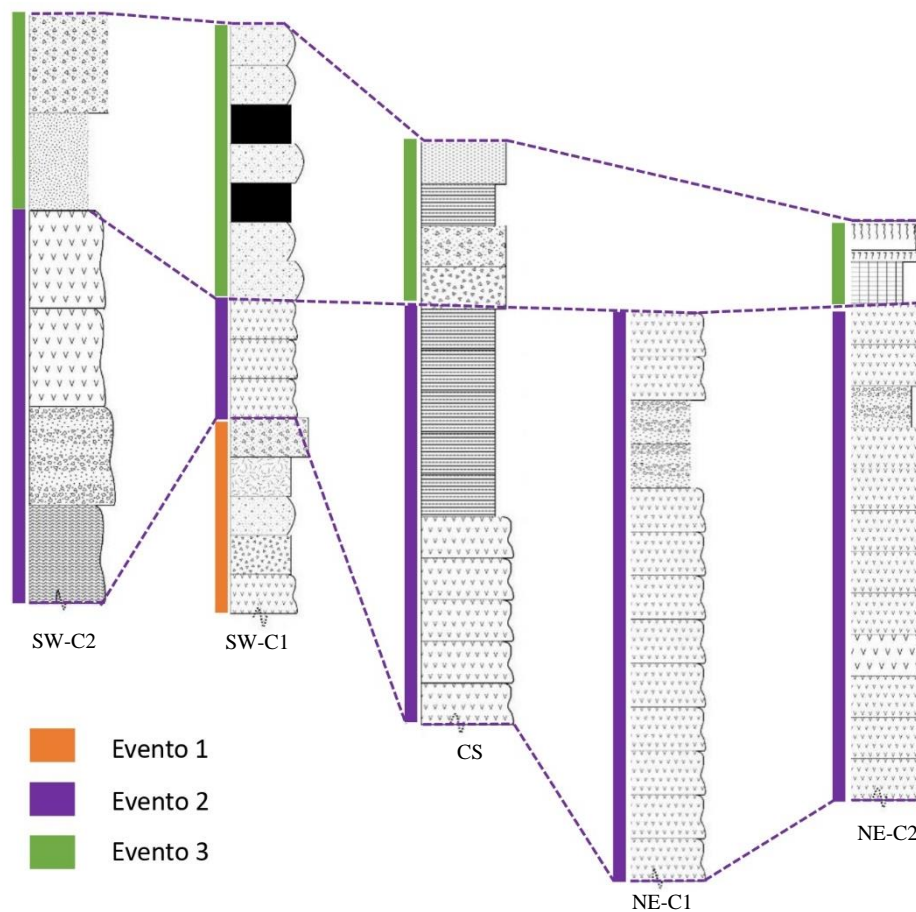


Figura 76. Asociación estratigráfica de las columnas vistas en terreno, donde se distinguen 3 eventos principales de depositación, cada columna presenta un código establecido para su zona y corte estratigráfico, por ejemplo “SW-C1” indica que pertenece a la columna 1 del sector suroeste.

En base a la interacción entre fluidos magmáticos observada en la figura 75A, se interpreta un posible resurgimiento magmático, que según Maisonneuve et al. (2021) este evento produce a una recarga magmática de las partes menos profundas del yacimiento, ya sea por extracción de partes ligeramente más profundas del sistema o debido a una recarga renovada desde mayores profundidades formando domos, flujos, sills o lacolitos de lava como se visualiza en las imágenes 75 A y B.

Por otro lado, en lo que respecta a alteraciones, el área de estudio se encuentra fuertemente afectado por óxidos de hierro, lo que se observa en el análisis mediante imágenes satelitales que permiten visualizar en mayor medida un rango de óxidos de hierro en la zona, los cuales abundarían principalmente en zonas más elevadas topográficamente. Así mismo, el contenido de arcillas es menor y las muestras de la zona no estarían tan afectadas. De manera específica se discrimina caolinita y alunita en la zona.

Respecto a las alteraciones mineralógicas vistas en las muestras, se distingue una fuerte tendencia de alteración y reemplazo mineral en las plagioclasas, las cuales se encuentran fracturadas y en su mayoría reemplazadas por epidota desde su centro hasta alcanzar sus bordes, variando el grado dependiendo de la muestra. Este proceso conocido como saussuritización se produce cuando las plagioclasas más cálcicas son estables a altas temperaturas y menos estables que las sódicas a bajas temperaturas, por lo que las plagioclasas cálcicas se alteran más fácilmente que la albita, liberando Ca y Al, para formar epidota (López y Bellos, 2006). Así mismo, otra alteración que predomina es la alteración de la biotita en clorita, esto producto de que a bajas temperaturas cualquier mineral máfico se puede alterar y formar clorita.

Las vesículas encontradas en las muestras producto de la sobresaturación en agua del magma como se mencionó anteriormente son rellenadas por minerales secundarios como la calcita y los óxidos de hierro.

Por otro lado, se distingue que la meteorización y los agentes superficiales actúan sobre las rocas de forma agresiva en el transcurso del tiempo geológico, destruyendo la estructura de los minerales y formando arcillas, como también oxidándolos. De igual forma, algunas muestras menores presentan “huellas” del hábito de minerales como la hornblenda y el piroxeno que no se encuentran en la roca.

Cabe mencionar que en la realización de la presente investigación hay aspectos que aún no están resueltos, entre los principales encontramos el contexto tectónico asociado a la zona y el control estructural local que afecta las secuencias volcánicas. Su objetivo es discriminar si las estructuras como fallas dextrales habrían jugado un rol en el colapso del techo de la cámara magmática y el emplazamiento de los cuerpos volcánicos. Estos aspectos serían resueltos mediante un análisis estructural específico para la zona con generación de mapas estructurales y control de mineralización. Así mismo, un análisis geoquímico y geocronológico lograría evidenciar el contexto tectónico durante el cual se habría formado la megacaldera, de igual forma, permitiría discriminar las variaciones composicionales en las muestras, entregando mayor información respecto a las características del magma, determinando entre otros factores la temporalidad específica de cada secuencia, y si habría ocurrido una diferenciación magmática. Por último, un estudio petrográfico a mayor detalle mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) permitiría discriminar características texturales en la secuencia de lavas con mayor precisión y menor sesgo.

## **CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES**

Los depósitos de los Estratos de Quebrada El Romero como depósitos de intracaldera, se presentan cercanos a las laderas de la megacaldera y en zonas más bajas topográficamente. Geográficamente contactan en su zona noroccidental con Lavas de Sierra la Dichosa, y afloran al interior del Plutón Cabeza de Vaca. Se observa en terreno debido a que los estratos se evidencian como secuencias estratificadas que muestran diferentes etapas de evolución y diferentes eventos temporales.

Los Estratos de Quebrada El Romero exhiben una gran variedad composicional de lavas andesíticas a dacíticas dominadas por óxidos de hierro en su matriz, que presentan en su mayoría contenido de vidrio y oquedades en su estructura. Presentan mezclas magmáticas, brechas volcánicas, flujos lávicos, entre otros.

La megacaldera habría sufrido procesos de diferenciación magmática que habrían afectado las composiciones y explosividad del magma. Esto se evidencia en el registro geológico de la zona mediante mezclas magmáticas vistas en terreno (Mingling). Este evento estaría indicando una recarga del reservorio magmático, lo cual generaría la restauración parcial de la presión dentro de la cámara magmática debido a un ascenso adicional de magma desde reservorios profundos, culminando con la etapa de colapso e iniciando la etapa de volcanismo post colapso Así mismo se habrían producido múltiples pulsos magmáticos con diferentes magnitudes registrado en la zona mediante flujos lávicos que contactan y muestran composiciones variables.

En relación a la temporalidad de los eventos, los estratos de Quebrada El Romero presentarían una secuencia de rocas piroclásticas asociadas al colapso de la Megacaldera Carrizalillo, lavas asociadas a un evento de post-colapso y depósitos lacustres característicos de la etapa de sedimentación intracaldera.

Los procesos asociados al colapso de la Megacaldera Carrizalillo se asocian a un desequilibrio en la cámara magmática generado por procesos de diferenciación que

generan interacción entre fases fluidas y ascenso de materiales composicionalmente similares, pero con características físico químicas diferentes.

## REFERENCIAS

Agusto, M., Caselli, A.T., & Poma, S. (2007). Estudio volcanológico del sector occidental de la Isla Decepción (Antártida): caracterización geoquímica y análisis evolutivo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(4), 530-544. Recuperado de [http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0004-48222007000400006&lng=es&tlng=es](http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0004-48222007000400006&lng=es&tlng=es).

Arévalo, C. (1994). La Cuenca Hornitos: Un Hemigraben Extensional del Cretácico Superior-Paleoceno en la Precordillera de Copiapó (27°-28°S): VII Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen I: 397-401.

Arévalo, C. (1994<sup>a</sup>). Mapa Geológico de la Hoja Los Loros. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo, No. 6, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Arévalo, C.; Rivera, O.; Iriarte, S. y Mpodozis, C. (1994). Cuencas extensionales y campos de calderas del Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Precordillera de Copiapó (27°-28°S), Chile. 7° Congreso Geológico Chileno, Vol. II, p.1288-1292.

Bachmann, O., Huber, C. (2016). Depósitos de magma silícico en la corteza terrestre. *Mineral.* 101, 2377–2404.

Bidegain, L. A. (2006). Petrología y Volcanología de los centros Eruptivos Basálticos Lomas Chicas, Provincias de la Pampa y Mendoza. [Tesis de titulación, Universidad Nacional de la Pampa]. Repositorio Académico Universidad de la Pampa.

Bouvet de Maisonneuve, C. Forni, F. & Bachmann. O (2021). Magma reservoir evolution during the build up to and recovery from caldera-forming eruptions: A generalizable model. Volume 218. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103684>.

Branney, M.J., Kokelaar, B.P. (1994). Volcanotectonic faulting, softstate deformation

and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 507–530.

Brenna, M., Cronin, S. J., Smith, I. E., Pontesilli, A., Tost, M., Barker, S. J., Tonga'onevai, S., Kula, T., & Vaiomounga, R. (2022). Post-caldera volcanism reveals shallow priming of an intra-ocean arc andesitic caldera: Hunga Volcano, Tonga, SW Pacific. *Lithos*, 412-413, 106614. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106614>

Caballero, V. (2014). Relaciones petrológicas y estructurales de las secuencias volcánico-plutónicas del Jurásico tardío-Cretácico temprano en el área de Calmallí-Las Palomas, Baja California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 88 pp.

Caballero, V (2018). Relaciones petrológicas y estructurales de las secuencias volcánico-plutónicas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en el área de Calmallí-Las Palomas, Baja California, México. <https://repositorioslatinoamericanos.uchile.cl/handle/2250/2260736>

Cáceres Acevedo, F. (2016). Magma storage conditions and eruptive dynamics of post-glacial effusive volcanism at Laguna del Maule Volcanic field. Disponible en <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/140208>

Cole, J. W., D. M. Milner, K. D. Spinks. (2005). Calderas and caldera structures: A review, *Earth Sci. Rev.*, 69, 1 –26.

Delgado, F., & Pavez, A. (2015). Nuevos antecedentes sobre la estructura interna de la caldera La Pacana mediante un estudio gravimétrico (Andes centrales, Chile). *Andean Geology*, 42(3). <https://doi.org/10.5027/andgeov42n3-a02>

Díaz, G. (2021). Evaluación de calderas volcánicas y su aplicación a la exploración de yacimientos mineros y energéticos en el sur del Perú. [Tesis de titulación, Universidad

Nacional Mayor de San Marcos]. Repositorio Académico Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

García-Tovar, Gloria P., & Martínez-Serrano, Raymundo G. (2011). Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 28(2), 301-322. Recuperado en 07 de enero de 2024, de [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1026-87742011000200011&lng=es&tlng=es](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742011000200011&lng=es&tlng=es).

Gaña, P.; Tosdal, R. (1996). Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile* 23 (2): 151-164

Gerding, B. (2019). Petrología de los depósitos asociados a la Megacaldera Carrizalillo en la pre-cordillera de Copiapó, Región de Atacama. [Tesis de titulación, Universidad de Atacama]. Repositorio Académico Universidad de Atacama.

Geyer, A. (2007). Dynamics and structural evolution of collapse calderas: A comparison between field evidence, analogue and mathematical models [Tesis doctoral, Universidad de Barcelona]. Repositorio Académico Universidad de Barcelona. [http://diposit.ub.edu/dspace/bitstream/2445/34909/1/00.AGT\\_PREVIOUS\\_RESUMEN.pdf](http://diposit.ub.edu/dspace/bitstream/2445/34909/1/00.AGT_PREVIOUS_RESUMEN.pdf)

Gibson, S. A. (2002). Best, M. G. & Christiansen, E. H. 2001. *Igneous Petrology*. XVI+458 pp. Oxford: Blackwell Science. DOI: 10.1017/S0016756802216507.

González, Pablo. (2008). *Textura de los cuerpos ígneos*, edición 2008. [https://www.researchgate.net/publication/270570040\\_Textura\\_de\\_los\\_cuerpos\\_igneos](https://www.researchgate.net/publication/270570040_Textura_de_los_cuerpos_igneos)

González, Pablo. (2015). *Texturas de los cuerpos ígneos*, Edición 2015. <https://www.researchgate.net/profile/Pablo-Gonzalez->

[44/publication/280599523-Texturas-de-los-cuerpos-igneos-Edicion-2015/links/56bf248408aedba0562ceba/Texturas-de-los-cuerpos-igneos-Edicion-2015.pdf](https://doi.org/10.1186/1475-2875-44-publication/280599523-Texturas-de-los-cuerpos-igneos-Edicion-2015/links/56bf248408aedba0562ceba/Texturas-de-los-cuerpos-igneos-Edicion-2015.pdf)

Halinan, S. (1993). Non-chaotic collapse at funnel calderas: gravity study of the ring fractures at Guayabo Caldera, Costa Rica. *Geology* 21, 367–370.

Hillebrandt, A. (1973). Neue Ergebnisse über den Jura in Chile und Argentinien. *Munster Forschung für Geologie und paläontologie*, No. 31/32, p. 167-199.

Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C. (1999). Hoja La Guardia, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 13, escala 1:100.000, Santiago.

Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C., Rivera, O. (1996). Mapa geológico de la Hoja Carrera Pinto. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológico, N°3, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Jensen, O. (1976). Geología de las Nacientes del río Copiapó, entre los 27°53' y 28°20' de latitud Sur, provincia de Atacama, Chile. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Kamber, B.S., Webb, G.E. (2007). Transition metal abundances in microbial carbonate: A pilot study based on in situ LA-ICP-MS analysis: *Geobiology*, 5, 375–389.

Lanzafame, G., Bolam, A., Di Muro, A., Portale, S., Donato, S., Besson, P., & Ferlito, C. (2023). Geochemistry and petrology of the Bellecombe Lava sequence, Enclos Fouqué Caldera, Piton de la Fournaise Volcano (Réunion, France). *Minerals*, 13(6), 751. <https://doi.org/10.3390/min13060751>

Lara, L., y Calderón, R. (2015). Peligro y riesgo específico asociado al volcán Chaitén: perspectiva geológica de la vulnerabilidad en el entorno de un volcán activo. *Magallania*

(Punta Arenas), 43(3), 27-35. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-22442015000300003>

Le Maitre, RW (2002). Rocas ígneas, clasificación y glosario de términos, recomendaciones de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, Subcomisión de Sistemática de Rocas Ígneas, Cambridge University Press, 236 p. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511535581>

Leshner, C. E., & Spera, F. J. (2015). Thermodynamic and transport properties of silicate melts and magma. En Elsevier eBooks (pp. 113-141). <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00005-5>

Lipman, P.W. (1984). The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.* 89B, 8801– 8841.

Lipman, P.W. (1997). Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma chamber geometry. *Bull. Volcanol.* 59, 198– 218.

Lipman, P.W. (2000b). Calderas. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Francisco, pp. 643– 662.

Lipman, P.W., (2000a.) The central San Juan caldera cluster: regional volcanic framework. *Spec. Pap-Geol. Soc. Am.* 346, 9–71.

López, J. & Bellos, Laura. (2006). Texturas y Estructuras de las Rocas Ígneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. *Miscelánea INSUGEO.* 15. 1-60.

MacKenzie, W.; Donaldson, C. y Guilford, C. (1995). *Atlas of Igneous Rocks and their textures*. Editorial Longman. 148 pp.

Martínez, Juan. (2020). Tipología de Magmas. Disponible en

[https://www.researchgate.net/publication/340964959 Tipologia de Magmas](https://www.researchgate.net/publication/340964959_Tipologia_de_Magmas)

Martínez Ramírez, P. (2014). Petrología y geoquímica de lavas recientes, al noroeste del campo geotermal del Tatio. Disponible en <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/131076>

Mercado, M. (1982). Hoja Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, 56, 1:100.000.

Miller, C.F. y Wark, D.A. (2008). Supervolcanoes and their explosive supereruptions. Elements, Vol.4, pp. 11-16.

Milner, D.M., Cole, J.W., Wood, C.P. (2002). Asymmetric, multipleblock collapse at Rotorua Caldera, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Bull. Volcanol. 64, 134– 149.

Moreno Yaeger, P. (2015). Petrología y geoquímica de la unidad Lavas Las Pataguas (33°48'S, 71°30'O), mioceno inferior. Disponible en <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/135078>

Mortimer, C. (1973). The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. Journal of the Geological Society of London, Vol. 129, p. 505-526.

Mpodozis, C. y Allmendinger, R. W. (1992). Extensión cretácica a gran escala en el norte de Chile (Puquios-Sierra de Fraga, 27°L.S.): Significado para la evolución tectónica de los Andes. Revista Geológica de Chile, 19, 167–197.

Mpodozis, C. y Kay, S. M. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28–31°S). Revista Geológica de Chile, 17, 153–180.

Mpodozis, C., Allmendinger, R. W., Jordan, T. E. (1991). La zona del Nevado de Jotabeche y Laguna del Negro Francisco: evolución tectónica y volcánica de la

estremidad meridional del Altiplano Chileno. Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas, p. 91-95. Viña del Mar.

Mpodozis, C., y Ramos, V.A. (1990). The andes of Chile and Argentina: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, v.11, p.59-90.

Murcia, Hugo F., Borrero, Carlos A., Pardo, Natalia, Alvarado, Guillermo E., Arnosio, Marcelo y Scolamacchia, Teresa. (2013). Depósitos volcánicos: términos y conceptos para una clasificación en español. Revista Geológica de América Central, (48), 15-39. Recuperado de [http://www.scielo.sa.cr/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0256-70242013000100002&lng=en&tlng=es](http://www.scielo.sa.cr/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0256-70242013000100002&lng=en&tlng=es).

Muzzio, G. (1980). Geología de la región comprendida entre el Cordón de Varillar y Sierra Las Vizcachas, Precordillera de Copiapó, Chile. Memoria de Título (inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología, 176 p. Santiago.

Nakamura N. (1974). - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38, p 757-775.

Páez, G. N. (2018). Capítulo 13: Mapeo de Rocas Ígneas. ResearchGate. [https://www.researchgate.net/publication/327847799\\_Capitulo\\_13\\_Mapeo\\_de\\_rocas\\_igneas](https://www.researchgate.net/publication/327847799_Capitulo_13_Mapeo_de_rocas_igneas)

Paterson S., Vernon R. y Tobisch, O. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. Journal of Structural Geology 11: 349-363.

Paterson, S., Fowler, T., Schmidt, K., Yoshinobu, A. y Yuan, S. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. Lithos 44: 53-82

Pérez, F., Fernández, J. Peligros asociados a los depósitos piroclásticos. Enseñanza de

las Ciencias de la Tierra. (2015). Vol. 23, Núm. 1, p. 59.

Rivera, O. y Mpodozis, C. (1991). Volcanismo explosivo del Terciario inferior en la Precordillera de Copiapó, Región de Atacama, Chile: Las calderas Lomas Bayas y El Durazno.

Rivera, O. y Mpodozis, C. (1994). La Megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas: Volcanismo sinextensional Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Precordillera de Copiapó. Proceedings 7th Congreso Geológico Chileno, Concepción, 1, 149–153.

Rivera, O.M., Falcón, M.F. (2000), Calderas tipo colapso-resurgentes del Terciario inferior en la Precordillera de la Región de Atacama: Emplazamiento de complejos volcano-plutónicos en las cuencas volcano-tectónicas extensionales Hornitos e Indio Muerto.

Rocher, S, y Vallecillo, G. (2014). Mecanismos eruptivos y procesos depositacionales del Grupo Choiyoi en el área de Las Caletas, Cordillera Frontal de San Juan, Argentina. *Andean geology*, 41(3), 589-625. <https://dx.doi.org/10.5027/andgeoV41n3-a05>

Rodríguez, N., Díaz-Alvarado, J., Fuentes, P., Sepúlveda, M. (2016). Nuevos antecedentes geológicos de la caldera bellavista, discusión sobre sus etapas de evolución y la relación con el régimen tectónico del periodo paleoceno-eoceno, norte de Chile. VIII Congreso Uruguayo de Geología, vol. I: 261-268

Sánchez-Beristain, Francisco, & López-Esquivel Kranksith, Laura. (2011). Análisis geoquímico (elementos mayores, menores, traza,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y tierras raras) de microbialitas selectas provenientes de la Formación San Casiano (Triásico Medio - Superior, NE de Italia). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(3), 399-420. Recuperado de [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1405-33222011000300003&lng=es&tlng=es](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-33222011000300003&lng=es&tlng=es).

Scandone R. (1990). Chaotic collapse of calderas. *J Volcanol Geotherm Res* 42 :285–302. Schandl, E. S. y Gorton, M. P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97,629–642.

Schäfer, N., 2006, Ni–Anomalien in Cold–Seep Karbonaten aus dem nordwestlichen Schwarzen Meer: Ist Ni ein kritisches Element bei der anaeroben Oxidation von Methan?: Göttingen, Alemania, Universidad de Göttingen, tesis de maestría, 80 p.

Segerstrom, K. (1959). Cuadrángulo Los Loros. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, Vol. 1, No. 1, 32 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

Segerstrom, K., y Parker, R.L. (1959). Cuadrángulo Cerillos Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 24, 68 p. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

Sigurdsson, H. (2015). *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Francisco, pp. 643– 662.

Silva, S.L. y Gregg, P.M. (2014). Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 282 (2014) 77–91.

Smith, R.L., Bailey, R.A. (1968). Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Am. Mem.* 116, 613–662

Sparks, R.S., Self, S y Walker, G.P. (1973). Products of ignimbrite eruptions. *Geology* 1973;1;115-118. Doi: 10.1130/0091-7613

Suárez, J. (2016). Mecanismos de transporte y acumulación durante las erupciones piroclásticas más explosivas, registradas al sur de Paipa, en la Cordillera Oriental de Colombia. Tesis, Universidad de los Andes, Bogotá, Colombia.

Torres, F. (2018). Petrología, estructura y evolución de la caldera El Durazno. Sistemas de calderas de colapso Paleoceno-Eoceno. Precordillera de Copiapó, Región de Atacama, Chile. [Tesis de titulación, Universidad de Atacama]. Repositorio Académico Universidad de Atacama.

Toselli, A. (2009). Elementos básicos de petrología ígnea. consejo nacional de investigaciones científicas y técnicas. Universidad Nacional de Tucumán., pp. 187-212.

Walker, G.P.L. (1984). Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *J. Geophys. Res.* 89B, 8407– 8416.

## **Anexo 1: Descripción petrográfica de muestras**

### Muestra MS-A8.2

La muestra vista corresponde a una roca piroclástica compuesta por cristales, piroclastos, escaso contenido de vidrio. Presenta un color gris verdoso que presenta pequeñas vesículas de menor dimensión. Se compone principalmente por vidrio (10%Vol.) traslúcido que se distribuye sobre clastos y fenocristales. Presenta clastos (3%Vol.) indeterminados de distintos colores que alcanzan los 5 mm de diámetro. De igual forma presenta cristales bien definidos de plagioclasas (3%Vol.) con leve alteración de epidota, aunque la muestra misma presenta una fuerte alteración de sílice y epidota en la matriz. Biotitas (2%Vol.) diseminadas subhedrales de tamaño que no supera el milímetro de largo. Según el tamaño de sus piroclastos la roca corresponde a una Lapillita y/o según el contenido principal a una toba vítrea (figura 77).



Figura 77. Imágenes que muestran las características de la muestra descrita, donde Cx: cristales; Cll: clastos; Óx: óxidos; Vr: vidrio.

### Muestra MS-A14

La muestra vista corresponde a una roca piroclástica compuesta por una matriz oxidada, vidrio volcánico, y escasos fenocristales. Presenta un color marrón, muy compacta. Se compone principalmente por vidrio (5%Vol.) traslúcido que se distribuye en la matriz de la roca rodeando los fenocristales. Presenta cristales bien definidos de plagioclasas (1%Vol.), y cristales de esferulitas fibrosos de hábito radial rodeados por vidrio, esto indica alta ácidos en la muestra, donde los cristales fibrosos radiales corresponden a material desvitrificado. Según el contenido principal la muestra corresponde a una toba vítrea (figura 78).

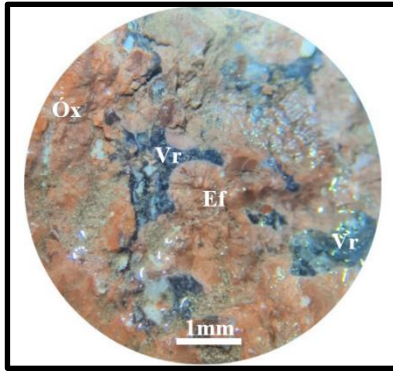


Figura 78. Imágenes que muestran las características de la muestra descrita, donde Vr: vidrio; Ef: esferulitas; Óx: óxidos.

### Muestra MS-D12

Esta roca (figura 79) es de color marrón y presenta fuerte reacción ante el ácido clorhídrico. Está compuesta por partículas muy finas con brillo vitreo. La roca según sus características correspondería a una roca sedimentaria compuesta por mineral de calcita/dolomita.

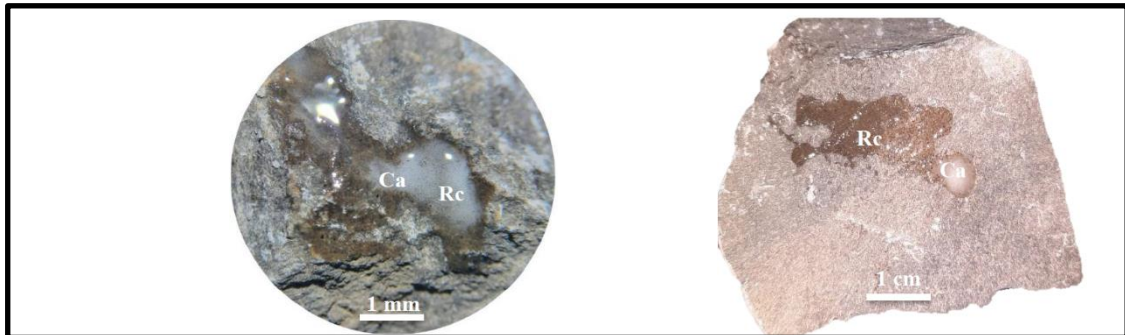


Figura 79. Imágenes que muestran las características de la muestra MS-D12, donde Ca: calcita; Rc: Reacción ácido clorhídrico.

### Muestra MS-E10

La muestra vista corresponde a una roca piroclástica compuesta cristales, piroclastos, escaso contenido de vidrio. Presenta un color gris blanquecino con pequeñas vesículas de menor dimensión. Se compone principalmente por fragmentos piroclásticos que varían de 2 a 5 mm de diámetro. De igual forma presenta cristales anhedrales de plagioclasas con leve alteración de epidota. Biotitas diseminadas subhedrales de tamaño que no supera el milímetro de largo. Presenta moderada reacción frente a ácido clorhídrico. Según el tamaño de sus piroclastos la roca corresponde a una toba lapillítica y/o según el contenido principal a una toba lítica (figura 80).

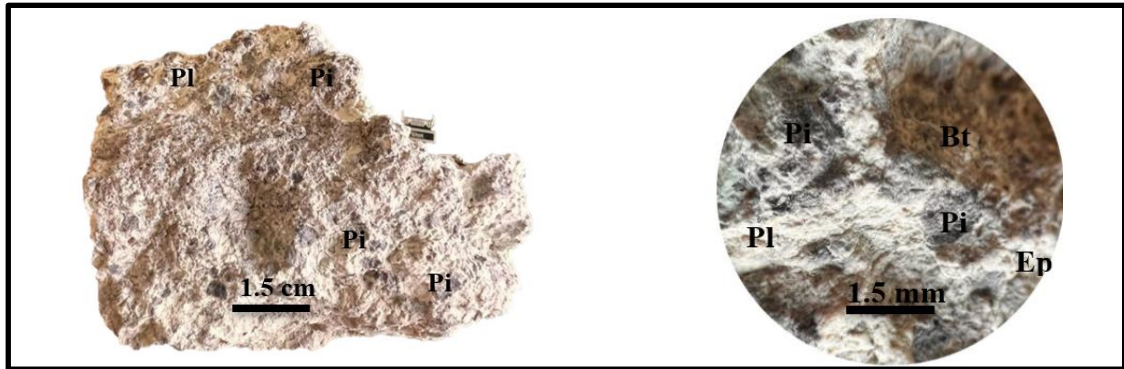


Figura 80. Imágenes que muestran las características de las muestras descritas, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ep: epidota; Óx: óxidos de hierro; Pi: piroclastos.

### Muestra MS-E11

La muestra (figura 81) corresponde a una roca piroclástica compuesta por cristales, piroclastos, escaso contenido de vidrio. Presenta un color marrón con pequeñas vesículas de menor dimensión. Se compone principalmente por cristales anhedrales de plagioclasas que varían de 1 mm a 1 cm de largo. De igual forma presenta piroclastos que varían de 2 a 5 mm de diámetro. Biotitas diseminadas subhedrales de tamaño que no supera el milímetro de largo. La matriz presenta óxido de hierro que entregan una tonalidad rojiza en la muestra. Según el tamaño de sus piroclastos la roca corresponde a una toba lapillítica y/o según el contenido principal a una toba cristalina.

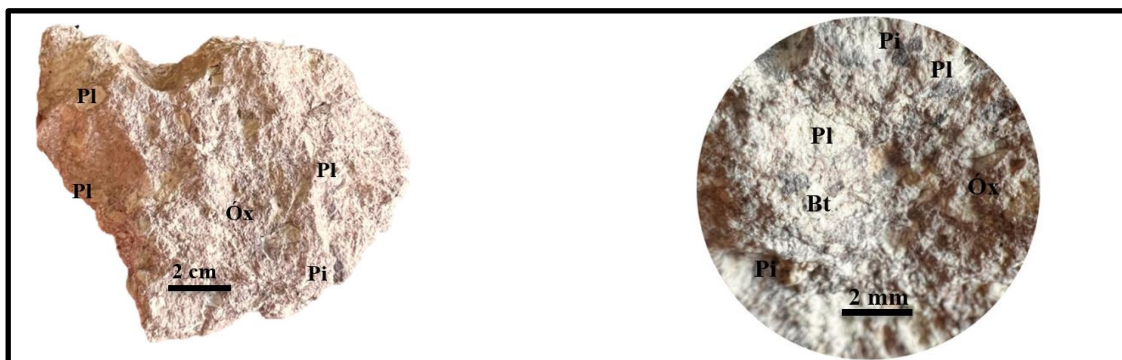


Figura 81. Imágenes que muestran las características de las muestras descritas, donde Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Óx: óxidos de hierro; Pi: piroclastos.

### Muestra MS-E16

La muestra corresponde a una roca piroclástica compuesta por ceniza volcánica compacta. Presenta un color blanco verdoso debido a una leve alteración que podría afectar el contenido principal de la muestra. Se compone principalmente de ceniza volcánica que no supera los 2 mm de diámetro. De igual forma presenta escasos piroclastos que varían de 1 a 2 mm de diámetro. Por otro lado, presenta leve contenido de pirolusita difusa. Según el tamaño de sus piroclastos la roca corresponde a una toba de ceniza gruesa (figura 82).



Figura 82. Imágenes que muestran las características de las muestras descritas, donde Px: pirolusita; Pi: piroclasto.