

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



"Petrología de los depósitos de colapso y postcolapso, y estructura del sector sur de la caldera Puquios en la Precordillera de Copiapó, Región de Atacama."

Cristian Lucas Barrientos Barrientos

2025

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



"Petrología de los depósitos de colapso y postcolapso, y estructura del sector sur de la caldera Puquios en la Precordillera de Copiapó, Región de Atacama."

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

Profesor guía Sr. Gonzalo Galaz Escanilla

Cristian Lucas Barrientos Barrientos

2025

AGRADECIMIENTOS

Al concluir esta significativa etapa, me es necesario mencionar y expresar mi agradecimiento a aquellos que fueron mi sostén en los momentos más difíciles. En ocasiones, sin percatarse, brindaron en el momento preciso palabras que avivaron mi ánimo y me impulsaron a culminar esta difícil, pero indiscutiblemente hermosa etapa.

A mi querida familia, especialmente a Yazna Barrientos, mi amada madre, quien alimentó diligentemente en mí el espíritu de superación, respeto, humildad y persistencia. A través de su comportamiento, demostró que la perseverancia y paciencia tienen su recompensa, y que la sabiduría es más valiosa que cualquier bien material. Sin su amor, sacrificio, apoyo y oración, ninguna de estas palabras se estaría escribiendo. A Robert Bonilla, mi querido padrastro, quien se preocupó amorosamente de que mi ánimo no decayera y de que en casa estuvieran las condiciones para que no dejara de lado la redacción de este documento.

A Noemi Varas Campos, al comienzo de esta tesis mi novia, hoy mi esposa y con quien tengo el privilegio de compartir mis días. Su amor, apoyo y ánimo fueron fundamentales para poder culminar este trabajo y no rendirme en los días más difíciles.

Al profesor Gonzalo Galaz, un destacado profesional de las ciencias geológicas, quien dirigió esta tesis con paciencia, entregándome valioso conocimiento y señalándome cada uno de mis errores, preocupándose por la calidad y rigor de este texto. De igual manera, quiero agradecer al profesor Patricio Castillo, quien confió en mí para utilizar el laboratorio del Departamento de Minas; sin su ayuda, la demora en la confección de esta tesis habría sido mucho mayor. La misma gratitud la guardo hacia todos los profesores del Departamento de Geología, quienes fueron grandes maestros mostrándome la belleza que esconden las ciencias de la tierra.

A mis amigos, los "geo-amiguitos", quienes convirtieron mi etapa universitaria en un recorrido ameno, haciéndome sentir su apoyo en momentos de arduo estudio y brindando risas y momentos inolvidables en los periodos de relajo.

Finalmente, a todos aquellos que creyeron en mí, que enderezaron mi camino cuando vieron que este se desvió y sabiamente aclararon mi visión. Mencionar a mi querido inspector de la ETP, Mauricio Rodríguez, de quien atesoro consejos y con quien, por su apoyo, me considero en deuda.

A todos ustedes, mi más sincero y profundo agradecimiento.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1. Problema de investigación	1
1.2. Hipótesis	4
1.3. Objetivo general	4
1.4. Objetivos específicos	4
1.5. Ubicación y accesos	4
1.6. Trabajos anteriores	6
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO	9
2.1. Calderas volcánicas: Generalidades y proceso de formación	9
2.2. Elementos estructurales y topográficos de una caldera	11
2.3. Desarrollo de una caldera	13
2.4. Modelos de colapso de calderas	13
2.5. Composiciones de las calderas	16
2.6. Depósitos relacionados a colapsos de calderas	17
2.7. Deformación frágil	22
CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO	23
3.1. Geología regional	23
3.1.1. Geología de la caldera Puquios	25
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO	27
4.1. Etapa de pre terreno	27
4.2. Trabajo de terreno	27
4.3. Etapa de post terreno	29
4.3.1. Segundo gabinete	29
4.3.2. Descripción macroscópica de muestras	30
4.3.3. Descripción de láminas delgadas	30
4.3.4. Digitalización de datos	31
CAPÍTULO 5: RESULTADOS	33
5.1. Unidades geológicas	33

5.1.1 Unidades precolapso	35
5.1.2 Unidades de colapso	36
5.1.2 Unidades de post-colapso	52
5.2 Geología estructural	54
5.2.1 Fallas normales	57
5.2.2 Fallas de rumbo de cinemática dextral	58
5.2.3 Fallas de rumbo de cinemática sinistral	62
CAPÍTULO 6: DISCUSIONES	64
6.1 Características de las unidades litológicas y su relación con el colapso caldérico	64
6.3 Geología Estructural	66
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES	72
CAPÍTULO 8: BIBLIOGRAFÍA	74

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Complejos volcano–tectónicos de edad Cretácico Superior – Cenozoico inferior entre los 27° y 28° latitud sur. Modificado de Rivera y Falcón (2000)	3
Figura 1.2: Ubicación y acceso al área de estudio, caldera Puquios, región de Atacama, Chile. Área de estudio señalada en el cuadro rojo	5
Figura 2.1: Sistemas de ascenso de magma. (A) Vías de ascenso canalizadas e intrusiones tabulares. (B) Columna de magma (según Bachmann y Huber, 2016). (C) Diapirismo y flujo descendente (según Paterson et al., 2011). Extraído de Cruden y Weinberg (2018)	9
Figura 2.2: Características generales de un colapso de caldera resurgente explosiva. Extraído de Branney (2015)	11
Figura 2.3: Mecanismos de colapso de caldera: (A) pistón, (B) piecemeal o fragmentario, (C) trapdoor o trampilla, (D) downsag. El tipo embudo puede ser agrupado como una forma de colapso	

fragmentario con una geometría preferencial. Extraído de Cole (2005).....	14
Figura 2.4: Diagrama de flujo que ilustra los tipos de fragmentos que forman un depósito volcanoclástico primario y las relaciones geométricas de los tres tipos de depósitos piroclásticos principales yaciendo sobre una misma topografía. Modificado de Wright et al. (1980).....	19
Figura 2.5: Secuencia idealizada de las unidades producto de una erupción formadora de caldera. Modificado de Branney y Acocella (2015).....	21
Figura 2.6. Representación de los distintos tipos de fallas. El tamaño de la flecha indica el protagonismo del esfuerzo, las flechas de mayor tamaño (σ_1) representan el esfuerzo principal (Modificado de Heidbach et al., 2018).....	22
Figura 2.7. Orientación y cinemática de fallas secundarias generadas según el modelo de cizalla de Riedel en un sistema sinistral con una zona de desplazamiento principal (PDZ). Modificado de Hancock et al., 1984.	22
Figura 3.1: Mapa geológico y ubicación del complejo vulcano-plutónico de calderas de colapso en la precordillera de la región de Atacama. Modificado de Arévalo (1994).....	24
Figura 3.2: Caldera Puquios representada en la Hoja de Carrera Pinto. Área de estudio señalada en el cuadro color negro. Modificado de Iriarte et al. (1996).....	26
Figura 4.1: Imagen satelital utilizada como mapa base del sector de estudio. Se observa la ubicación de los puntos de recolección de muestras para la confección de láminas delgadas.....	28
Figura 4.2: Esquema de elaboración de una lámina delgada de 30 μm de espesor. Extraído de Castro (2015).....	31
Figura 5.1: Mapa geológico del área de estudio en la caldera Puquios. Muestra la distribución y actitud de las unidades litológicas cartografiadas	34
Figura 5.2. Fotografías tomadas en campo de depósitos fuera del margen estructural de la caldera Puquios. A y B Afloramiento granítico perteneciente al Plutón Cabeza De Vaca; B: Afloramiento de caliza bioclástica en contacto con lavas andesíticas pertenecientes a la Fm. Cerro Águila.	35
Figura 5.3 Microfotografía de tobas de lapilli cristalina y sus texturas características en la caldera Puquios. Se observan cristales de feldspatos cálcicos, potásicos, biotita y magnetita inmersos en una matriz cinerítica con fragmentos vesiculados.	37
Figura 5.4. A: Disposición de las unidades de toba de lapilli lítica y toba de lapilli cristalina formando una cuña en el sector centro- sur de la caldera Puquios. B: contacto neto entre tobas de lapilli líticas y tobas cristalinas. C: muestra de toba de lapilli lítica. TLL: toba de lapilli lítica; TLC: toba de lapilli cristalina; TC: toba cristalina.....	38

Figura 5.5. Fotografía microscópica de las texturas características de las tobas de lapilli líticas de la caldera Puquios. Se observan fragmentos líticos tamaños lapilli correspondientes tobas vítreas (líticos 1 y 2) y a lavas de composición andesítica y dacíticas (líticos 3 y 4) presentes en una matriz conformado por vidrio y agregados microcristalinos de carbonatos. NP: nicoles paralelos; NC: nicoles cruzados.....	40
Figura 5.6. Textura característica de los afloramientos de toba de vítrea pertenecientes a la caldera Puquios. Se observa textura eutaxítica en matriz cinerítica (D). NP: nicoles paralelos; NC: nicoles cruzados.....	42
Figura 5.7. Afloramiento volcánico subvertical de toba de lapilli cristalina feldespática	44
Figura 5.8. Textura piroclástica de las tobas de lapilli cristalinas ricas en feldespato. El par superior representa plagioclasas fracturadas, donde la fractura se ha rellenado de vidrio con micro inclusiones de minerales opacos. El par inferior muestra agregados de feldespatos, principalmente andesina, y cristales aciculares de ilmenita junto a agregados finos de clorita que han alterado parcialmente las micas de biotita.....	45
Figura 5.9. Muestras de mano de la unidad de toba de lapilli cristalina donde es visible la presencia de malaquita y crisocola	47
Figura 5.10. Depósito de tobas cristalinas en la caldera Puquios. A: tobas cristalinas masivas afectadas por fallas. Se observan estructuras de estratificación en la parte superior; B: fragmento balístico tamaño bomba inmerso en matriz vítrea-cristalina; C: fotografía microscópica en nicoles paralelos de las tobas cristalinas (muestra CP4.1).	48
Figura 5.11. Microfotografía de las texturas características de las tobas cristalinas de la caldera Puquios en el sector central (CP3.1) y en el sector oeste (CP4.1). A: Se observa la matriz cinerítica, fragmentos de cristales, plagioclasas con texturas de corrosión, cuarzos embahados y vidrios poco vesiculados color claro en el sector central. C: Textura de las tobas cristalinas del sector oeste. Se observa vidrio más oscuro y biotitas con bandeamientos tenues. D: cristales de apatito y pómez entre canales de desgasificación en los que la fracción ceniza está ausente. NC: nicoles cruzados; NP: nicoles paralelos.....	49
Figura 5.12. Depósitos vulcano-sedimentario de brechas conteniendo nivel de tobas vitreas	51
Figura 5.13. Microfotografía de las lavas andesíticas presentes en el sector este del área de estudio en nicoles cruzados (izquierda) y nicoles paralelos (derecha). Se observa la textura porfírica seriada generalizada en la unidad, con fenocristales de plagioclasa con textura <i>sieve</i> , augita, hornblenda y minerales opacos.....	53
Figura 5.14. Conglomerado clastos-soportado perteneciente a los depósitos sedimentarios post colapso. Fragmentos blancos corresponden a material fosil.....	54
Figura 5.15. Representación de las mediciones obtenidas en las estructuras de cinemática normal, dextral y sinistral en Dips 7.0.....	56

Figura 5.16. A: Sets resultantes de la agrupación de fallas normales y su respectiva orientación espacial. B: Diagrama de Roseta mostrando la frecuencia de las mediciones en función de su dirección.....	57
Figura 5.17. Fallas normales formando un par conjugado presentes en el sector suroeste de la caldera Puquios, donde el principal esfuerzo es vertical.....	58
Figura 5.18. A: Sets resultantes de la agrupación de fallas de cinemática dextral y su respectiva orientación espacial. B: Diagrama de Roseta mostrando la frecuencia de las mediciones en función de su dirección.....	59
Figura 5.19. Estructuras plumosas (Petit, 1987) y generación de sigmoides presentes en fallas de rumbo de cinemática dextral.....	60
Figura 5.20. Plano de falla donde se observa mineralización de óxidos de hierro (magnetita) y estrías de fallas (línea roja).....	61
Figura 5.21. A: Sets resultantes de la agrupación de fallas de cinemática sinistral y su respectiva orientación espacial. B: Diagrama de Roseta mostrando la frecuencia de las mediciones en función de su dirección.....	62
Figura 5.22. A) Sets de fallas sinistral cortadas por un set de fallas sinistral posterior. B) Estructuras plumosas evidenciando cinemática sinistral de set de fallas de orientación 337/77 C) Set 1 (azul) posee una orientación de 315/77; el set 2 (negro) posee una orientación de 337/77.	63
Figura 5.23. Estructuras sigmoidales observadas en fallas de rumbo de cinemática sinistral.....	63
Figura 6.1. Primera etapa de deformación representada en un modelo de cizallamiento de Riedel (1929). PDZ: Principal displacement zone (zona de mayor desplazamiento acumulado).....	67
Figura 6.2: Marco regional de esfuerzos en el Eoceno inferior que afectaron la caldera Puquios. A) Reconstrucción de los movimientos relativos entre la placa de Farallón y la placa Sudamericana durante el Eoceno inferior en el margen oeste de Gondwana. Modificado de Pardo-Casas y Molnar (1987). B) Esfuerzo principal de dirección $\sim 10^\circ$ en un modelo de cizallamiento de Riedel para la caldera Puquios. C) representación del movimiento relativo entre la placa de Farallón y el margen oeste de Gondwana afectando el área de estudio.....	68
Figura 6.3: Segunda etapa de deformación representada en un modelo de cizallamiento de Riedel (1929). PDZ: Principal displacement zone (zona de mayor desplazamiento acumulado).....	69
Figura 6.4: Marco regional de esfuerzos en el Oligoceno superior que afectaron la caldera Puquios. A) Reconstrucción de los movimientos relativos entre las placas de Farallón-Nazca y Sudamericana. Modificado de Pardo-Casas y Molnar (1987). B) Esfuerzo principal de orientación \sim EW según modelo de Riedel para la caldera Puquios. C) representación del movimiento relativo entre la placa de Farallón y el margen sudamericano durante el Oligoceno superior.....	70

Figura 6.5. Modelo de deformación para la caldera Jorquera. Modificado de Abarcia (2023).....71

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1: Ubicación y litología de las muestras recolectadas en terreno para preparación de lámina delgada29

RESUMEN

En la precordillera de la región de Atacama existe evidencia de una intensa actividad volcánica y plutónica que generó potentes secuencias volcánicas y sedimentarias durante el Cretácico Superior–Eoceno inferior. Estas secuencias se han interpretado como complejos volcano-plutónicos emplazados durante el ciclo evolutivo de calderas de colapso, que constituyen el relleno de grandes cuencas extensionales, tales como las cuencas Hornitos e Indio Muerto (Arévalo, 1994). Uno de estos complejos se denomina caldera Puquios y corresponde a una estructura volcánica de colapso ubicada a 56 km de Copiapó, la cual se formó al final del ciclo evolutivo de la cuenca Hornitos (Rivera y Mpodozis, 1994).

Se realizó un levantamiento geológico-estructural, siguiendo una metodología que incluyó una etapa pre-terreno, un mapeo de campo y una etapa post-terreno. En la etapa de pre-terreno, se recopilaron antecedentes bibliográficos y se procesaron imágenes satelitales, con el fin de confeccionar mapas base y definir zonas de interés. Durante el trabajo de campo, se llevó a cabo el mapeo geológico en áreas estratégicas, con la identificación y cartografía de unidades litológicas, recolección de muestras de roca, mediciones estructurales y documentación fotográfica. Finalmente, en la etapa de post-terreno, las muestras fueron organizadas y analizadas macroscópicamente, seleccionándose 13 muestras para la confección de láminas delgadas para un análisis microscópico mediante microscopía de luz polarizada. Finalmente, los datos fueron digitalizados y procesados en ArcGIS Pro y Adobe Illustrator CS6 para la elaboración de mapas geológicos con el fin de determinar sus diversas facies, características petrográficas, relaciones de contacto y características estructurales, que permitan contextualizar la formación de la caldera en el marco evolutivo del margen continental.

En base a datos obtenidos se determinan cinco unidades litológicas informales de colapso: toba cristalina, toba de lapilli lítica, toba de lapilli cristalina, toba vítrea, toba de lapilli

cristalina feldespática y dos unidades informales post colapso: coladas de lavas andesíticas y brechas de colapso. Las características de las distintas unidades permiten diferenciar entre depósitos primarios de tipo flujo piroclástico, oleadas de cenizas y depósitos epivolcanoclásticos secundarios, además de la identificación de facies de intracaldera y borde de caldera.

Basado en el control y análisis de un total de 56 fallas con distinta cinemática, se propone un modelo de deformación volcano-tectónica de dos etapas, la primera de edad Eoceno inferior con un esfuerzo principal σ_1 de dirección ~N10E y una segunda etapa de edad Oligoceno superior con un σ_1 de dirección ~EW.

Palabras clave: CALDERA PUQUIOS - CALDERA DE COLAPSO - GEOLOGÍA ESTRUCTURAL - DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS - DEFORMACIÓN VOLCANO-TECTÓNICA

ABSTRACT

In the precordillera of the Atacama region, there is evidence of intense volcanic and plutonic activity that generated thick volcanic and sedimentary sequences during the Late Cretaceous–Early Eocene. These sequences have been interpreted as volcano-plutonic complexes emplaced during the evolutionary cycle of collapse calderas, which constitute the infill of large extensional basins, such as the Hornitos and Indio Muerto basins (Arévalo, 1994). One of these complexes is called the Puquios caldera, a volcanic collapse structure located 56 km from Copiapó, which formed at the end of the evolutionary cycle of the Hornitos basin (Rivera y Mpodozis, 1994).

A geological-structural survey was conducted following a methodology that included a pre-fieldwork stage, field mapping, and a post-fieldwork stage. During the pre-fieldwork stage, bibliographic data were compiled, and satellite images were processed to create base maps and define areas of interest. In the fieldwork stage, geological mapping was carried out in strategic areas, including the identification and cartography of lithological units, rock sample collection, structural measurements, and photographic documentation.

Finally, in the post-fieldwork stage, the samples were organized and analyzed macroscopically, selecting those suitable for thin-section preparation. Petrographic criteria were applied for classification and analysis using polarized light microscopy. The data were subsequently digitized and processed in ArcGIS Pro and Adobe Illustrator CS6 to create geological maps, aiming to determine the various facies, petrographic characteristics, contact relationships, and structural features that provide context for the caldera's formation within the evolutionary framework of the continental margin.

Based on the obtained data, five informal collapse-related lithological units were identified: crystalline tuff, lithic lapilli tuff, crystalline lapilli tuff, vitric tuff, and feldspathic crystalline lapilli tuff. Additionally, two post-collapse informal units were recognized: andesitic lava flows and collapse breccias. The characteristics of these units allow differentiation between primary deposits such as pyroclastic flow deposits and ash surge deposits, as well as secondary epi-volcanoclastic deposits. Furthermore, intracaldera and caldera rim facies were identified.

Based on the control and analysis of a total of 56 faults with different kinematics, a two-stage volcano-tectonic deformation model is proposed. The first stage, dated to the Early Eocene, corresponds to a principal stress σ_1 oriented $\sim N10E$, while the second stage, dated to the Late Oligocene, exhibits a σ_1 oriented $\sim EW$.

Keywords: PUQUIOS CALDERA - COLLAPSE CALDERA - STRUCTURAL GEOLOGY - PYROCLASTIC DEPOSITS - VOLCANO-TECTONIC DEFORMATION.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Problema de investigación

Una caldera volcánica es una de las estructuras geológicas de gran escala más imponentes en la superficie terrestre, caracterizada por el hundimiento vertical o subvertical del terreno, lo cual puede ser tanto causa como consecuencia del vaciamiento parcial o total de un reservorio magmático subyacente (e.g., Gregg et al., 2012). En la actualidad, el estudio acerca de los colapsos de caldera ha ganado mayor notoriedad debido a distintas razones, como (1) su potencial como zonas de concentración de mineralización producto de su intensa actividad hidrotermal post-eruptiva (Lipman, 1984; Elston y Plumlee, 1994; Rytuba, 1994), (2) la posibilidad de generar fuentes de actividad geotérmica (Heiken, 1986; Goff et al., 1986) y (3) su potencial destructivo (Newhall y Dzurisin, 1988; Geyer et al., 2006).

Durante las últimas décadas, las investigaciones sobre colapsos de caldera han empleado distintas herramientas, entre las que se incluyen el análisis geológico-estructural de calderas jóvenes (e.g., Gudmundsson, 1998), modelos analógicos (e.g., Komuro, 1987; Martí et al., 1994; Acocella et al., 2000; Roche et al., 2000; Geyer et al., 2006), modelos numéricos (e.g., Folch y Martí, 2004; Hardy, 2008; Holohan et al., 2011) y técnicas geofísicas de estudio y monitoreo (e.g., Walker, 1984; Holohan et al., 2005; Lowenstern et al., 2006), entre otras. En cuanto al estudio de calderas silíceas, las cuales presentan un grado de explosividad intrínsecamente mayor que otros tipos de calderas (e.g., calderas basálticas), se requiere tener en consideración su mayor grado de heterogeneidad, la superposición de estructuras preexistentes, su asociación con la evolución de la cámara magmática y el control del régimen tensional regional (Folch y Martí, 2009; Saxby et al., 2016).

La presencia de calderas volcánicas silíceas en la precordillera de Atacama se atribuye a una combinación de factores que incluyen el contexto tectónico transpresional global,

asociado a un engrosamiento cortical y generación de cámaras magmáticas altamente diferenciadas (e.g., Hughes y Mahood, 2008), así como extensiones locales generadas en márgenes activos oblicuos, debido a curvaturas en las fallas transcurrentes que acomodan la deformación cortical (Scheuber y González, 1999).

En este sentido, como resultado de la subducción oblicua de la placa Farallón bajo la placa Sudamericana durante el Cretácico Superior al Eoceno, se produjo un proceso de compresión/transpresión cortical (Ramos, 2009). Este proceso condujo a la formación de un complejo volcano-plutónico, donde se evidencia el colapso y la resurgencia de múltiples calderas volcánicas silíceas desarrolladas dentro de cuencas volcano-tectónicas extensionales y transtensionales dextrales (Arévalo y Mpodozis, 1994; Abarcia, 2023).

Una de las más extensas e importantes es la denominada megacaldera Carrizalillo, la cual constituye una franja de más de 350 km de largo y un ancho que varía entre 30 y 60 km, delimitada en su margen noroeste por un cuerpo intrusivo subanular denominado plutón Cabeza de Vaca, mientras que su margen este, está delimitado por la Falla La Ternera. Dentro de esta megacaldera se encuentran las calderas El Durazno, Lomas Bayas, Agua Nueva y Bellavista. Estas se caracterizan por la erupción de magmas predominantemente calcoalcalinos potásicos y están delimitadas por estructuras normales e inversas subanulares locales, así como extensas fallas transtensionales longitudinales (Rivera y Mpodozis, 1991; Mpodozis et al., 1992; Rivera y Falcón, 2000; Torres, 2018; Gerding, 2019).

En el margen estructural externo de la megacaldera Carrizalillo se ubica la caldera Puquios (Fig. 1.1), desarrollada en la etapa final de la formación de la cuenca volcano-tectónica Hornitos (Arévalo, 1994). En este contexto, se registró una importante actividad volcánica cuyos productos, entre ellos piroclásticos, volcano-sedimentarios y lavas, se depositaron en un basamento precolapso de edad paleozoica a paleocena (Iriarte et al., 1996). No obstante, se han observado discrepancias entre las características petrológicas (composición y rasgos texturales) y su distribución en los depósitos documentados por ciertos investigadores (c.f., Sepúlveda et al., 1982; Iriarte et al., 1996) y las observaciones de campo realizadas en este estudio.

Por otro lado, algunos autores proponen que estas calderas de colapso se originaron a través de la generación de fallas normales en un régimen tectónico extensional generalizado (Mpodozis y Allmendinger, 1992; Rivera y Mpodozis, 1994; Gerding, 2019), mientras que otros sostienen que se desarrollaron mediante fallas transcurrentes en un contexto tectónico (i) transpresional-dextral relacionado al Sistema de Fallas de Domeyko (Abarcia, 2023); o (ii) transpresional-sinistral (Arévalo et al., 1994). Por consiguiente, se busca realizar un levantamiento geológico-estructural exhaustivo, junto con un análisis petrológico para definir las distintas facies volcánicas desarrolladas durante el colapso, darles un contexto evolutivo y asociar el desarrollo de la caldera a un régimen tectónico.

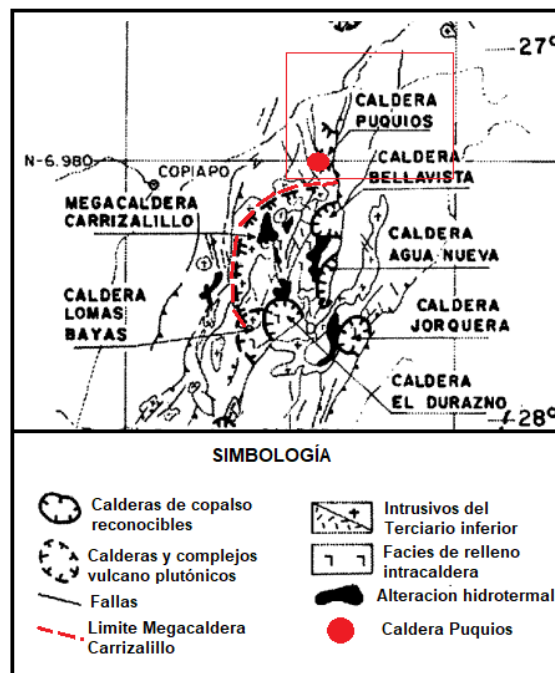


Figura 1.1 Complejos volcánico-tectónicos de edad Cretácico Superior – Cenozoico inferior entre los 27° y 28° latitud sur. Modificado de Rivera y Falcón (2000).

1.2. Hipótesis

El estudio de las estructuras presentes en la caldera Puquios establece el régimen de esfuerzos locales que actuaba durante su desarrollo y relacionarlo con la tectónica distrital. Las facies volcánicas presentes en la caldera muestran similitudes con las de otras calderas volcánicas generadas en contexto del desarrollo de la Megacaldera Carrizalillo. Además, la distribución espacial de estas facies estaría influenciada tanto por el proceso de colapso como por las estructuras tectónicas regionales que controlaron su evolución.

1.3. Objetivo general

- Proponer un modelo geológico-estructural preliminar acerca de la formación y evolución de la caldera Puquios.

1.4. Objetivos específicos

- Establecer la distribución de las unidades litológicas, sus características petrográficas y las relaciones temporal-relativa entre ellas.
- Establecer la distribución, cinemática y relación temporal de las estructuras geológicas presentes en la caldera, incluyendo fallas, pliegues, diques y otras estructuras, para comprender la dinámica tectónica y la historia estructural local.

1.5. Ubicación y accesos

La zona de estudio se encuentra en la precordillera de la región de Atacama, aproximadamente a 56 km al noreste de la ciudad de Copiapó. Sus límites geográficos

están definidos por las coordenadas UTM (DATUM WGS84-19S) 6990200-6979000 m N y 416700-424100 m E. El acceso se realiza desde Paipote, en la comuna de Copiapó, recorriendo aproximadamente 25 km en dirección noreste por caminos asfaltados hasta llegar al camino C-365. A partir de allí, el trayecto continúa por aproximadamente 31 km a través de caminos de asfalto, ripio y tierra hasta llegar al sector sur de la caldera (Fig. 1.2).

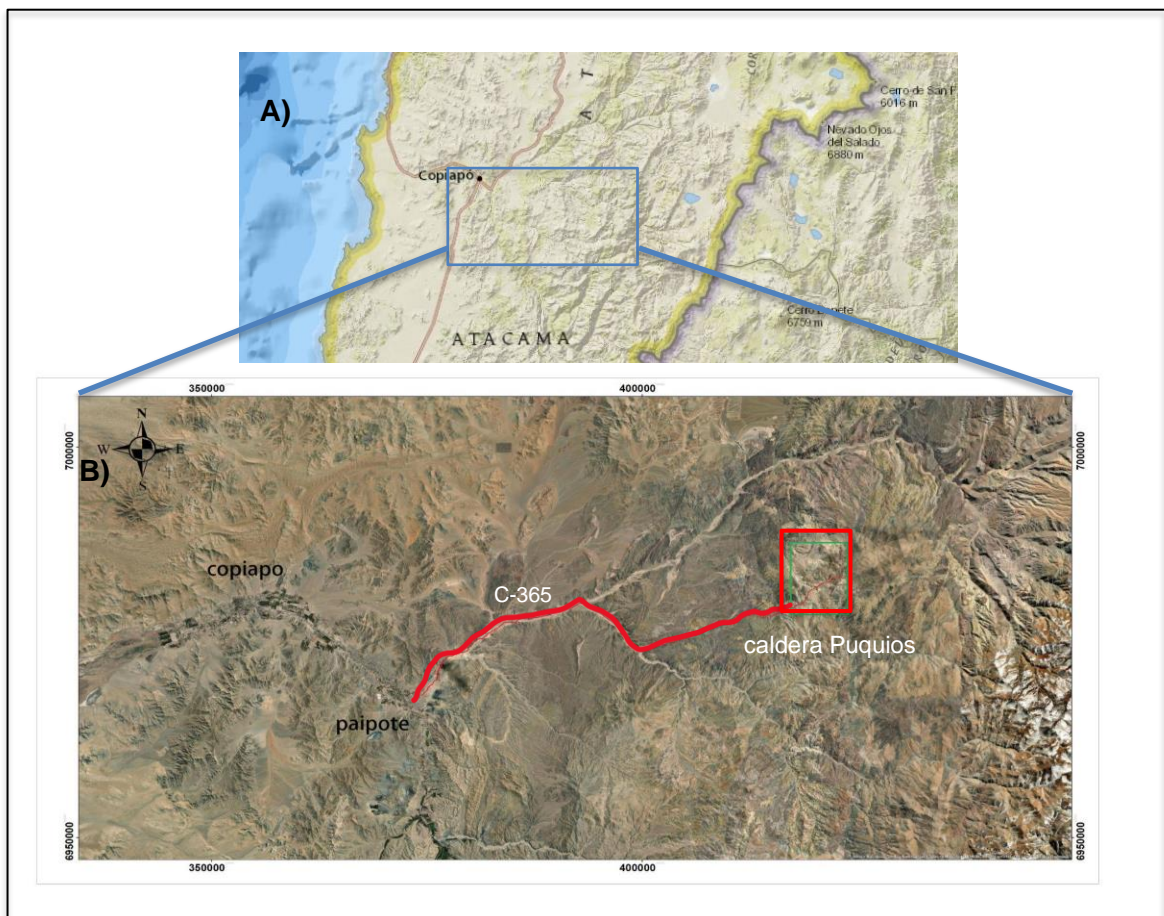


Figura 1.2. Ubicación y acceso al área de estudio, caldera Puquios, región de Atacama, Chile. Área de estudio señalada en el cuadro rojo.

1.6. Trabajos anteriores

Arévalo (1994): “La cuenca Hornitos: Un hemigraben extensional del Cretácico Superior-Paleoceno inferior en la precordillera de Copiapó.”

El autor propone durante el Cretácico Superior – Paleoceno inferior el sector presenta características que son relacionables a un modelo de extensión asimétrica mediante cizalle simple a lo largo de una franja que se extiende a lo largo de 85 kilómetros.

Arévalo et al. (1994): “Cuencas extensionales y campos de calderas del Cretácico Superior – Terciario inferior en la precordillera de Copiapó (27°-28°S), Chile.”

Los autores realizan una síntesis e interpretación geológica, a la vez que presentan nueva evidencia para el Cretácico Superior – Eoceno inferior. Se sugiere que durante este periodo en la precordillera de Copiapó, la cuenca Hornitos se formó como una depresión volcanotectónica, donde las estructuras y unidades presentes parecen estar relacionadas a zonas de transferencia de fallas de rumbo. Además, concluyen que es una limitación el uso de criterios puramente estratigráficos al analizar estos terrenos.

Iriarte (1994): “La caldera Jorquera: Una estructura de colapso del volcanismo explosivo del Paleoceno-Eoceno inferior en la precordillera de Copiapó, III Región, Chile.”

El autor describe las facies presentes en la caldera, la relaciones con su entorno geológico, modificando la literatura anterior respecto a la estratigrafía y entrega antecedentes, tanto de la evolución tectónica de la zona como de la evolución de la caldera, donde propone 3 etapas de formación.

Iriarte et al. (1996): “Mapa geológico de la hoja Carrera Pinto, región de Atacama. Escala 1:100.000.”

Mapa geológico que abarca la zona de Carrera Pinto, La Puerta, Sierra Potrerillos y Sierra Garín Viejo redefiniendo algunas de las unidades descritas y mapeadas por Sepúlveda y Naranjo (1982) en el mismo sector.

Mpodozis y Allmendinger (1992): “Extensión cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios-Sierra Fraga, 27°S): Significado para la evolución tectónica de los Andes.”

Los autores determinan que en un periodo ubicado entre el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior ocurrieron dos episodios de extensión, uno con una dirección NW-SE y otro con una dirección SW-NE. Estos dieron orígenes a unidades alóctonas de carácter extensional.

Rivera y Falcón (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.”

Los autores indican que el ciclo de formación de calderas se dio de manera simultánea tanto en la cuenca volcano-tectónica Hornitos como en la de Indio Muerto en un ambiente tectónico extensional (transtensión dextral), sin embargo, la apertura de la cuenca Hornitos (~72 Ma, edad radiométrica en hornblenda pertenecientes a lavas pre-caldera de sierra La Dichosa) se dio al menos 8 Ma antes del comienzo de la formación de las calderas, indicando tasas de extensión superiores en la región de Copiapó, lo que no permitió el desarrollo estable de cámaras magmáticas, las cuales posteriormente colapsaron formando calderas volcánicas.

Rivera y Mpodozis (1994): “La megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas: Volcanismo sinextensional Cretácico Superior- Terciario inferior en la precordillera de Copiapó.”

Los autores estudian la megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas, interpretando volcanismo sin-extensional dextral Cretácico Superior-Paleoceno inferior debido al estilo de convergencia entre las placas de Farallón y Sudamericana.

Torres (2008): “Petrología, estructura y evolución de la caldera El Durazno, Precordillera de Copiapó, Región de Atacama, Chile. Tesis. Universidad de Atacama.”

El autor realiza un estudio petrológico-estructural a la caldera El Durazno, analizando su relación con la megacaldera Carrizalillo y propone un modelo evolutivo compuesto por tres etapas principales, cada una de las cuales generó depósitos y estructuras características.

Gerding (2019): “Petrología de los depósitos asociados a la Megacaldera Carrizalillo en la pre-cordillera de Copiapó, Región de Atacama.”

El autor estudia la Megacaldera Carrizalillo, realizando un levantamiento geológico, muestreo y análisis geoquímico. Los resultados identificaron siete unidades geológicas informales, siendo las rocas predominantemente dacitas y riolitas. Se concluye que la megacaldera se originó en un régimen extensional y pasó por procesos de colapso, resurgencia y actividad hidrotermal. Las calderas anidadas comparten afinidades geoquímicas, reflejando un reservorio magmático común.

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1. Calderas volcánicas: Generalidades y proceso de formación

El emplazamiento de cuerpos magmáticos es un proceso fundamental que ha moldeado gran parte de la corteza terrestre (Menand, 2011). El magma se origina por la fusión parcial de la corteza inferior y el manto superior, distribuyéndose en diversos entornos tectónicos conocidos, ya sean compresivos o extensivos. Esto ocurre producto de la descompresión, aumento de temperatura o adición de volátiles (Petford et al., 2000; Menand, 2011). Una vez acumulado, el magma puede ascender de distintas maneras, como el diapirismo o el ascenso por canales, estancándose en distintos niveles de la corteza, lo que resultará en el emplazamiento de plutones (Fig. 2.1) (Cruden y Weinberg, 2018).

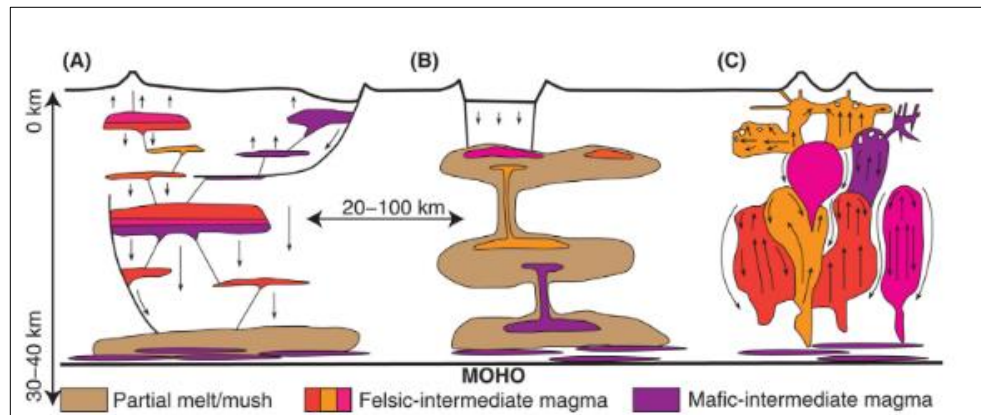


Figura 2.1. Sistemas de ascenso de magma. (A) Vías de ascenso canalizadas e intrusiones tabulares. (B) Columna de magma (según Bachmann y Huber, 2016). (C) Diapirismo y flujo descendente (según Paterson et al., 2011). Extraído de Cruden y Weinberg (2018).

Los grandes reservorios magmáticos alojados en la corteza pueden desarrollarse de distintas maneras hasta llegar a ser cuerpos con dimensiones masivas, desarrollándose en periodos de tiempo que comprenden 10^5 – 10^6 años, periodo en el cual el reservorio puede

enfriarse de manera progresiva hasta finalmente cristalizar en profundidad o vaciarse, parcial o totalmente, en un evento eruptivo de gran volumen formando calderas volcánicas (Lipman, 2007; Bachmann y Bergantz, 2008).

Las calderas volcánicas son reconocidas en terreno como grandes depresiones topográficas circulares o semicirculares desarrolladas en ambientes volcánicos, y son el resultado de la subsidencia del techo de una cámara magmática durante un evento eruptivo (Fig. 2.2) (Cole et al., 2005). Esto puede ocurrir en asociación con volcanismo de cualquier composición y en cualquier entorno tectónico (Geyer et al., 2006). Sin embargo, en comparación con el volcanismo basáltico, las principales y mayores erupciones que dan lugar a la formación de calderas son el resultado de un volcanismo silíceo (Lipman, 1984; Newhall y Dzurisin, 1988). Como resultado de este proceso, se genera una variedad de depósitos relacionados a la erupción, conformados por ignimbritas, brechas, megabrechas, lavas, que normalmente son recubiertos por sedimentos volcanoclásticos lacustres posteriores al colapso (Branney y Acocella, 2015).

Aunque las calderas pueden desarrollarse de manera diferente en diversas partes del mundo, existen similitudes importantes que permiten identificar un ciclo general en su formación. Este ciclo general incluye actividad volcánica premonitoria, una erupción culminante, la formación de la caldera y la actividad posterior a su formación, la cual podría dar lugar a la formación de un domo resurgente en el interior (Lipman, 1997; Watts, 2019; Zernack y Procter, 2021).

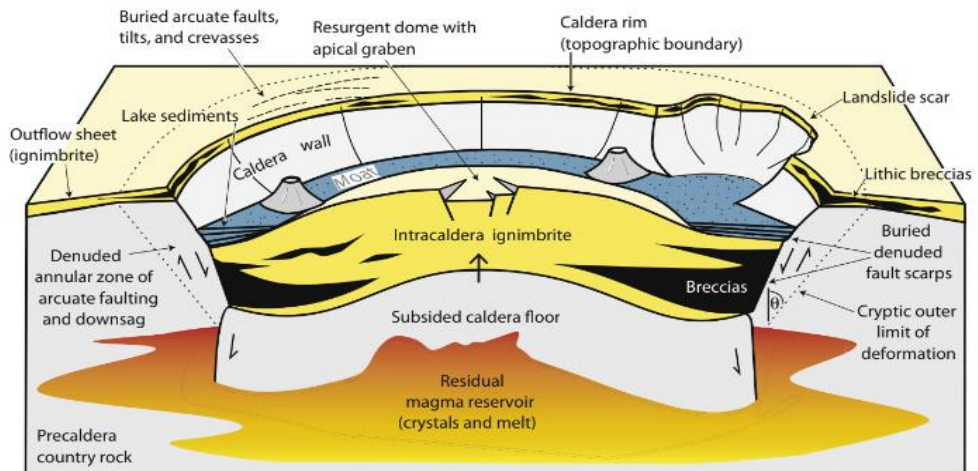


Figura 2.2. Características generales de un colapso de caldera resurgente explosiva. Extraído de Branney (2015).

2.2. Elementos estructurales y topográficos de una caldera

A través del tiempo, estudios geológicos realizados en calderas lo suficientemente erosionadas han determinado características estructurales que las distinguen (Geyer y Martí, 2014; Branney, 2015). Algunas de las más importantes se resumen a continuación:

-Límites estructurales del bloque colapsado: está conformado por una serie de fallas anulares que acomodaron la subsidencia. En calderas altamente erosionadas, estos límites pueden aparecer como diques anulares, que se formaron a lo largo de las fallas anulares durante o después del colapso. Generalmente tienen una forma semicircular, aunque esta geometría puede ser influenciada por estructuras y esfuerzos regionales (Lipman, 1984; Gudmunsson, 1998; Acocella et al., 2000).

-Pared topográfica interna: está definida como un área o talud donde existe una discontinuidad entre las rocas formadas anteriormente al desarrollo de la caldera y los depósitos generados por el colapso que rellenarán la caldera (Lipman, 1984; Branney y Acocella, 2015).

-Suelo de caldera: Es el resultado del mecanismo de hundimiento ocurrido durante su formación, pudiendo distinguirse tres casos extremos. En el primer caso, el suelo se hunde de manera coherente, sin fracturamiento significativo. En el segundo caso, se forma un área de brechas caóticas e incoherentes, delimitada por una extensa zona de fallas que se difuminan hacia las rocas de las paredes de la caldera. En el tercer caso, se genera una depresión con geometría de embudo y un conducto central. En la mayoría de las calderas, el hundimiento de un bloque relativamente intacto y coherente es el escenario más común (Cole et al., 2005; Branney y Acocella, 2015).

-Depósitos de relleno de la caldera: Los productos volcánicos acumulados dentro de una caldera, tanto antes, durante como después del evento de hundimiento, suelen consistir en potentes ignimbritas intensamente soldadas con contenido variable de cristales, tobas gruesas de flujo de intracaldera con diversas zonificaciones, brechas de colapso intercaladas con bloques desprendidos de las paredes, además de roca sedimentaria y volcánica depositada tras el colapso. Estos depósitos de relleno a menudo muestran una fuerte alteración hidrotermal, lo que los distingue de los depósitos circundantes. En general, la historia del hundimiento, así como los procesos eruptivos, erosivos y sedimentarios, quedan registrados en las composiciones, espesores y facies de los depósitos acumulados (Branney y Acocella, 2015; Lipman et al., 2015)

-Fallas anulares: son fallas concéntricas que acomodan el hundimiento de la caldera. En general se acepta la idea de la formación de fallas anulares exteriores, las cuales tienen una cinemática normal y un manteo hacia el interior de la caldera, y la formación paralela de fallas anulares interiores con una cinemática inversa, y con un manteo hacia el exterior. La cantidad de fallas depende principalmente de la geometría del depósito en profundidad (Walker, 1984; Gudmundsson y Nilsen, 2006; Acocella, 2007).

2.3 Desarrollo de una caldera

El desarrollo de una caldera puede ser dividido en 4 etapas que describen coherentemente su evolución (Lipman, 1984; De Silva, 2008; Bachman et al., 2012; Bouvet de Maisonneuve et al., 2021). En una primera etapa (I), se observa un volcanismo precolapso que con frecuencia es acompañado de una tumescencia, la cual no siempre es preservada en calderas pequeñas (Maccaferri et al., 2017). En una segunda etapa (II), ocurre la subsidencia topográfica debido al vaciamiento de la cámara magmática (Acocella, 2000; Gudmundsson y Nilsen, 2006). En la tercera etapa (III) existe un magmatismo post-colapso y posible resurgencia, acompañada de volcanismo disperso por las estructuras formadas y una elevación central provocada por la intrusión de complejos de sills (Fracchia, 2009; Pérez-Orozco et al., 2021). En la cuarta etapa (IV), se produce una importante actividad hidrotermal y posible mineralización. Esta actividad hidrotermal puede estar presente a través de todo el periodo de formación de una caldera, pero toma una mayor relevancia en la última etapa (Metrich et al., 2011).

2.4. Modelos de colapso de calderas

El colapso de una caldera puede producirse sobre estructuras preexistentes, como fallas regionales (e.g., Simakin y Ghassemi, 2010), o sobre fallas desarrolladas durante la formación de la caldera (e.g., Gudmundsson, 1998). La forma de la zona de colapso estará influida, entre otros factores, por la profundidad, el tamaño y la forma de la cámara magmática (Acocella, 2007). Durante este proceso, el suelo de la caldera puede adoptar diversas geometrías y mostrar distintos grados de desintegración. En la literatura, se han propuesto distintos mecanismos de colapso, basadas en la observación de calderas que han experimentado suficiente erosión. A continuación, se presentan los mecanismos propuestos por Cole et al. (2005).

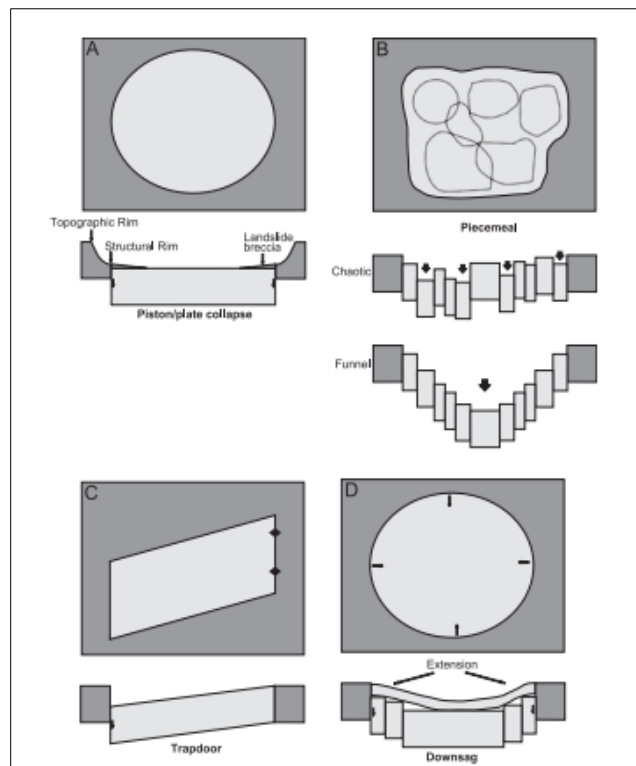


Figura 2.3. Mecanismos de colapso de caldera: (A) pistón, (B) piecemeal o fragmentario, (C) trapdoor o trampilla, (D) downsag. El tipo embudo puede ser agrupado como una forma de colapso fragmentario con una geometría preferencial. Extraído de Cole (2005).

Colapso tipo pistón

El suelo de la caldera colapsa de manera coherente a lo largo de las fallas anulares, donde el desplazamiento es significativamente mayor que en las fallas internas de la caldera. Las unidades volcánicas anteriores al hundimiento dentro de la caldera deben ser planas o con variaciones mínimas en su espesor (Lipman, 2000).

Colapso tipo *piecemeal* o fragmentario

Este tipo de caldera se caracteriza por tener múltiples centros de colapso que generan bloques menores, lo que lleva a una pérdida significativa de la coherencia del suelo y a la formación de una mega brecha. Este colapso puede ser causado por factores como cámaras magmáticas anidadas con actividad volcánica superpuesta, donde una erupción desencadena otra. Un ejemplo de este tipo es la caldera Scafell en Inglaterra (Branney y Kokelaar, 2002).

Colapso tipo *trapdoor*

Ocurre cuando el hundimiento del suelo de la caldera es asimétrico, provocando que el desplazamiento en las fallas anulares sea mayor en una zona que en otra, generando áreas con profundidades diferentes, similar a una trampilla. Un ejemplo de este tipo es la caldera Valles en Estados Unidos (Lipman, 1995; Heiken et al., 1986).

Colapso tipo *downsag*

El colapso tipo downsag se caracteriza por la ausencia o poca profundidad de fallas anulares. En este caso, las rocas sobre la cámara magmática sufren una deformación plástica, flexionándose sin fracturarse, mientras que las rocas más cercanas a la superficie, al ser más frágiles, sí pueden fracturarse. Esto genera una caldera de forma difusa, con paredes de pendientes suaves y un bajo topográfico levemente inclinado hacia el centro del colapso (Branney, 1995; Walker, 1984; Milner et al., 2002).

Colapso tipo embudo

El colapso tipo embudo tiene una forma en “V” y puede originarse por varios factores, como un colapso caótico tipo piecemeal, donde la mayor profundidad de hundimiento se encuentra en el centro de la caldera, o un colapso menos caótico, en el que los grandes fragmentos del bloque de techo se acomodan gravitacionalmente con un centro de hundimiento preferencial (Hallinan y Brown, 1995; Lipman, 2000).

2.5 Composiciones de las calderas

La composición es un aspecto fundamental en la descripción de una caldera, sin embargo, esta característica por sí sola no permite una diferenciación clara entre ellas (Hildreth, 2004; Cole, 2005). Las principales composiciones incluyen las basálticas, peralcalinas, andesítico-dacíticas y riolíticas, cada una de las cuales está asociada a un estilo eruptivo predominante y a un ambiente tectónico específico (Smith y Bailey, 1968; Lipman, 1984; Wilson, 2008).

Calderas basálticas: Las calderas basálticas pueden formarse por volcanismo efusivo o explosivo. Las calderas efusivas están asociadas a volcanes en escudo, como los de Hawái y las Islas Galápagos, donde la intrusión de sills en profundidad provoca fracturas radiales y fallas normales. Erupciones en los flancos drenan el magma del depósito. Un ejemplo es la caldera del volcán Masaya en Nicaragua (Valentine y Connor, 2015; Walker, 1988; Walker et al., 1993).

Calderas peralcalinas: Poseen forma de escudo y son producto de la deposición de material tobáceo y la extrusión de lavas desde un conducto central. Pueden presentar resurgimiento por nuevas intrusiones magmáticas (Schmincke, 1967; Mahood y Hildreth, 1983; Martí y Gudmundsson, 2000). Este tipo de caldera comúnmente está asociada a un ambiente de rifting y no se desarrollan en sistemas de subducción (Mahood, 1984; Mahood y Hildreth, 1986; Orsi et al., 1991).

Calderas andesíticas-dacíticas: Las erupciones asociadas a este tipo de caldera son de gran magnitud, indicando condiciones favorables para la acumulación de magma y alta presión litostática debido al gran desarrollo de la estructura volcánica suprayacente (Cole et al., 2005; Hughes y Mahood, 2008; De Silva y Gregg, 2014). Durante su formación, es

destruido el edificio volcánico, proceso que comienza con la extrusión de domos dacíticos en los flancos de la futura caldera, seguido de la extrusión de tobas y una fase de ventilación anular durante el colapso (Wheller y Varne, 1986).

Calderas riolíticas: Se caracterizan por hundimientos significativos, con diámetros que superan los 10 km y magnitudes de hundimiento mayores a 1 km de profundidad. Están asociadas a grandes depósitos piroclásticos, y suelen ubicarse en zonas con historias prolongadas de actividad volcánica (De Silva et al., 2022). Su formación está asociada a la acumulación de amplios depósitos ignimbríticos ricos en sílice y no suelen desarrollar estratovolcanes bien definidos. En algunas estructuras de este tipo, como la caldera de Valles en Estados Unidos, se ha observado un desarrollo en múltiples etapas y hundimientos irregulares (Heiken et al., 1986; Self et al., 1986).

2.6 Depósitos relacionados a colapsos de calderas

En un entorno volcánico, los depósitos de roca son ser el resultado tanto de la actividad volcánica como de la interacción de los productos volcánicos con el ambiente (Németh y Martin, 2007). Estos depósitos incluyen los flujos de lava y depósitos volcanoclásticos. Los depósitos volcanoclásticos se forman tanto durante la erupción como después de esta, y se dividen en depósitos volcanoclásticos primarios o piroclásticos, de origen mayormente explosivo, y depósitos volcanoclásticos secundarios, que no tienen un origen explosivo (Cas y Wright, 1987; Sigurdsson et al., 2015).

Flujos de lava

Los flujos de lava son manifestaciones de magma que emergen hacia la superficie de manera no explosiva. Sus características dependen de factores como el tipo de volcanismo,

tasas de efusión, composición, temperatura, entre otras (Nicholls, 1972; Harris y Rowland, 2015).

De manera general, se clasifican como lavas de muy baja viscosidad (wt% de SiO₂ < 45) llamadas ultrabásicas, lavas de baja viscosidad (wt% de SiO₂ entre 45 y 52) llamadas básicas, lavas intermedias (wt% de SiO₂ entre 52 y 63) y lavas de alta viscosidad (wt% de SiO₂ > 63) también llamadas ácidas o riolíticas (Chevrel et al., 2019).

Depósitos piroclásticos

Se forman directamente a partir de las erupciones volcánicas. Los fragmentos de material volcánico son expulsados a la atmósfera y luego depositados sobre la superficie terrestre. Estos depósitos pueden clasificarse de manera no genética según el tamaño de los fragmentos que los componen: se denominan ceniza cuando su diámetro es menor a 2 mm, lapilli cuando varía entre 2 y 64 mm, y bombas (o bloques) cuando el diámetro supera los 64 mm (Schmid, 1981; Cas et al., 2008). Estos componentes volcánicos se subdividen, a su vez, según su composición en fragmentos juveniles, cristales y líticos (Cas y Wright, 1987).

Fragmentos juveniles: Vidrios que se pueden encontrar parcialmente cristalizados, por lo que representan una muestra del magma y su historia pre-eruptiva. Su morfología depende de la magnitud de la vesiculación del magma, el modo de transporte y el estilo eruptivo (Ross et al., 2022).

Fragmentos cristalinos: Son liberados durante la erupción y fractura explosiva de magmas porfídicos, representando un componente discreto de los fragmentos magmáticos, tanto vesiculados como no vesiculados. Están presentes tanto en depósitos producto de erupciones magmáticas como freatomagmáticas (Allen y McPhie, 2003).

Fragmentos líticos: Son productos magmáticos juveniles no vesiculados, rocas anteriores a la erupción que fueron afectadas por la explosión (lítico accesorio o

xenolito) y clastos atrapados localmente por flujos y oleadas piroclásticas, generalmente densos (Affolter y Ingersoll, 2019).

Los depósitos piroclásticos primarios son clasificados en 3 categorías: depósitos de caída, de flujo o de oleadas (Fig. 2.4). Estos 3 tipos de depósitos piroclásticos pueden ser producto de cualquier tipo de mecanismo eruptivo indistintamente, ya sea magmático, freatomagmático o freático (Cas y Wright, 1987).

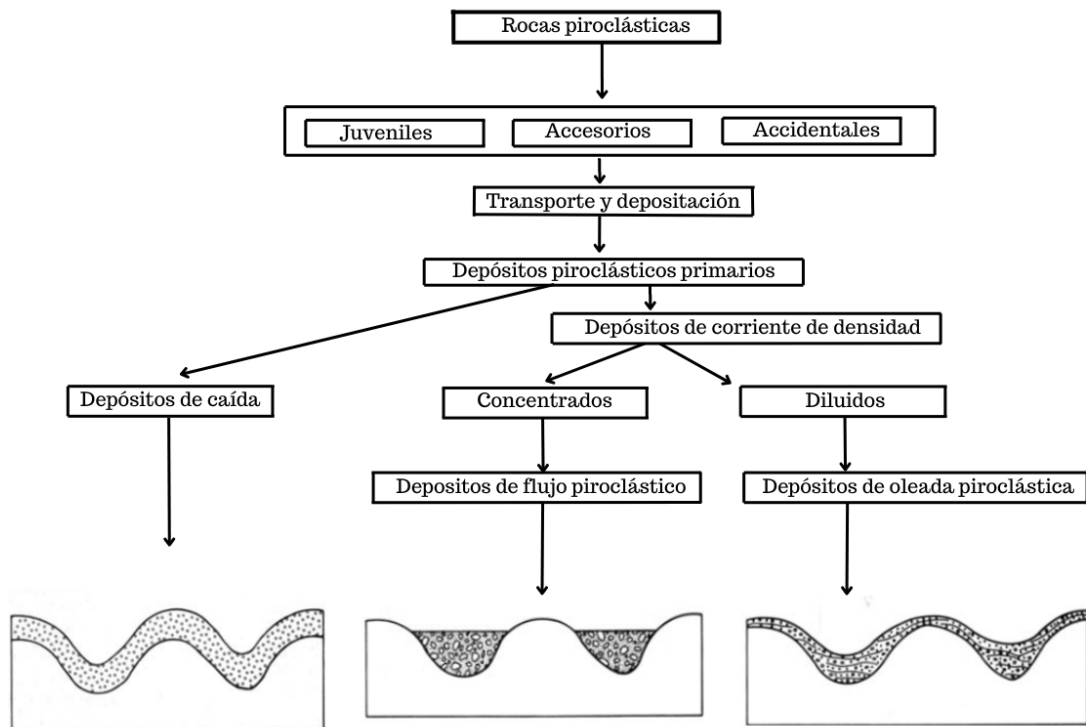


Figura 2.4. Diagrama de flujo que ilustra los tipos de fragmentos que forman un depósito volcanoclástico primario y las relaciones geométricas de los tres tipos de depósitos piroclásticos principales yaciendo sobre una misma topografía. Modificado de Wright et al. (1980).

Depósitos de caída: Se forman por la caída gravitacional del material expulsado en una erupción explosiva, generando una columna eruptiva con material de distinta granulometría (Kaminski y Jaupart, 1998). Estos depósitos presentan un espesor uniforme y buena clasificación, excepto en áreas de mayor pendiente, y suelen mostrar estratificación planar sin laminación cruzada (Walker, 1973; Wilson et al., 1978). Litológicamente, se subdividen en depósitos de caída de escoria, pómez y ceniza (Houghton y Carey, 2015).

Depósitos de flujo: Se forman por la precipitación gravitacional de la columna eruptiva o un domo de lava, generando flujos gaseosos y sólidos de alta temperatura y velocidad, las cuales cubren valles y depresiones. Estos depósitos presentan una mala clasificación de clastos gruesos, conocida como clasificación de cola gruesa (Fisher, 1979; Cas y Wright, 1991). En ocasiones, muestran estratificación por cizallamiento durante el transporte (Hayashi y Self, 1992) y pueden contener tubos de fumarolas fósiles, lo que los distingue de los depósitos volcánicos epi-clásticos secundarios. Se reconocen tres tipos principales: depósitos de bloques y ceniza, flujos de escoria y depósitos de pómez o ignimbritas (Sheridan, 1979; Burgisser y Bergantz, 2002).

Oleada piroclástica: Son extensas dispersiones turbulentas de material gaseoso-sólido de menor concentración y densidad que los flujos piroclásticos, que tienden a mantener la topografía, aunque se acumulan en mayor grosor en depresiones (Wohletz y Sheridan, 1977). Suelen ser ricos en fragmentos líticos y cristales densos. Muestran características de lecho sedimentario unidireccional, estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, estructuras de canaletas y formas de dunas. Pueden contener pequeños conductos de segregación de gases, producto de la desgasificación de los depósitos anteriores a la oleada (Valentine, 1987; Brosch et al., 2021).

Durante y después de la formación de una caldera, toda la zona cercana es cubierta por una capa de material eyectado, cuyo grosor varía en función a la distancia de los principales centros de erupción. En estas zonas es posible que se forme una secuencia

distintiva la cual atestigua el inicio, clímax, final y consecuencias del evento (Branney y Acocella, 2015) (Fig. 2.5).

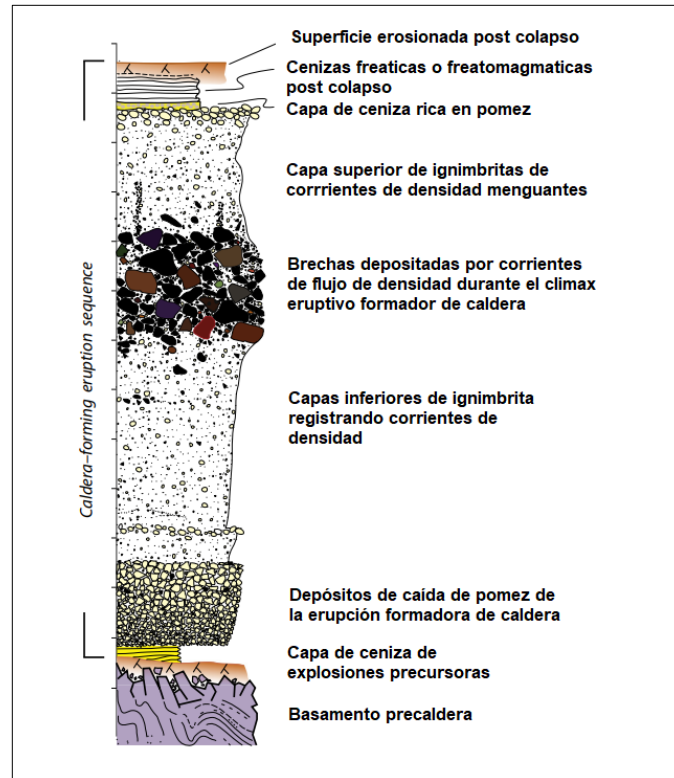


Figura 2.5. Secuencia idealizada de las unidades producto de una erupción formadora de caldera. Modificado de Branney y Acocella (2015).

Dentro de la caldera las secuencias depositadas muestran un mayor grosor y están cubiertas por potentes depósitos de ignimbrita masivas, mega brechas, meso brechas y sedimentos lacustres en caso de haberse desarrollado un lago volcánico (Del Moral y Wood, 1993; Cas y Wright, 2012). Las ignimbritas de intracaldera presentan una mayor alteración hidrotermal que aquellas ubicadas fuera del margen estructural, con espesores de más de 2 km, una intensa soldadura y rápida acumulación cercana a la fuente, con bloques más grandes que aquellas depositadas en los alrededores (De Silva et al., 2006; Lipman et al., 2015).

2.7 Deformación frágil

Las fallas geológicas son fracturas en la corteza terrestre en las cuales existe un desplazamiento relativo entre las partes del bloque que experimentó la deformación., el cual puede tener distintas cinemáticas (Sylvester, 1988; Fig 2.6).

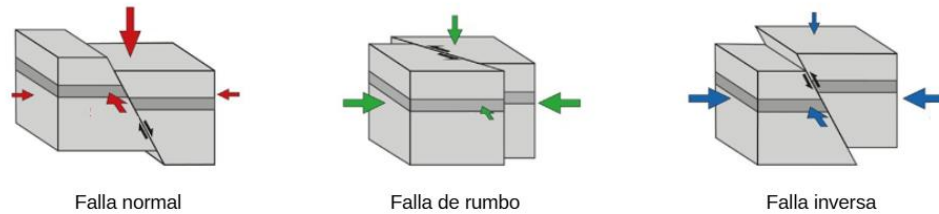


Figura 2.6. Representación de los distintos tipos de fallas. El tamaño de la flecha indica la magnitud del esfuerzo, las flechas de mayor tamaño (σ_1) representan el esfuerzo principal (Modificado de Heidbach et al., 2018).

Las estructuras de Riedel (Fig. 2.7) son fallas secundarias creadas durante un fallamiento principal generado por un esfuerzo principal σ_1 en respuesta a esfuerzos de cizallamiento en la corteza terrestre, generalmente asociados a fallas de rumbo (Riedel, 1929).

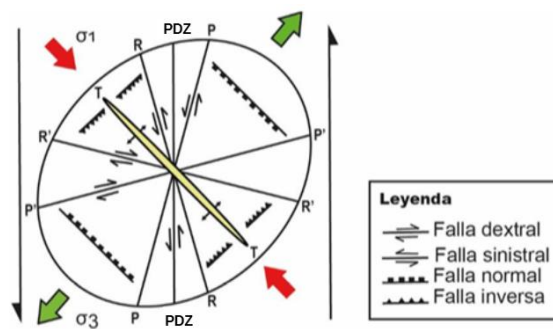


Figura 2.7. Orientación y cinemática de fallas secundarias generadas según el modelo de cizalla de Riedel en un sistema sinistral con una zona de desplazamiento principal (PDZ). Modificado de Hancock et al., 1984.

CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1. Geología regional

Entre el Cretácico Superior y el Eoceno, el margen activo sudamericano experimentó un estilo de convergencia que facilitó la formación de extensos sistemas de calderas volcánicas en segmentos relacionados a grandes sistemas de fallas de rumbo, como el Sistema de Fallas de Atacama (Aragón et al., 2011). En la precordillera de la región de Atacama, ubicada entre las latitudes 25°30' y 28°30' sur, se identifica un conjunto de unidades volcánicas e intrusivas de edad Cenozoico inferior – Paleógeno inferior (Rivera y Mpodozis, 1991). Estas poseen un conjunto de características, como relaciones de contacto y asociaciones de facies, que permiten interpretarlas como complejos volcano-plutónicos emplazados durante el ciclo evolutivo de un conjunto de calderas de colapso (Rivera y Mpodozis, 1994). El control estructural de esta área está determinado de manera regional por la interacción de la falla La ternera, la cual controló la formación y reactivación de reservorios magmáticos dando lugar a la generación de calderas de ~10 km de diámetro a lo largo de su traza, y estructuras subanulares locales, que favorecieron la subsidencia progresiva y acumulación de depósitos volcano-sedimentarios (Rivera y Falcón, 2000; Rodríguez et al., 2025). Estos complejos volcano-plutónicos son interpretados a su vez como el relleno de dos grandes cuencas volcano-tectónicas extensionales, Hornitos e Indio Muerto, ambas de edad Cretácico Superior – Paleoceno (Arévalo, 1994).

La cuenca Hornitos, un hemigraben delimitado por un sistema de fallas en su borde occidental (Fig. 3.1), está compuesta por potentes unidades sedimentarias de arenisca y caliza de hasta 1200 metros de espesor, que contienen intercalaciones de coladas de lava basáltica y traquibasáltica del Cretácico Superior al Paleoceno inferior (Arévalo et al., 1994). Estas unidades alcanzan su máxima potencia en la zona adyacente a la falla conocida como Falla Elisa de Bordos (FEB) y disminuyen gradualmente hacia el este de la cuenca, hasta la Falla La Ternera. Estas formaciones constituyen el basamento

precolapso de las calderas del Paleoceno-Eoceno, anidadas en la megacaldera Carrizalillo, es decir, las calderas Lomas Bayas, Bellavista, El Durazno, Agua Nueva y fuera de los límites de esta, como las calderas Jorquera, Puquios y Cerro Blanco (Mpodosis y Allmendinger, 1992; Arévalo, 1994; Torres, 2018; Gerding, 2019; Abarcia, 2023).

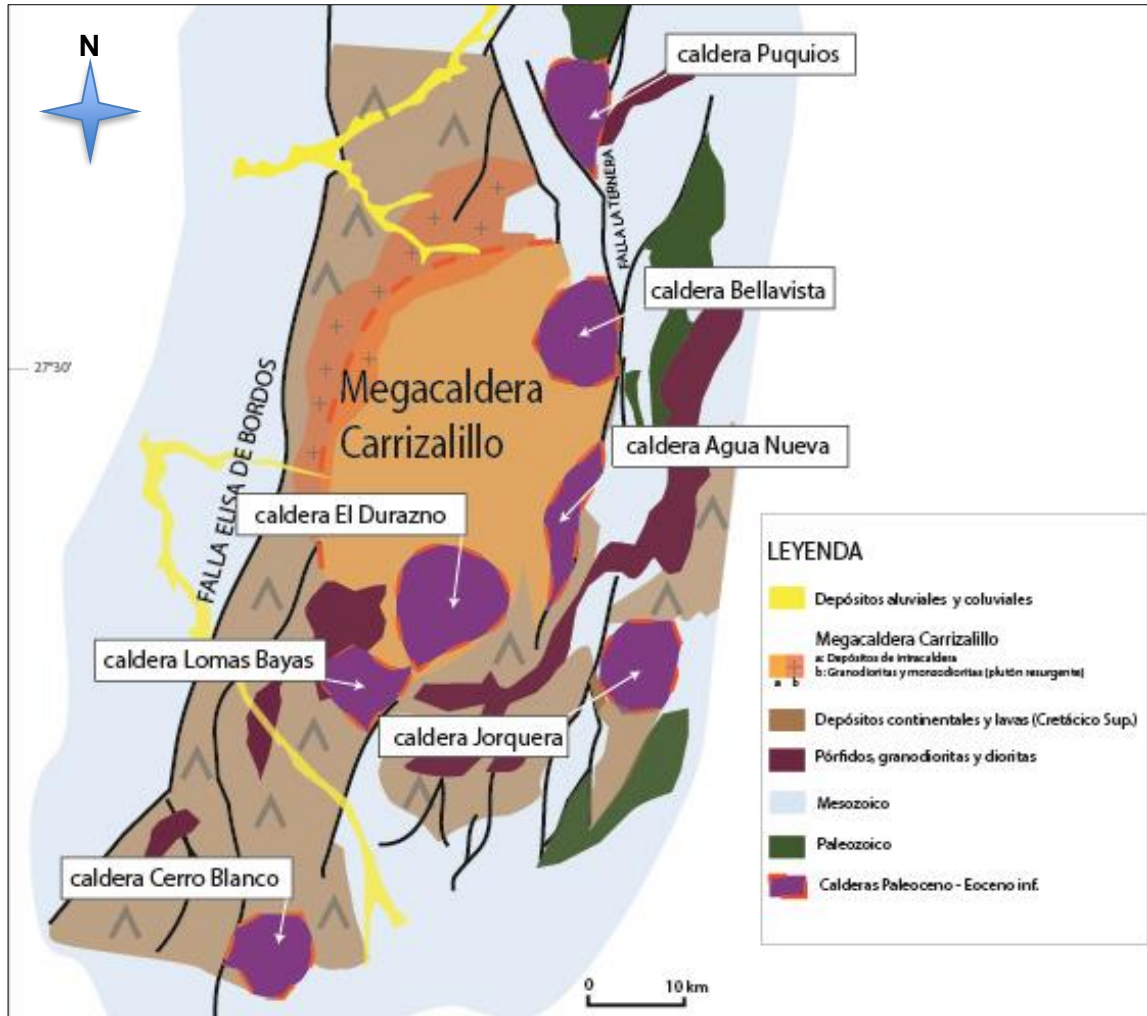


Figura 3.1. Mapa geológico y ubicación del complejo vulcano-plutónico de calderas de colapso en la precordillera de la región de Atacama. Modificado de Arévalo (1994).

3.1.1. Geología de la caldera Puquios

La caldera Puquios, anteriormente denominada Estratos Cerro Puquios (Sepúlveda y Naranjo, 1982), está ubicada fuera del límite norte de la megacaldera Carrizalillo, a 50 km al NE de la ciudad de Copiapó. Es una estructura volcánica de colapso semicircular. Posee edades K-Ar en anfíbol de ignimbritas que van desde los 49 Ma hasta los 44 Ma (Iriarte et al., 1996). Su diámetro es de 7 km en su transecta este-oeste y 10 km en su transecta norte-sur. Sus unidades están delimitadas en el este por la Falla La Ternera, de cinemática inversa, donde subyacen en discordancia angular sobre los estratos de la Fm. La Ternera y subyacen en discordancia erosiva a los depósitos de las Gravas de Atacama, mientras que en el oeste yacen, discordantemente, sobre el Plutón Cabeza de Vaca y sobre los Estratos de Quebrada las Chilcas en el norte (Sepúlveda y Naranjo 1982; Iriarte et al., 1996) (Fig. 3.2).

Entre el sector de quebrada La Laja y cerro Puquios, se expone una secuencia de aproximadamente 700 m de potencia donde están expuestas facies volcánicas, principalmente de intracaldera, que varían de forma gradual desde un volcanismo ácido en la base hasta uno básico en la parte superior de la secuencia (Sepúlveda y Naranjo 1982). Litológicamente se observan unidades conformadas por lavas traquiandesíticas porfíricas, ignimbritas, intrusivos hipabisales dacíticos, brechas sedimentarias, lutitas y calizas estromatolíticas (Iriarte et al, 1996).

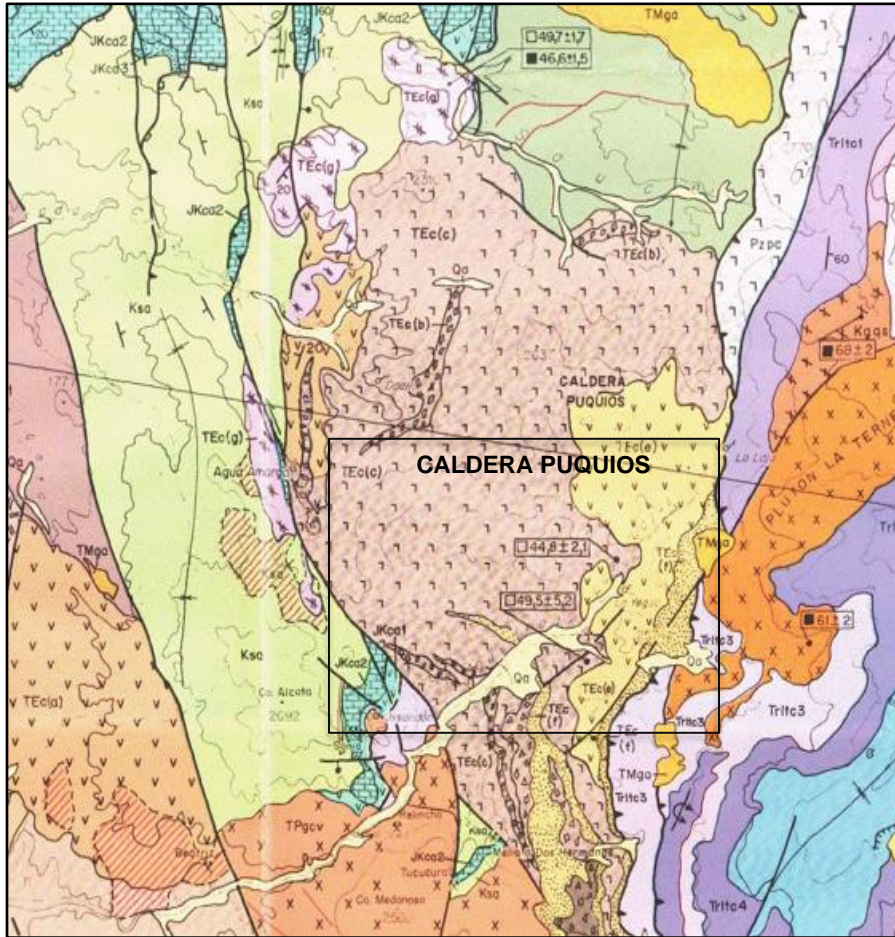


Figura 3.2. Caldera Puquios representada en la Hoja de Carrera Pinto. Área de estudio señalada en el cuadro color negro. Modificado de Iriarte et al. (1996).

CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO

4.1. Etapa de pre terreno

4.1.1. Primer gabinete

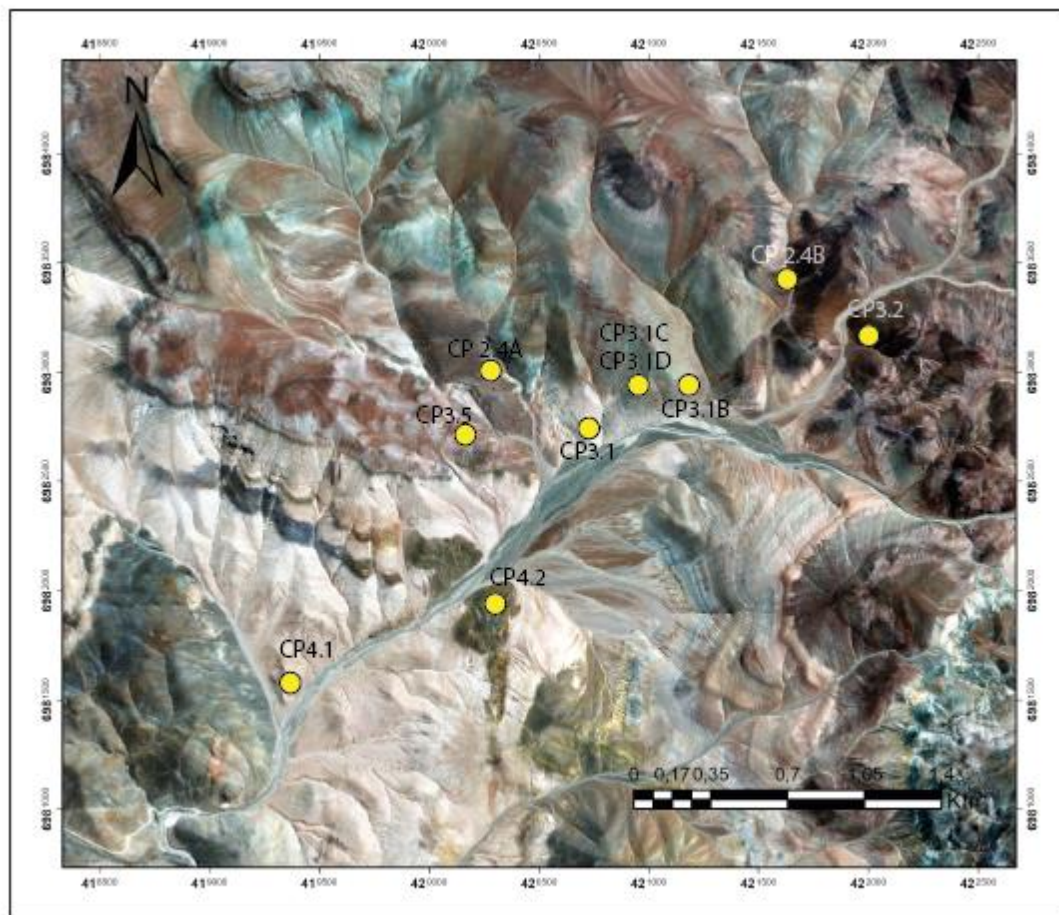
Se recopilaron los antecedentes bibliográficos de investigaciones disponibles en revistas científicas, libros y tesis universitarias de pregrado relacionadas al área de interés para lograr una contextualización congruente con el propósito de la investigación. Además, se descargaron imágenes satelitales de alta resolución con el software SAS. Planet, que fueron posteriormente procesadas en el software ArcGIS (versión 10.4.1) y Global Mapper 20, con el fin de confeccionar dos mapas bases que incluyeran coordenadas UTM (DATUM WGS84-19S) y curvas de nivel. Cada uno de los mapas se realizó a distinta escala; uno a 1:25.000 y otro a 1:15.000. Este último fue dividido en cuatro cuadrantes por razones prácticas al momento del transporte del mapa impreso durante el trabajo de campo. Finalmente, se definieron zonas de interés para el posterior trabajo de terreno y los códigos que se utilizarían para la recolección de las muestras.

4.2. Trabajo de terreno

4.2.1. Mapeo geológico

Durante tres días de trabajo de campo, se exploraron áreas estratégicamente predefinidas en el mapa base de la caldera (Fig. 4.1), con el objetivo de identificar y cartografiar la mayor cantidad posible de unidades litológicas. A lo largo de la campaña, se recolectaron muestras de roca a mano, siguiendo un sistema de codificación previamente establecido en la fase de planificación, lo que facilitó su posterior análisis macroscópico y microscópico mediante láminas delgadas. Para garantizar la integridad de las muestras,

estas fueron almacenadas en bolsas plásticas estériles, minimizando el riesgo de contaminación. Las coordenadas GPS de cada punto de muestreo fueron registradas para su precisa ubicación en el mapa geológico. Además, se realizaron mediciones estructurales, se tomaron fotografías de los afloramientos y se elaboraron esquemas geológicos detallados para complementar la información recopilada en campo. La notación utilizada en las mediciones de orientación espacial de algunas unidades fue de “strike/dip” en formato “right hand”.



SIMBOLOGÍA: ● muestra para lamina delgada

Figura 4.1. Imagen satelital utilizada como mapa base del sector de estudio. Se observa la ubicación de los puntos de recolección de muestras para la confección de láminas delgadas.

4.3. Etapa de post terreno

4.3.1. Segundo gabinete

Se organizaron todas las muestras de campo según el día de recolección, su ubicación y litología, con el objetivo de facilitar su tratamiento. Posteriormente, se llevó a cabo una descripción macroscópica de las muestras, y se seleccionaron aquellas que se utilizarían para preparar láminas delgadas (Tabla 4.1), con el fin de realizar una descripción microscópica más detallada sobre la composición y texturas de las muestras.

CODIGO	COORDENADA ESTE	COORDENADA NORTE	LITOLOGÍA
CP.3.1	420582	6982667	toba
CP.4.2	420192	6981954	toba
CP.4.1	419348	6981475	toba
CP 3.5	420054	6982760	toba
CP.2.4A	420316	698276	toba
CP3.1C	421140	6982841	toba
CP3.1D	421140	6982841	toba
CP.3.1B	421209.50	6982891.76	toba
CP3.2	421874.13	6982861.21	andesita

Tabla 4.1. Ubicación y litología de las muestras recolectadas en terreno para preparación de lámina delgada.

Se aplicaron los criterios de Streckeisen (1976) para la clasificación de las rocas volcánicas y los de Fisher (1966) para su descripción. En el caso de los depósitos sedimentarios y volcano-sedimentarios, se utilizaron los criterios de Ingram (1954) para evaluar la geometría y espesor de los depósitos y los de Cas y Wright (1987) para clasificar los diferentes fragmentos. Además, se aplicaron los criterios de Wadell (1933) para describir la geometría de estos, los de Houghton y Wilson (1989) para evaluar el nivel de

vesículas, y finalmente el criterio de Murcia et al. (2013) para la clasificación de los tamaños de los fragmentos.

4.3.2. Descripción macroscópica de muestras

Para la descripción detallada de las rocas, se aplicó un método de cuadrícula en una sección representativa de cada muestra. Esta cuadrícula permitió dividir la sección en pequeñas áreas, facilitando la identificación precisa de los minerales presentes en cada cuadrante. Posteriormente, se determinó el porcentaje de cada mineral en función de su frecuencia en los diferentes cuadrantes, obteniendo así una estimación cuantitativa de la composición mineralógica de la muestra. Además, se detallaron las características de las muestras recolectadas como color y texturas, utilizando distintas herramientas entre las cuales se incluyeron lupas de mano, lupas estereoscópicas de la marca Baku, rayadores, imanes y ácido clorhídrico.

4.3.3. Descripción de láminas delgadas

Se confeccionaron 9 láminas delgadas a partir de las muestras obtenidas en el terreno. Para ello, se unió con resina una lámina de vidrio a una pequeña porción de la roca, y posteriormente se sometió a un proceso de desbastado con carburo de silicio de distinta granulometría, que varió desde el grano 120 hasta el 1200 (mallas por pulgada), hasta que la muestra de roca alcanzara un grosor de 30 μm , como se ilustra en la figura 4.2.

Se analizaron petrográficamente las 9 láminas delgadas con el objetivo de determinar su composición mineral y las texturas presentes. Para ello, se utilizó un microscopio de luz transmitida polarizada marca Olympus, modelo CX31-P. En este microscopio, la luz primero atraviesa un polarizador, lo que hace que el haz de luz vibre en un solo plano al pasar por la lámina delgada. Dependiendo de la composición y disposición atómica de la roca en la sección adherida al portaobjetos, la luz se divide en dos rayos con diferentes velocidades, que vibran en planos perpendiculares antes de atravesar el segundo

polarizador. Este segundo polarizador puede estar paralelo al primero (luz paralela plana) o perpendicular a él (nicoses cruzados).

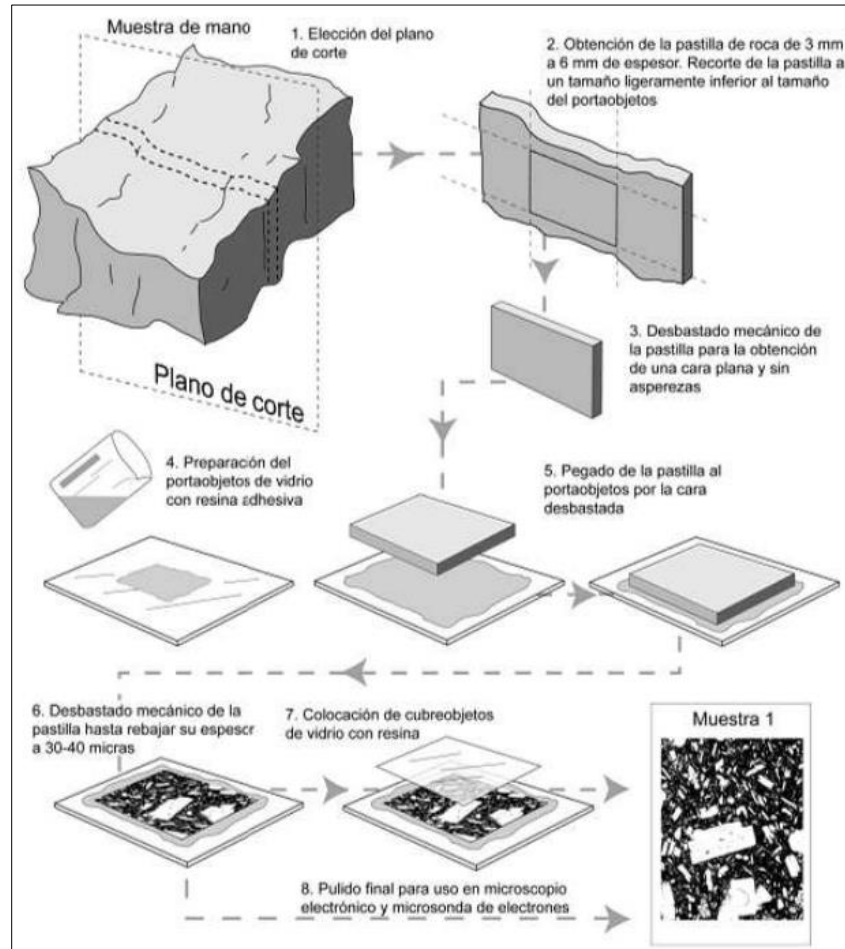


Figura 4.2. Esquema de elaboración de una lámina delgada de 30 μm de espesor. Extraído de Castro (2015).

4.3.4. Digitalización de datos

Una vez tabulada la información de las muestras, junto con sus coordenadas y descripciones, se introdujeron los datos en el software ArcGIS Pro ArcMap versión 10.4.1.

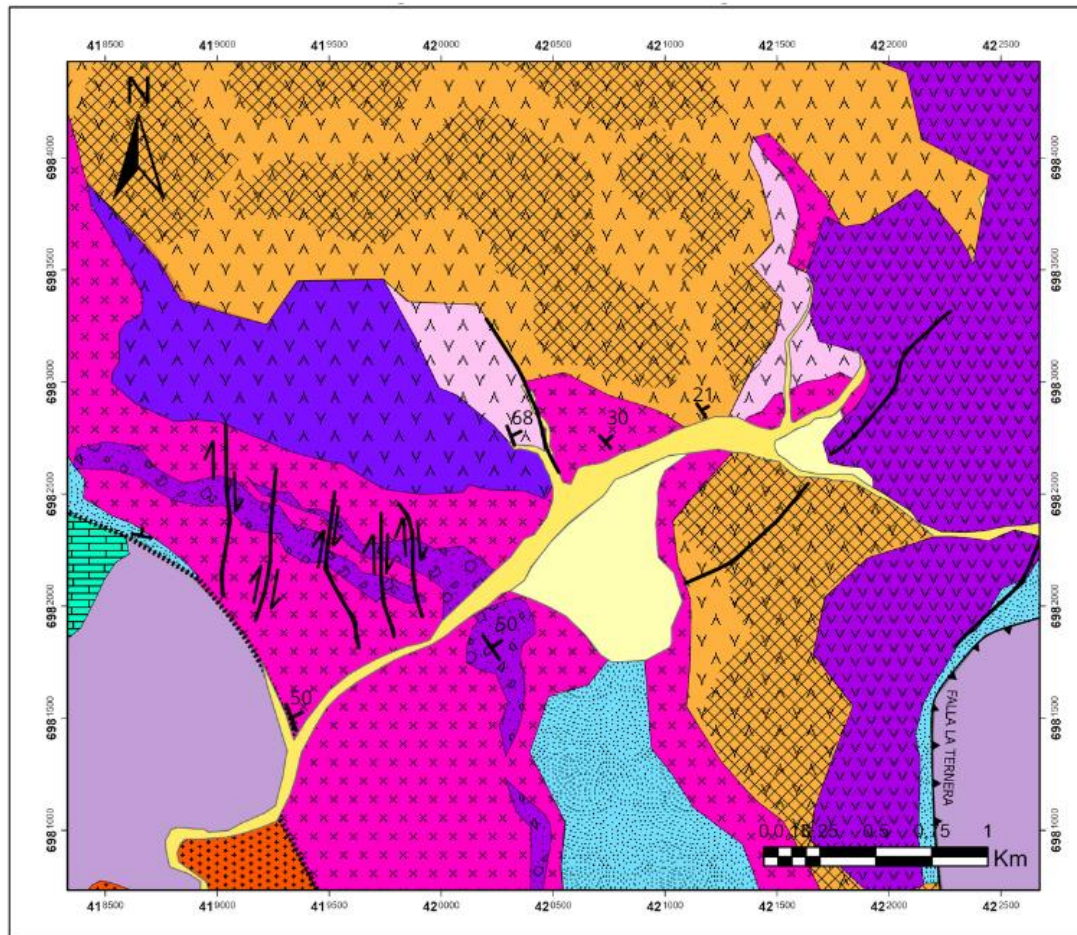
En dicho programa, se ubicaron las muestras en el mapa del área de estudio a una escala de 1:24.000 y, en base al mapeo de campo y fotointerpretación, se definieron los límites de los polígonos que representan las unidades litológicas. Asimismo, en el software Adobe Illustrator CS6, se crearon representaciones gráficas de distintos indicadores geológicos y estructurales, incluyendo ilustraciones esquemáticas.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS

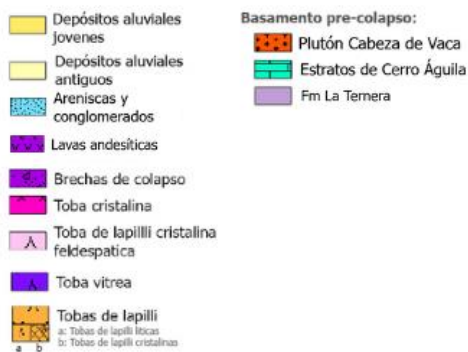
5.1 Unidades geológicas

La caldera Puquios se caracteriza por un buen estado de conservación, tanto en sus rasgos estructurales como en los depósitos asociados a las distintas etapas de su colapso. A través del análisis macroscópico de las muestras recolectadas, complementado con observaciones realizadas con lupas binoculares electrónicas y el estudio microscópico de láminas delgadas preparadas a partir de muestras de diferentes sectores, fue posible identificar y diferenciar siete unidades litológicas informales. La distribución espacial de estas unidades se representa en el mapa geológico mostrado en la figura 5.1

Mapa Geológico del Sector Sur Caldera Puquios



Leyenda



Simbología



Figura 5.1. Mapa geológico del área de estudio en la caldera Puquios. Muestra la distribución y actitud de las unidades litológicas cartografiadas.

5.1.1 Unidades precolapso

En el sector suroeste, fuera del margen estructural de la caldera Puquios, se presentan conglomerados cuarcíferos, clasto-soportados, de fragmentos de 1 a 3 cm derivados de rocas graníticas y riolíticas y lavas dacíticas que forman parte de la Formación La Ternera. Esta formación limita con afloramientos de andesita porfírica y calizas bioclásticas pertenecientes a la Formación Estratos Cerro Águila. Además, se observan intrusivos de granitos y granodioritas correspondientes al Plutón Cabeza de Vaca (Fig. 5.2)

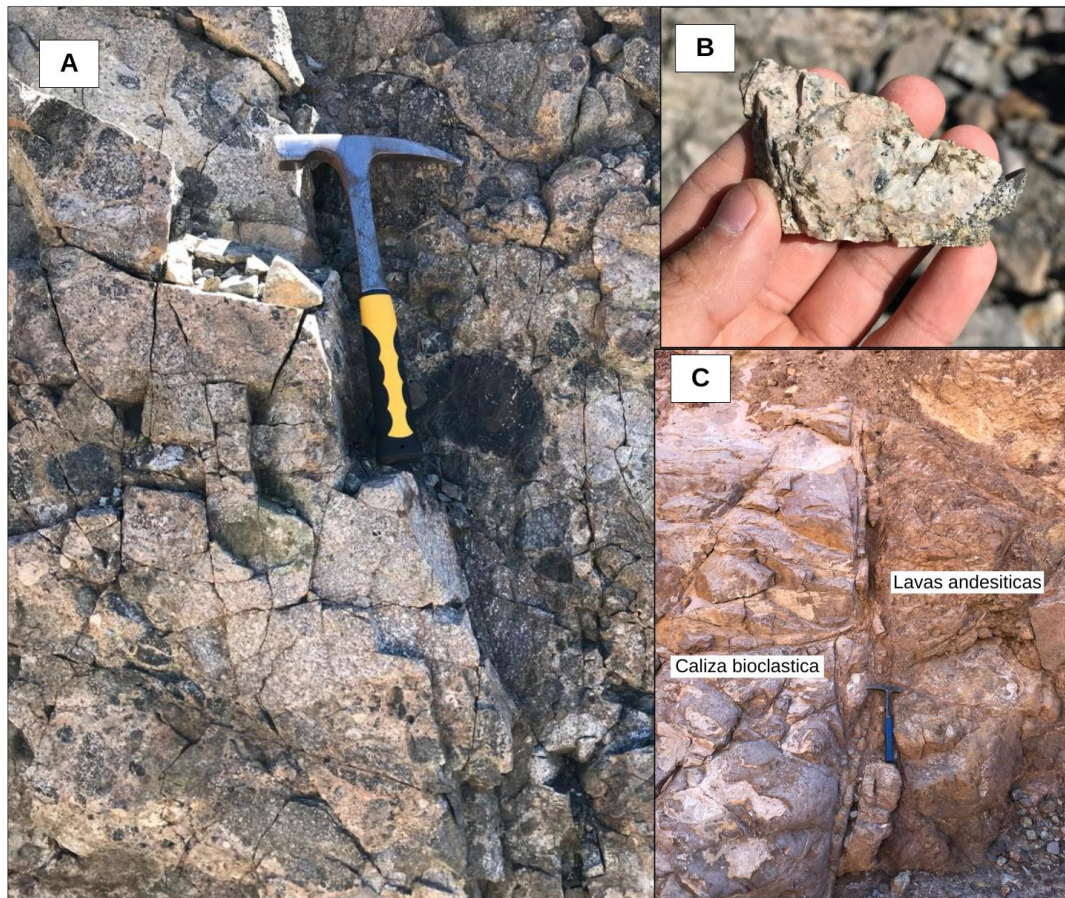


Figura 5.2. Fotografías tomadas en campo de depósitos fuera del margen estructural de la caldera Puquios. A y B Afloramiento granítico perteneciente al Plutón Cabeza De Vaca; B: Afloramiento de caliza bioclástica en contacto con lavas andesíticas pertenecientes a la Fm. Cerro Águila.

5.1.2 Unidades de colapso

Están conformadas principalmente por unidades piroclásticas lensoidales, algunas con niveles de alteración a carbonatos, y coladas de lava de composición andesítica y dacítica que presentan facies de intracaldera y borde de caldera. Las facies de borde de caldera son reconocidas por presentar buzamientos de orientación noreste que se aproximan a 65°, mientras que las facies de intracaldera poseen manteos variables entre 15 y 25° de orientación noreste. En el sector oeste de la caldera, estas unidades están limitadas por una falla, fotointerpretada en el sector recorrido, que las pone en contacto con unidades precaldera. Se establecen 6 unidades litológicas informales que afloran a lo largo de su extensión.

1) Toba de lapilli cristalina: Depósito de geometría lenticular de roca volcánica extrusiva color verde pálido. Se extiende en la mayor parte del sector central del área de estudio. Se encuentra interdigitada con la capa de toba de lapilli lítica. En algunos sectores formando una cuña entre esta unidad (Fig. 5.4A). Presenta una composición heterogénea de fragmentos piroclásticos, cristales y fragmentos autoclásticos de tamaños variables. Es observable un grado de alteración clorítica leve. Está compuesta por fragmentos tamaño lapilli (~35%) angulosos de baja esfericidad y ceniza (65%) pobremente vesiculada. Está constituida por una matriz de ceniza (~50%) que presenta textura fragmentaria, perlítica y mayormente vítrea con microlitos de cuarzo, feldespatos y micas. Los cristales presentes son plagioclasa, ortoclasa, cuarzo, biotita, óxidos de hierro, clorita, sericita y minerales opacos. La plagioclasa (25-30%) corresponde a andesina (~35-45% An), mayormente anhedral, con tamaños de 0,25 a 0,5 mm, con texturas *jigsaw* y alteraciones a sericita. Los cristales de cuarzo (10-20%), anhedrales, tienen tamaños entre 0,125 y 1,5 mm, subredondeados de baja esfericidad con una concentración mayor en el techo de la unidad, donde algunos cristales exhiben extinción ondulada. Los cristales de ortoclasa (25-35%) tienen tamaños de 0,5 a 2 mm, subredondeados de baja esfericidad e incluyen pequeños

cristales de sericita. Tienen textura de tamiz con pequeñas inclusiones redondeadas de vidrio (~0,125 mm). Los cristales de biotita (5-10%), anhedrales a subhedrales, tienen tamaños de 0,25 a 0,5 mm, con hábito laminar. Presentan alteración a clorita leve, la cual es más evidente en los bordes. Los óxidos de hierro (1-5%) se encuentran diseminados y restringidos a una porción ínfima de la roca, mientras que los minerales opacos, identificados macroscópicamente como magnetita, se encuentran diseminados ampliamente a lo largo de la unidad, frecuentemente en los límites de fragmentos vítreos (Fig. 5.3).

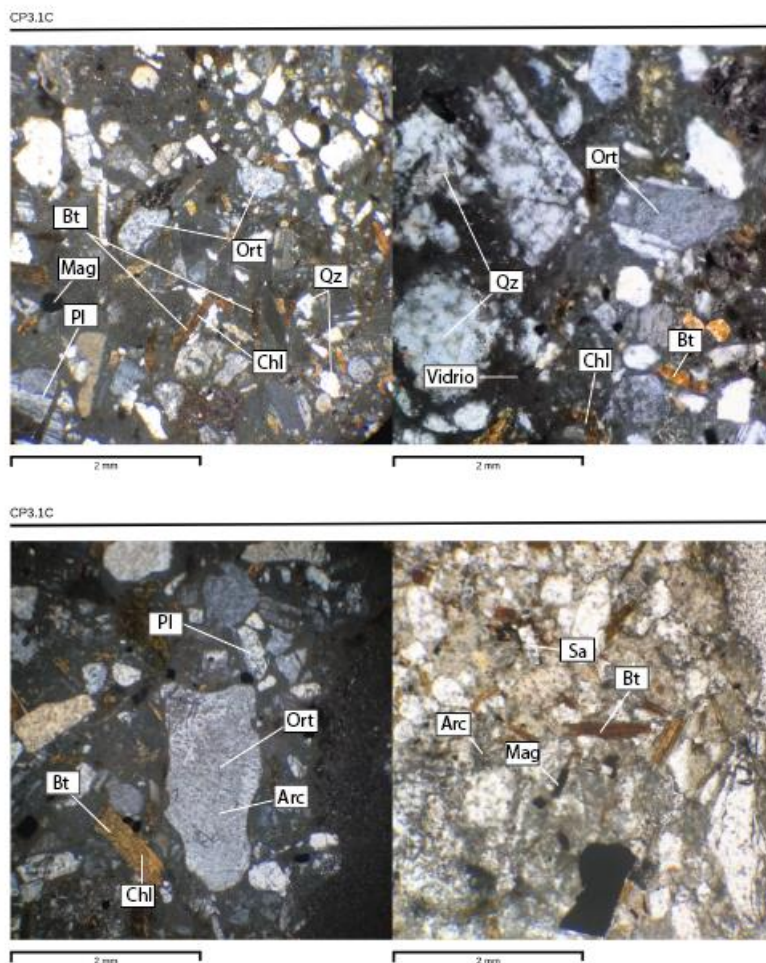


Figura 5.3. Microfotografía de tobas de lapilli cristalina y sus texturas características en la caldera Puquios. Se observan cristales de feldspatos cálcicos, potásicos, biotita y magnetita inmersos en una matriz cinerítica con fragmentos vesiculados.

2) Toba de lapilli lítica: Esta unidad está compuesta por rocas volcánicas extrusivas de tonalidades que varían entre el gris al verde pálido. La unidad se extiende horizontalmente en la zona norte y suroeste del sector de estudio, con un espesor vertical que va de 2 a 4 metros, encontrándose intercalada con la unidad de tobas de lapilli cristalina, la cual en algunos sectores adopta una disposición en forma de “cuña”, como se ilustra en la Figura 5.4. El techo de esta unidad se encuentra alterado a carbonatos, siendo esta alteración más leve en los niveles inferiores, hasta desaparecer en la base. La unidad yace en discordancia angular sobre la unidad de toba vitrea, con una actitud 301/21 en la zona centro del sector de estudio. Los fragmentos que la componen están mal seleccionados y la matriz cinerítica es la que proporciona soporte a los fragmentos.

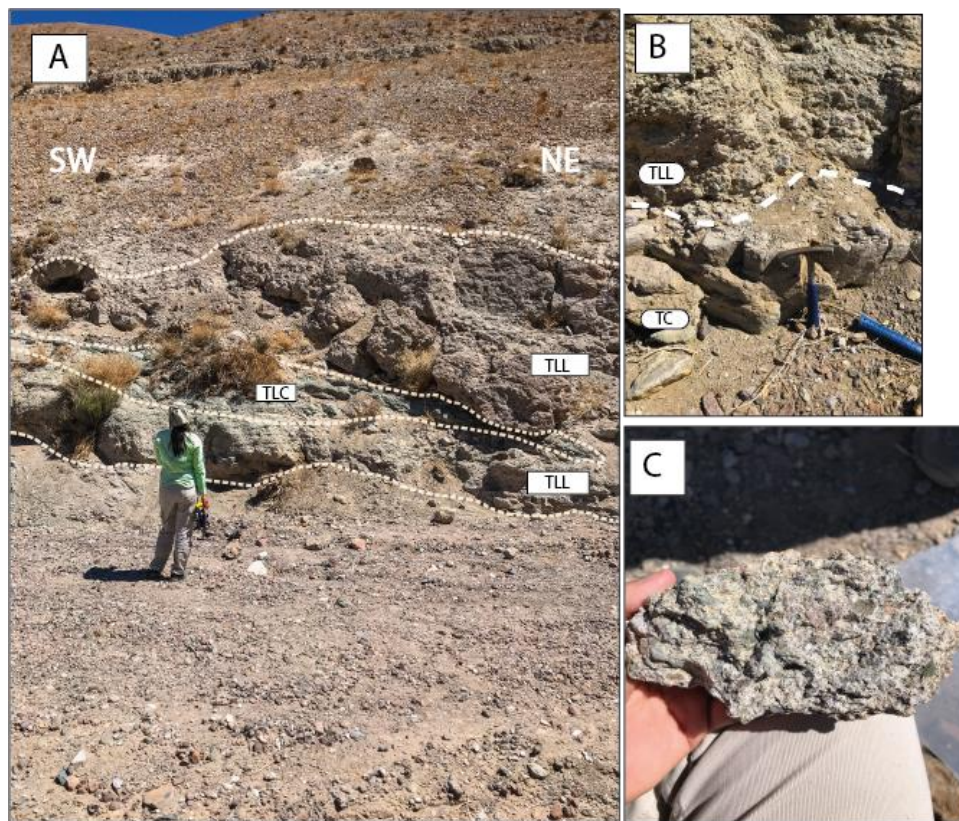


Figura 5.4. A: Disposición de las unidades de toba de lapilli lítica y toba de lapilli cristalina formando una cuña en el sector centro- sur de la caldera Puquios. B: contacto neto entre tobas de lapilli líticas y tobas cristalinas. C: muestra de toba de lapilli lítica. TLL: toba de lapilli lítica; TLC: toba de lapilli cristalina; TC: toba cristalina.

Está conformada por fragmentos líticos (~55%), cristales (~30%) y vidrio (~15%) distribuidos en dos tamaños: lapilli, que representa ~60% de la composición, y ceniza, que representa ~40%. Microscópicamente, la matriz (~30%) está compuesta por diminutos fragmentos de vidrio, agregados carbonáticos microcristalinos y sericita que rodean fragmentos líticos (Fig. 5.5). Los fragmentos líticos son subredondeados de baja esfericidad, compuestos por lavas andesíticas a dacíticas (~40%), poseen matriz microcristalina, y tienen tamaños de entre 1 y 5 cm, aunque en algunos sectores de la unidad los clastos de lavas andesíticas pueden alcanzar hasta 15 cm de diámetro. El resto de los elementos líticos son fragmentos de tobas vítreas retrabajadas (~60%) de color café, marrón y verde, subredondeados con tamaños que varían entre 0,5 mm y 5 cm, compuestos por vidrio y cristales de plagioclasa y cuarzo. Los cristales (~30%) son plagioclasa cálcica, cuarzo, ortoclasa, hornblenda, calcita, biotita, magnetita, sanidina, zoisita, sericita y arcillas. Las plagioclasas (20-30%) corresponden mayoritariamente a anortita y en menor cantidad a labradorita (74-90% An), tienen tamaños de 0,25 a 3 mm, anhedrales a subhedrales de hábito prismático, poseen inclusiones de vidrio, texturas fragmentarias y de corrosión. Están alteradas a calcita y sericita, además, en algunos bordes se observa composición mayormente albítica. Los cristales de ortoclasa (~20%) tienen tamaños de 0,25 a 1 mm, mayormente anhedrales; es posible reconocer el hábito prismático en algunos cristales, además de presentar alteración a sericita e inclusiones de vidrio. Los cristales de hornblenda (~5%) tienen tamaños de 0,25 a 1 mm, subhedrales a euhedrales, con hábito prismático. Algunos cristales se encuentran fuertemente alterados en sus bordes a óxidos de hierro opacos. Los cristales de cuarzo (~10%) tienen tamaños de 0,25 a 0,5 mm, anhedrales, presentan oquedades y golfos de reabsorción, además de inclusiones de vidrio en algunos bordes. Los cristales de biotita (~5%) tienen tamaños que varían entre 0,25 y 0,5 mm, subhedrales a euhedrales de hábito laminar; se observa alteración clorítica leve con bordes alterados a óxidos de hierro. Los cristales de sanidina (~10%) tienen tamaños de 0,25 a 1,5 mm, subhedrales con hábito tabular prismático, y presentan una concentración mayor en el techo de la unidad. Poseen maclado simple y alteración a sericita leve a moderada. La calcita (~15%) forma parte tanto de la matriz vítrea-cristalina en forma de un agregado microlítico como de la alteración de algunos

feldespatos cálcicos. Los cristales de zoisita (~1%) constituyen una porción ínfima de la fracción cristalina de la unidad, incluidos en forma de granos dentro de los feldespatos cálcicos.

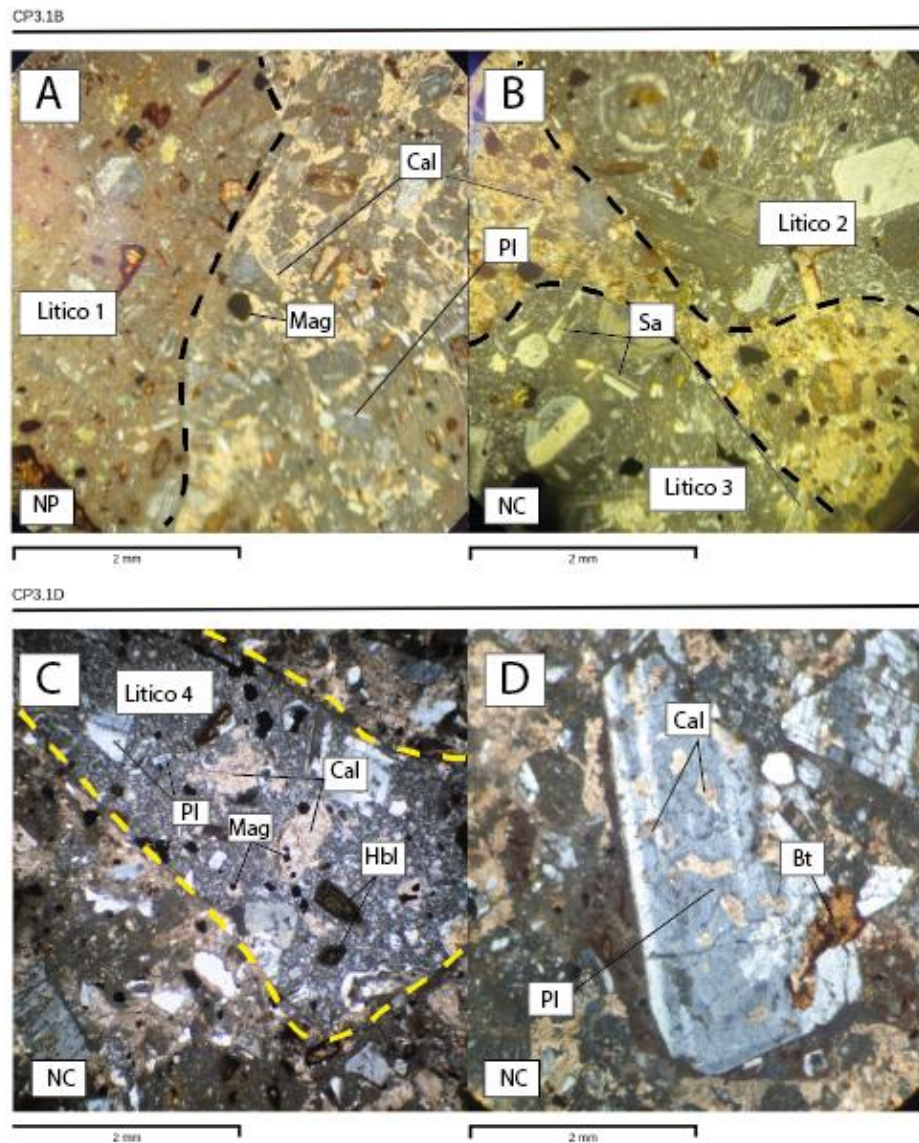


Figura 5.5. Fotografía microscópica de las texturas características de las tobas de lapilli líticas de la caldera Puquios. Se observan fragmentos líticos tamaños lapilli correspondientes tobas vítreas (líticos 1 y 2) y a lavas de composición andesítica y dacíticas (líticos 3 y 4) presentes en una matriz conformado por vidrio y agregados microcristalinos de carbonatos. NP: nicoles paralelos; NC: nicoles cruzados.

3) Toba vítrea: Depósito constituido por roca volcánica extrusiva color café claro y compacta, pobremente vesiculada. Además, la matriz presenta de manera leve un grado de textura eutaxítica, la cual es más notoria en la región oeste de la unidad. Se encuentra interdigitada con las unidades de toba de lapilli lítica en el sector centro y bajo la toba de lapilli cristalina hacia el oeste, en contacto neto. El depósito posee una selección moderada a buena y estructuras de laminación orientadas horizontalmente. Está integrada por cristales (~45%), una matriz cinerítica (~55%) y una fracción de fragmentos líticos (~5%). Microscópicamente se observan fragmentos cristalinos de feldespatos inmersos en una matriz cinerítica de ceniza color rojizo (Fig. 5.6)

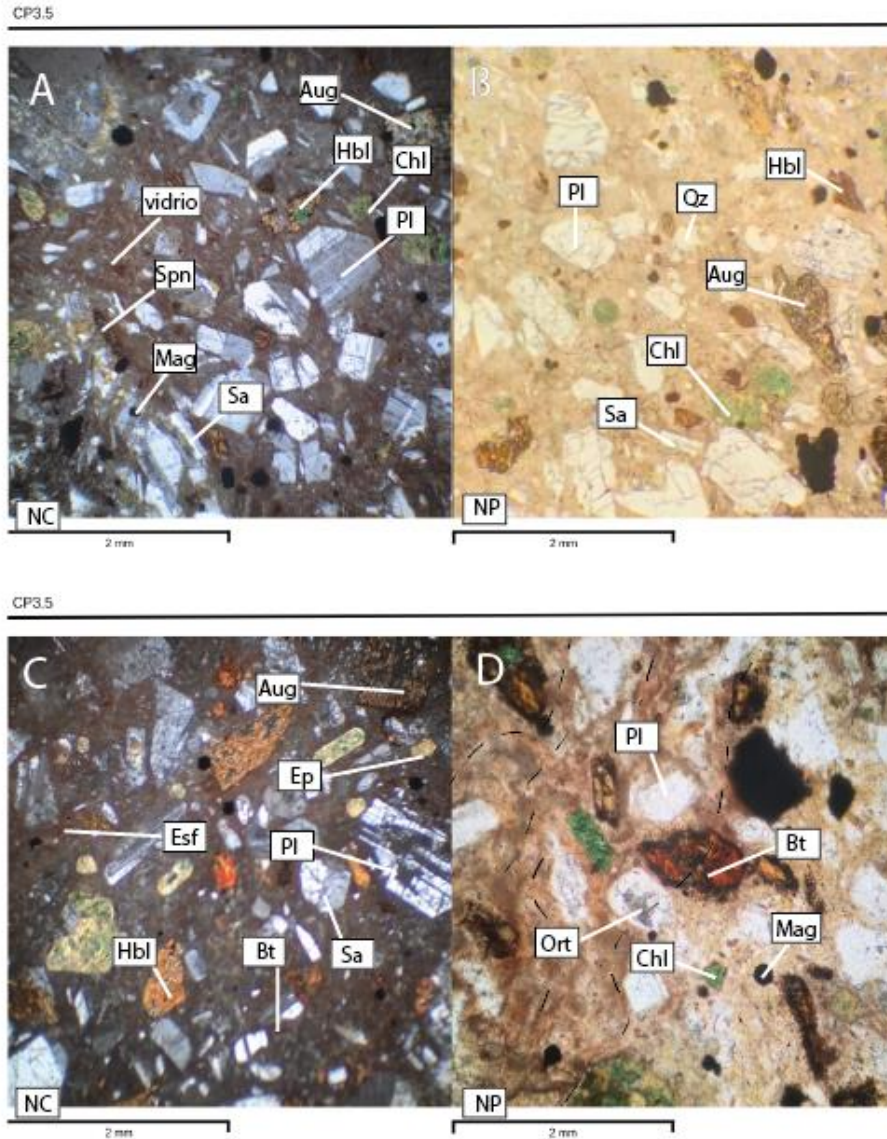


Figura 5.6. Textura característica de los afloramientos de toba de vítrea pertenecientes a la caldera Puquios. Se observa textura eutaxítica en matriz cinerítica (D). NP: nicoles paralelos; NC: nicoles cruzados.

Los cristales corresponden a plagioclasa (~40%), cuarzo (~20%), hornblenda (~10%), biotita (~10%), ortopiroxeno (~5%), sanidina (~5%), magnetita (~5%) y atacamita (~5%). La plagioclasa posee ~40-50% An (andesina), con una fracción menor de albita. Los cristales tienen tamaños entre 0,6 y 1,2 mm, hábitos tabulares a prismáticos subangulares, inclusiones opacas redondeadas a subredondeadas, texturas “*jigsaw*” o de texturas tipo rompecabezas, oquedades rellenas de vidrio de la matriz y se encuentran alteradas

levemente a pistacita y arcillas, estas últimas se encuentran principalmente en sus bordes y rellenando fracturas. Los cristales de cuarzo, anhedrales, se presentan como pequeños cristales de 0,2 a 0,4 mm inmersos en la matriz vítrea con morfología angular a subangular, algunos cristales presentan extinción oblicua. Los cristales de hornblenda tienen tamaños de entre 0,3 y 1,5 mm, colores amarillos a café oscuro y hábito prismático. Los cristales alteran a pistacita y sus bordes presentan óxidos de hierro. También es posible encontrarla siendo parte de un agregado microcristalino compuesto por anfíboles, micas y arcillas rodeando cristales de plagioclasa. Los cristales de biotita pueden encontrarse tanto dentro del agregado microcristalino de micas, anfíboles y feldespatos, como cristales que alcanzan 1-2 mm de diámetro. Son mayormente tabulares, gran parte de los cristales se encuentran alterados a cloritoides y en menor medida a epidota, mientras que los bordes se encuentran alterando a óxidos, principalmente microcristales de magnetita, difuminando los límites de este. Los cristales de ortopiroxeno son anhedrales a subhedrales y alcanzan tamaños de hasta 1,8 mm de diámetro. Estos muestran características ópticas asociables a pigeonita y se encuentran alterados a arcillas. Los cristales de sanidina presentan hábito tabular, maclas de Carlsbad, tamaños que varían de 0,125 a 1,2 mm y alteración a arcillas leve a moderada. La magnetita, observada con lupa electrónica, presenta hábito en granos octaédricos subredondeados, con tamaños de entre 0,125 y 0,5 mm. Esta se encuentra principalmente en estructuras de fallas de orientación norte-sur. La atacamita, observada con lupa electrónica, se encuentra rellenando cavidades redondeadas que poseen tamaños de entre 0,2 y 0,5 mm en la mayor parte de la unidad, aunque excepcionalmente estas cavidades alcanzan los 1,5 mm. Posee hábito acicular y en menor medida tabular. Algunos cristales se encuentran alterando a un agregado de arcillas amarillas e incluyen cristales opacos de magnetita y covelina subredondeados de baja esfericidad. La matriz cinerítica posee un color rosa grisáceo con regiones verdosas y está compuesta por vidrio y microcristales entre los que se identifican cuarzo, feldespatos alcalinos y arcillas. En algunos sectores presenta un grado leve de textura eutaxítica. Los fragmentos líticos identificables son escasos en esta unidad, llegando a conformar cerca del 5%, compuestos principalmente por fragmentos andesíticos con tamaños de entre 1 y 3 cm, subredondeados de baja esfericidad.

4) Toba de lapilli cristalina feldespática: Depósito de roca de textura piroclástica color café claro. Yace bajo la unidad de toba vítrea en discordancia angular, aflorando de manera planar subvertical con una actitud 340/68. La unidad presenta una composición heterogénea de fragmentos piroclásticos, cristales y fragmentos autoclásticos de distinto tamaños y concentraciones variables, donde el sector oeste presenta fragmentos soportados por la matriz mientras que en el sector este la unidad es clasto-soportado, con una escasa a moderada selección. Está conformada por fragmentos tamaño ceniza (~30%) y lapilli (~70%) inmersos en una matriz cinerítica con un grado leve de textura perlítica y eutaxítica, en la cual se encuentran inmersos microlitos de cuarzo y plagioclasas sódicas a intermedias. (Fig. 5.7).

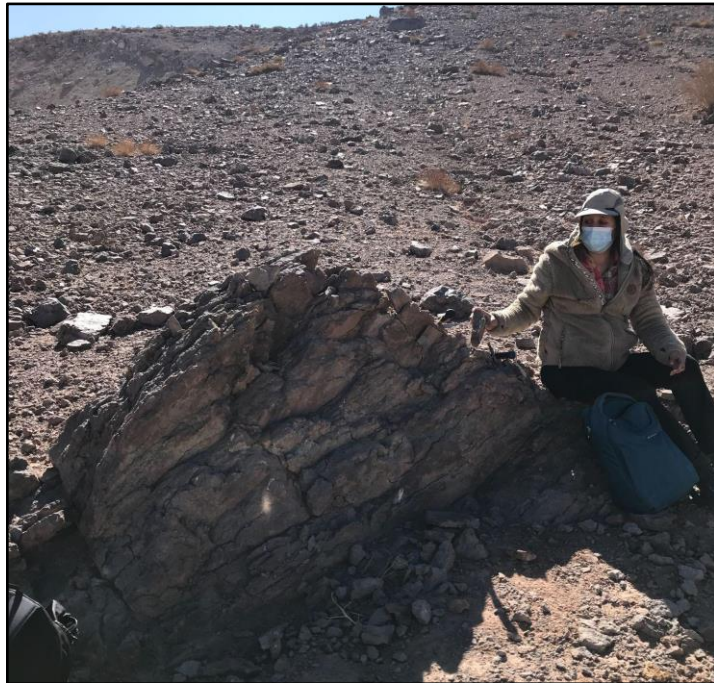


Figura 5.7. Afloramiento volcánico subvertical de toba de lapilli cristalina feldespática.

La unidad está pobremente vesiculada, con vesículas de 0,25 a 0,9 mm. Los fragmentos son mayoritariamente subredondeados de alta esfericidad. Microscópicamente está conformada por cristales (~60%) y vidrio (~40%). Los cristales presentes son cuarzo, plagioclasa, biotita, hornblenda, epidota, clorita, ilmenita y calcita. Los cristales de cuarzo

(~10-20%) poseen tamaños que varían de 0,25 a 5 mm, poseen un color verdoso, son anhedrales, poseen una geometría subredondeada de alta y baja esfericidad, algunos cristales poseen textura de jigsaw y embahiamientos. Los cristales de plagioclasa (35-50%) corresponden a oligoclasa y andesina (27-45% An) levemente alteradas a sericita, tienen tamaños de 0,25 mm a 2 mm, anhedrales a subhedrales de hábito tabular y prismático, en algunas áreas se encuentran conformando cúmulos de agregados feldespáticos acompañados de cuarzo, biotita y clorita inmersos en la matriz vítrea que se asimila a la textura glomeroporfídica. La ilmenita (~5%) se presenta como cristales opacos de hábito acicular o rómbicos de tamaños que varían entre 0.25 a 0.5 mm (Fig. 5.8).

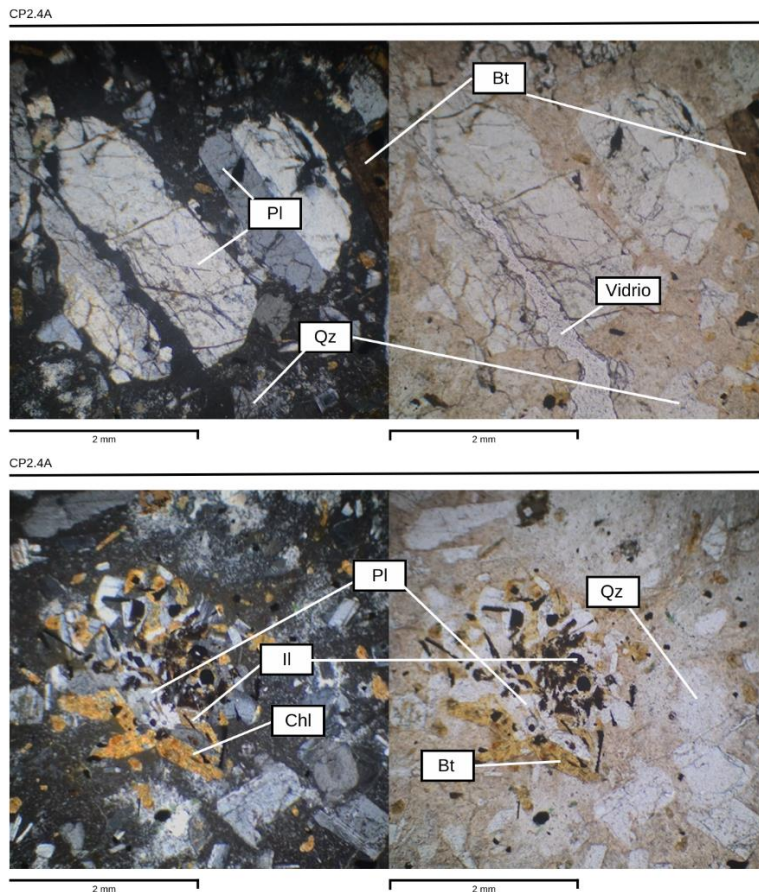


Figura 5.8. Textura piroclástica de las tobas de lapilli cristalinas ricas en feldespato. El par superior representa plagioclasas fracturadas, donde la fractura se ha rellenado de vidrio con micro inclusiones de minerales opacos. El par inferior muestra agregados de feldespatos,

principalmente andesina, y cristales aciculares de ilmenita junto a agregados finos de clorita que han alterado parcialmente las micas de biotita.

Poseen texturas de corrosión leves y zonaciones normales continuas y discontinuas. Los cristales de biotita (10-15%) varían en tamaño entre 0,25 y 0,5 mm, con desarrollo cristalino que va desde subhedral hasta euhedral y presentan un hábito laminar característico. Se observa una alteración leve a moderada hacia clorita, con algunos bordes exhibiendo una textura opacítica. En ciertos sectores, los cristales de biotita aparecen superpuestos a los feldespatos. Los cristales de anfíboles, principalmente hornblenda (5-10%), presentan tamaños que oscilan entre 0,25 y 1 mm, con desarrollo cristalino subhedral a euhedral y hábito prismático. Estos también muestran una alteración leve hacia clorita.

Como minerales secundarios en la unidad están presentes cristales de malaquita y crisocola (Fig. 5.9) Sus tamaños pueden alcanzar los 10 cm, también rellenando amígdalas que poseen tamaños de 0,5 a 10 mm. Los fragmentos vítreos corresponden a pómez.



Figura 5.9. Muestras de mano de la unidad de toba de lapilli cristalina donde es visible la presencia de malaquita y crisocola.

5) Toba cristalina: Se presenta como una extensa unidad que predomina al oeste de la caldera. En el área más cercana al borde estructural suroeste de la caldera las capas presentan una actitud 340/52. Macroscópicamente posee color café claro a rosado en su sector oeste mientras que en el sector central posee color verdoso en su base y café claro en su techo. El depósito presenta una mezcla heterogénea de fragmentos piroclásticos de diversos tamaños, incluyendo fragmentos vítreos y cristalinos en fracción ceniza, lapilli y bombas. Posee una matriz cinerítica conformada por fragmentos vítreos y cristalinos en fracción ceniza que abarca el 50-65% del total de la roca, fragmentos tamaño lapilli en ~30%, y fragmentos tamaño bomba que representan entre un 5-10% del depósito (Fig. 5.10). El techo de la unidad presenta pipas de desgasificación de 1 a 5 mm. La unidad presenta estructuras de laminación subhorizontal, una alta densidad, son observables amígdalas de ~0,5 mm de diámetro, además de fracturas de ~0,5 mm de espesor con deposición de carbonato cálcico.

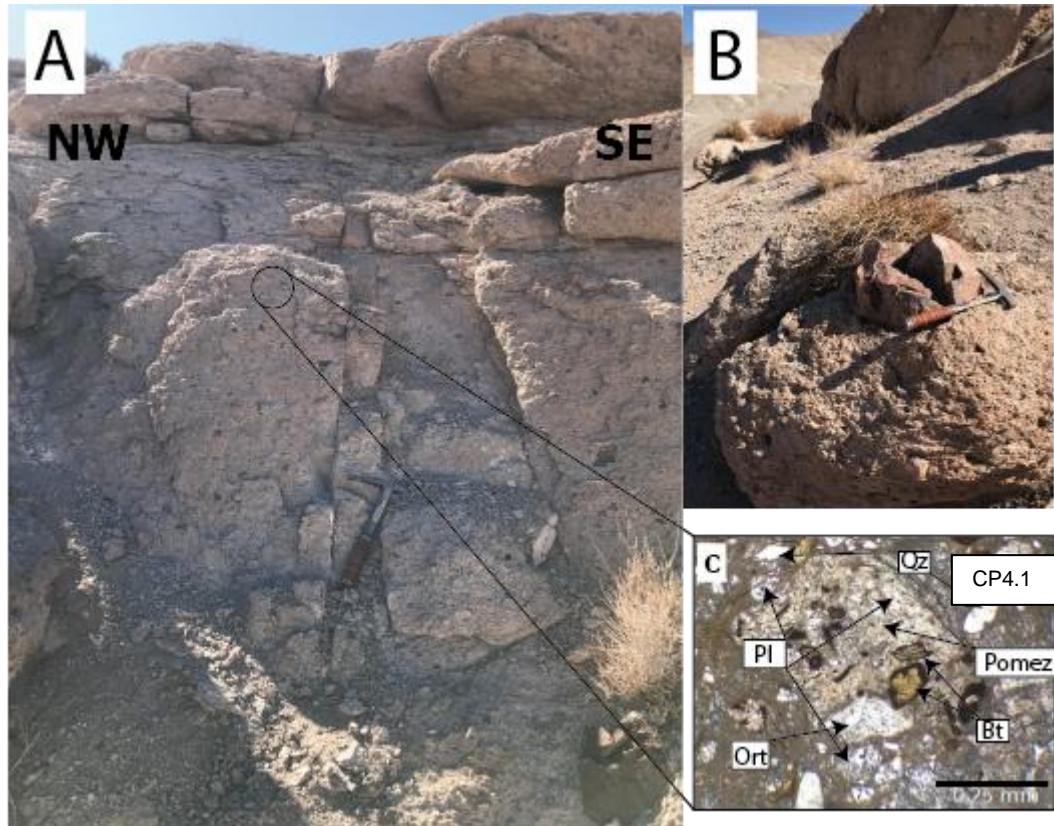
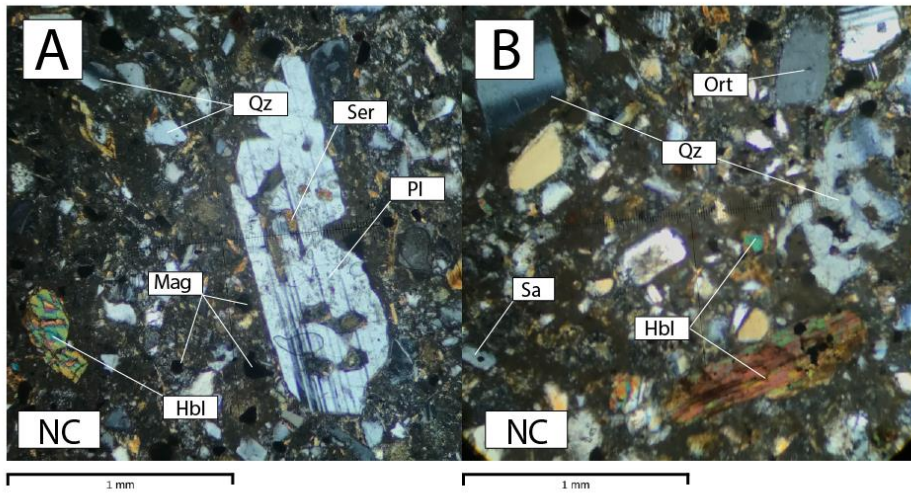


Figura 5.10. Depósito de tobas cristalinas en la caldera Puquios. A: tobas cristalinas masivas afectadas por fallas. Se observan estructuras de estratificación en la parte superior; B: fragmento balístico tamaño bomba inmerso en matriz vítrea-cristalina; C: fotografía microscópica en nicoles paralelos de las tobas cristalinas (muestra CP4.1).

Microscópicamente muestra textura piroclástica fragmentaria (Fig. 5.11). Está compuesta en su mayoría por partículas tamaño ceniza (~65%) y lapilli fino (~35%), son matriz soportados y poseen una selección moderada. Los tipos de fragmentos que la componen corresponden a cristales (~55%), vidrio (~35%) y fragmentos líticos (~10%).

CP3.1



CP4.1

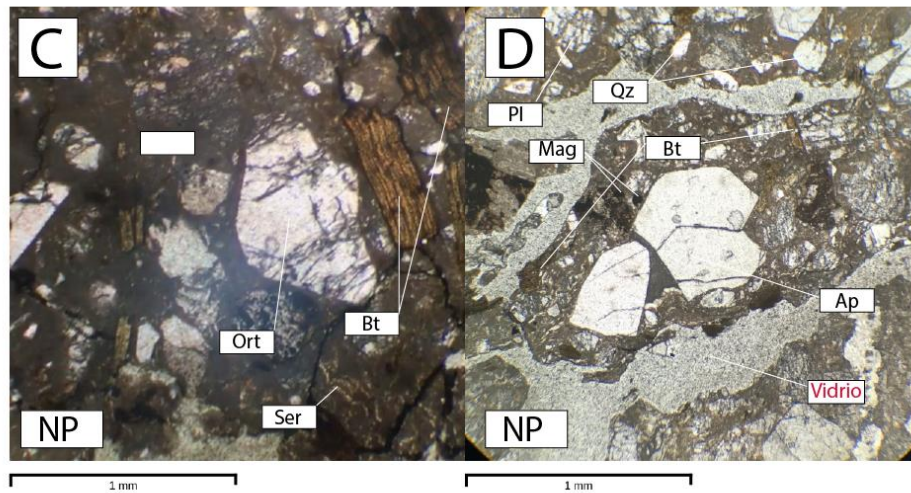


Figura 5.11. Microfotografía de las texturas características de las tobas cristalinas de la caldera Puquios en el sector central (CP3.1) y en el sector oeste (CP4.1). A: Se observa la matriz cinerítica, fragmentos de cristales, plagioclasas con texturas de corrosión, cuarzos embahados y vidrios poco vesiculados color claro en el sector central. C: Textura de las tobas cristalinas del sector oeste. Se observa vidrio más oscuro y biotitas con bandeamientos tenues. D: cristales de apatito y pómez entre canales de desgasificación en los que la fracción ceniza está ausente. NC: nicoles cruzados; NP: nicoles paralelos.

Los cristales corresponden a cuarzo, plagioclasa cálcica, hornblenda, biotita, sanidina, y en menor medida apatito y magnetita. El cuarzo (20-30%), anhedral, posee tamaños que varían entre 0,125 y 2 mm, subangulares de baja y alta esfericidad con texturas de reabsorción, embahiamientos y oquedades de tamaños variables con un máximo de 0,125 mm rellenas de vidrio. Algunos cristales presentan extinción oblicua. La plagioclasa (20-30%) contiene un porcentaje de anortita que varía del 60-70% (labradorita), sus tamaños son de entre 0,25 y 2,5 mm, anhedrales a subhedrales con geometría mayormente subangular de baja esfericidad. Poseen hábito tabular a prismático y presentan zonaciones normales tanto continuas como discontinuas, inclusiones de cristales de apatito y opacos redondeados de 0,125 a 0,25 mm, maclas polisintéticas, microfracturas con alteración leve a arcillas y epidota, texturas esqueléticas y oquedades rellenas de sericita y vidrio. Los cristales de hornblenda (10-20%) poseen tamaños entre 0,25 y 2,5 mm, color verde oscuro, subhedrales y con hábito acicular. Poseen indentaciones de matriz e inclusiones opacas redondeadas y algunos cristales presentan una fuerte alteración a óxidos mostrándose casi opacos, mientras que la mayoría están levemente alterados a cloritoides. El feldespato alcalino (~10%) corresponde a ortoclasa y sanidina, la cual se encuentra en pequeños cristales de hábito tabular incoloros en la matriz. Poseen maclas de Carlsbad y tamaños de entre ~0,25 y 0,7 mm. Los cristales de biotita (~5%) son mayoritariamente subhedrales, de hábito laminar y en menor medida prismático. Tienen tamaños que varían entre 0,1 y 1 mm, se encuentran levemente deformados y alterados a clorita. Los minerales opacos (~5%) corresponden a cristales de magnetita, son subangulares de alta esfericidad y con tamaños de 0,25 a 0,6 mm y su presencia aumenta en el sector oeste.

La fracción de vidrio está compuesta por un agregado de ceniza fina (~80%) y pómez (~20%), posee baja vesicularidad, coloración café clara con regiones más oscuras y representa la mayor parte de la matriz cinerítica, la que también incluye microlitos de cuarzo y feldespatos. Los fragmentos de pómez poseen colores café claro e incluyen cristales de cuarzo y, en menor medida, feldespatos cálcicos con tamaños que no superan los 0,3 mm.

6) Brechas de colapso: unidad de roca sedimentaria clástica, matriz soportada y pobremente seleccionada compuesta por clastos de geometría mayormente angular a subangulares de alta esfericidad. Los clastos tienen tamaños de entre 0,5 y 15 cm, composicionalmente corresponden a granodiorita, caliza, y andesita de textura porfírica y cúmulo-porfíricas con fenocristales de feldespato cálcico, cuarzo y biotita. Posee intercalaciones de niveles de tobas vítreas de ~30 cm de potencia de color café claro, bien seleccionado y una actitud 280/50 (Fig. 5.12).

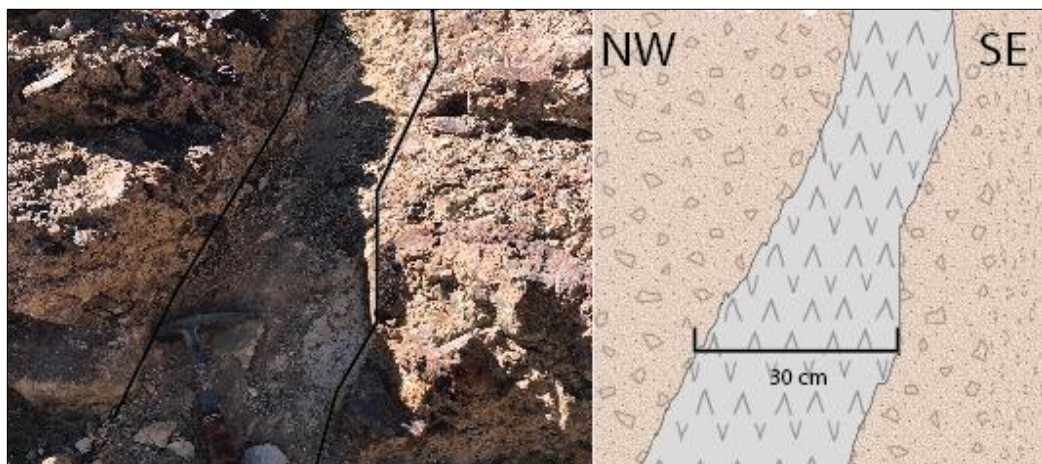


Figura 5.12. Depósitos vulcano-sedimentario de brechas conteniendo nivel de tobas vitreas.

Está integrada por fragmentos tamaño ceniza (~80%), lapilli (~10%), mientras que composicionalmente posee vidrio (~65%), cristales (~15%) y fragmentos líticos (~20%). Los cristales corresponden a cuarzo, plagioclasa (40-55% An), sanidina y hornblenda. La fracción lítica corresponde mayoritariamente a fragmentos accesorios de composición tobácea color oscuro con bajo contenido de fenocristales con diámetros de 1 a 3 cm.

5.1.2 Unidades de post-colapso

Lavas andesíticas: La unidad está compuesta por roca volcánica extrusiva conformada por lavas de composición andesítica. Macroscópicamente la roca presenta color oscuro rojizo y se encuentran restringidas al sector este del área de estudio. Microscópicamente presenta textura porfírica seriada homogénea, hipocristalina e hipidiomorfos (Fig. 5.13). La masa fundamental (~70%) está conformada por una pasta microcristalina de feldespatos con una fracción menor de vidrio. El tamaño de los fenocristales varía de 0,5 mm a 10 mm, los cuales son casi en su totalidad plagioclasa (~85%), con un contenido menor de hornblenda (~5%), augita (~4%), esfeno (~1%), biotita (~2%) y magnetita (~3%).

La plagioclasa, subhedral a euhedral, de hábito mayormente tabular a prismático, poseen alrededor de un 40% de anortita (andesina). Estos exhiben tamaños desde 0,5 a 10 mm y zonaciones normales, desde un centro cálcico a un borde progresivamente más rico en sodio. Presentan texturas de desequilibrio como tamizado o sieve, exhibiendo oquedades rellenas por vidrio y/o minerales opacos, entrecrecimiento de cristales y/o imbricación parcial de estos. Los cristales de hornblenda, subhedral a euhedral, poseen tamaños entre 0,5 y 4 mm. Presentan bordes de reacción y texturas opacítica, gran parte de ellos se encuentra parcialmente obliterados producto de la alteración a clorita y arcilla.

Los cristales de augita se presentan como pequeños prismas color verde pálido de tamaños que varían entre 0,5 y 1 mm con bordes levemente alterados a óxidos de hierro. El esfeno está presente como pequeños cristales de hábito acicular de tamaños entre 0,6 y 0,8 mm dispersos dentro de la matriz. Los cristales de biotita, de hábito laminar, poseen tamaños entre 0,5 y 1 mm. Los cristales de magnetita se presentan como pequeños cristales subredondeados de 0,5 mm a 1 mm de diámetro. Se encuentran en mayor cantidad en las capas superiores de lavas, las que también exhiben un color más intensamente rojizo debido a la presencia de óxidos de fierro, mientras que esta característica es menos intensa en las capas inferiores de lava.

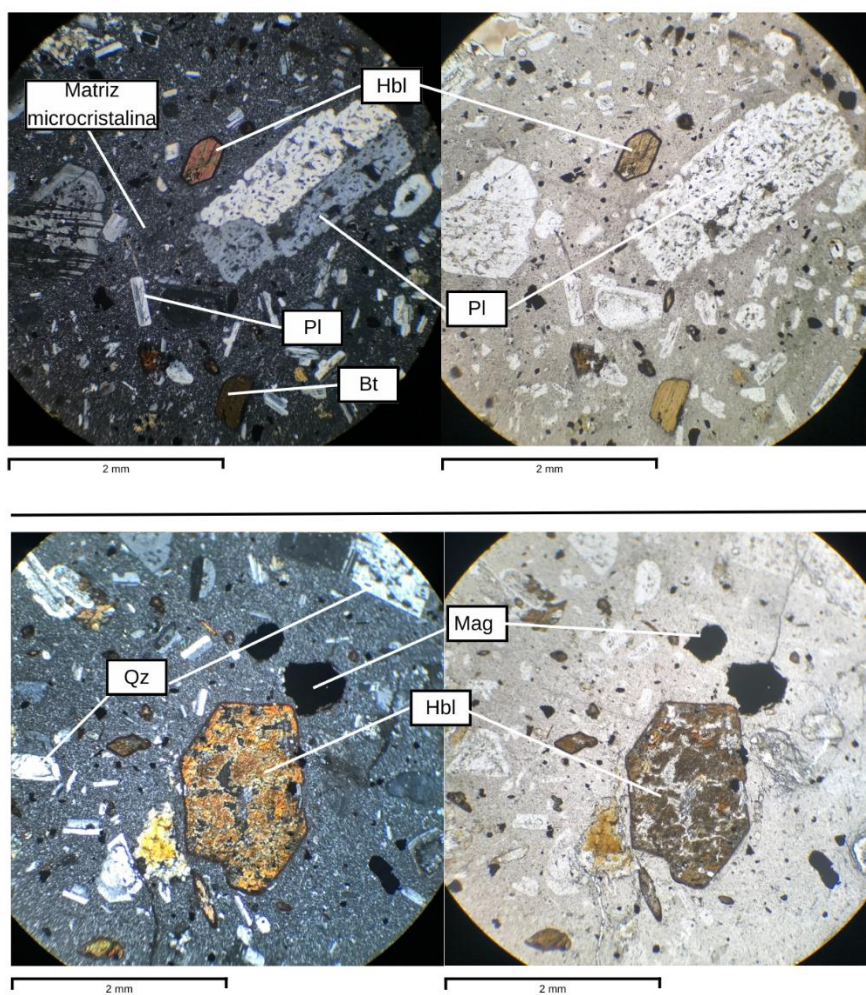


Figura 5.13. Microfotografía de las lavas andesíticas presentes en el sector este del área de estudio en nicols cruzados (izquierda) y nicols paralelos (derecha). Se observa la textura porfírica seriada generalizada en la unidad, con fenocristales de plagioclasa con textura *sieve*, augita, hornblenda y minerales opacos.

Areniscas y conglomerados: Depósito sedimentario color café claro conformado por una alternancia de capas de arenisca y conglomerados bien clasificada. Las areniscas están compuestas por cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. En algunos sectores es posible observar estratificación cruzada. Los conglomerados, clasto-soportados,

muestran buena selección, los clastos se componen por fragmentos redondeados de lava andesítica, cristales de cuarzo y restos fósiles como fragmentos de valvas de especies sin identificar (Fig. 5.14). Las capas poseen una actitud 335/20 con presencia de fallas de orientación NS, algunas de las cuales están rellenas por calcita y aragonito y mineralización de óxidos de hierro, principalmente magnetita y hematita.



Figura 5.14. Conglomerado clastos-soportado perteneciente a los depósitos sedimentarios post colapso. Fragmentos blancos corresponden a material fósil.

5.2 Geología estructural

La caldera Puquios se encuentra afectada por distintos tipos de estructuras. El levantamiento estructural se llevó a cabo en el sector suroeste y este de la caldera, donde se identificaron un total de 56 estructuras entre las cuales se incluyen fallas de cinemática

normal, dextral y sinistral. Dentro de las fallas medidas, 6 de ellas son consideradas de primer orden debido a factores como su longitud, mineralización y potencia, siendo algunas de estas apreciables mediante imágenes satelitales. Las 50 fallas restantes son consideradas de segundo orden debido a su menor escala, algunas de ellas conforman estructuras tipo dúplex, presentan mineralización de óxidos de hierro, alteración calco-sódica y solo son apreciables en terreno. La notación utilizada en las mediciones fue de “strike/dip” en formato “right hand”. Las mediciones de la dirección de rumbo y manteo obtenidas fueron procesadas en el software Dips 7.0, donde se visualizaron distintas orientaciones preferenciales, denominadas “sets” (Fig. 5.15).

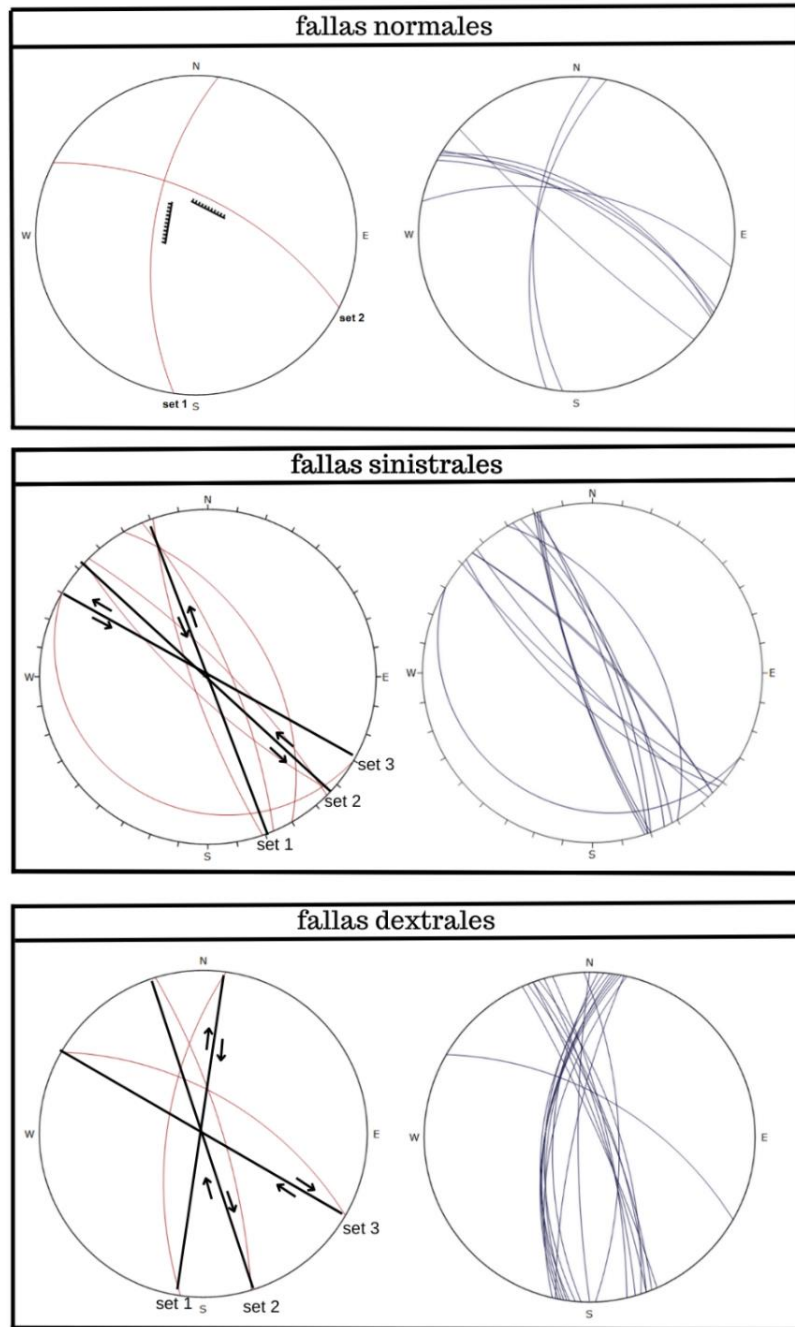


Figura 5.15. Representación de las mediciones obtenidas en las estructuras de cinemática normal, dextral y sinistral en Dips 7.0.

5.2.1 Fallas normales

Se identificaron un total de 7 fallas de cinemática normal que desempeñan un papel significativo en la configuración de la zona, de las cuales 2 son consideradas primarias, y 6 secundarias. Las fallas primarias presentan potencias de entre 20 a 50 cm, poseen un leve componente dextral, relleno de calcita y presentan sigmoides. Las estructuras secundarias poseen una potencia de entre 5 a 10 cm y se observan principalmente en la unidad de toba cristalina. Exhiben poco relleno, el cual es conformado principalmente por calcita y aragonito. La visualización de las mediciones de las estructuras con cinemática normal en Dips 7.0 muestra dos actitudes promedio, que se muestran en la figura 5.16. El set 1 está compuesto por las estructuras primarias, mientras que el set 2 por las secundarias.

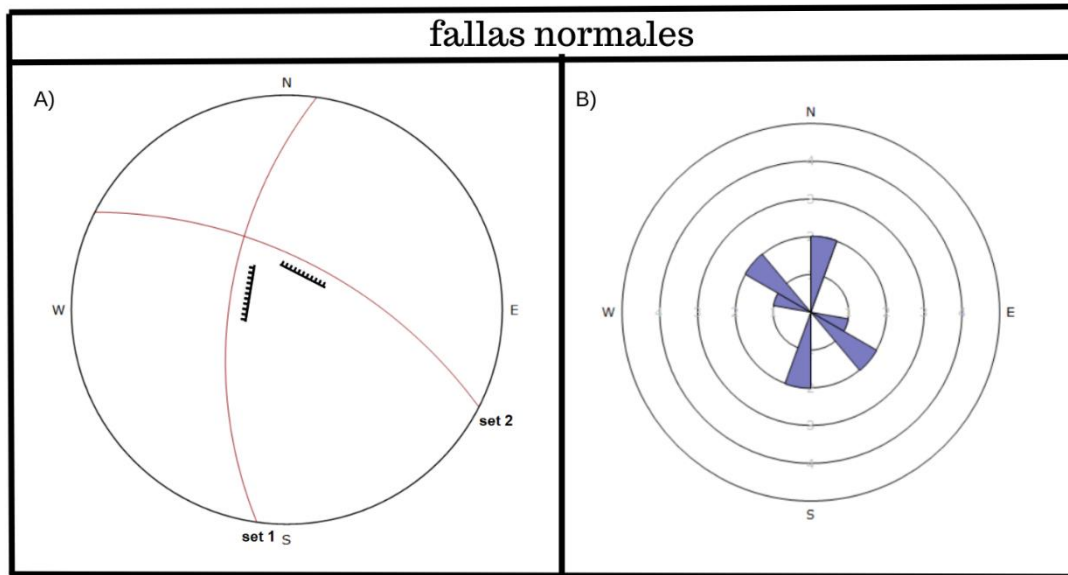


Figura 5.16. A: Sets resultantes de la agrupación de fallas normales y su respectiva orientación espacial. B: Diagrama de Roseta mostrando la frecuencia de las mediciones en función de su dirección.

El primer set de datos posee un promedio orientación de 188/60, lo que indica una orientación predominante en esa dirección, además de presentarse en pares conjugados de fallas (Fig. 5.17). El segundo set presenta un promedio de orientación de 297/63.

Además, es importante destacar que algunas de las estructuras pertenecientes al set 2 (de orientación 297/63) presentan mineralización de magnetita.

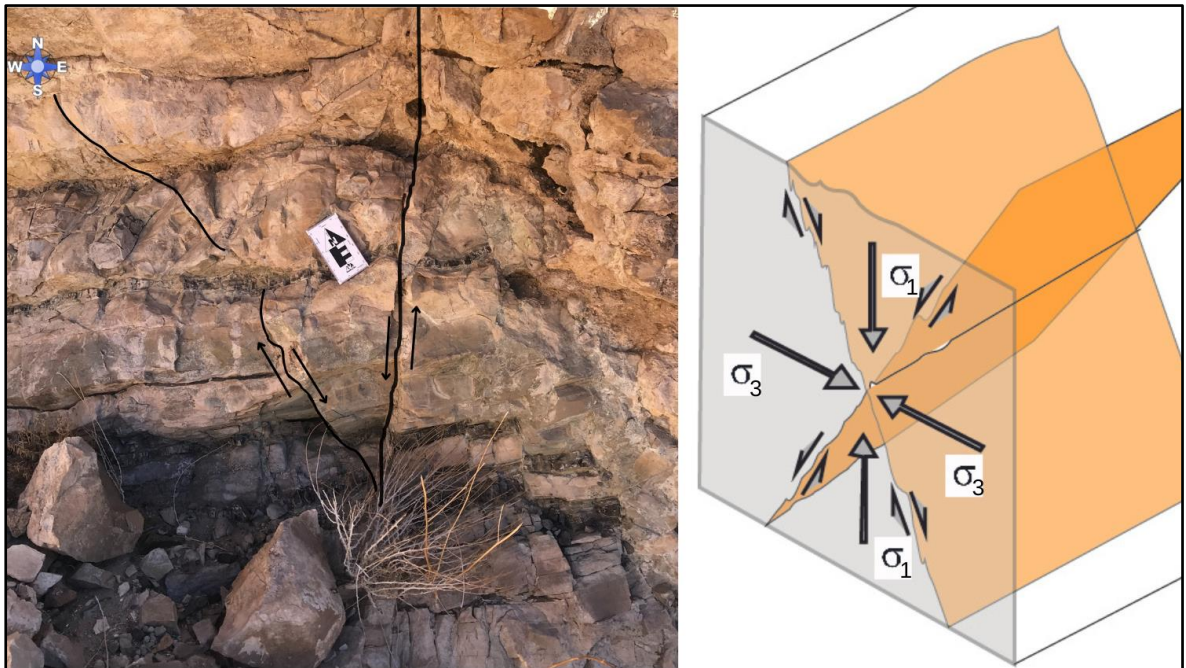


Figura 5.17. Fallas normales formando un par conjugado presentes en el sector suroeste de la caldera Puquios, donde el principal esfuerzo es vertical.

5.2.2 Fallas de rumbo de cinemática dextral

A través de distintos indicadores cinemáticos, como estructuras plumosas y sigmoides, se identificó una cinemática dextral en un total de 19 fallas de rumbo, las cuales se agrupan en tres conjuntos distintos, con una variación significativa en la orientación preferente de cada uno (Fig. 5.18).

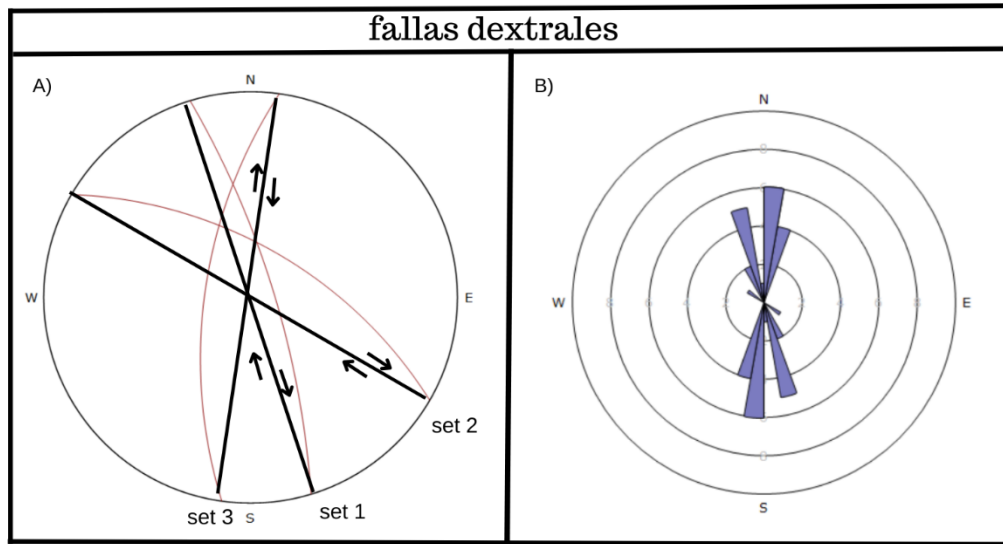


Figura 5.18. A: Sets resultantes de la agrupación de fallas de cinemática dextral y su respectiva orientación espacial. B: Diagrama de Roseta mostrando la frecuencia de las mediciones en función de su dirección.

El primer conjunto muestra una actitud promedio de 343/77. Estas fallas presentan potencias de entre 0,5 a 1 m, poseen un relleno mineral compuesto por calcita y se observan estructuras plumosas (Petit, 1987) y generación de sigmoides de entre 5 a 15 cm en su eje más largo, las cuales sirvieron como indicadores cinemáticos de las fallas (Fig. 5.19).



Figura 5.19. Estructuras plumosas (Petit, 1987) y generación de sigmoides presentes en fallas de rumbo de cinemática dextral.

El segundo conjunto de datos presenta una actitud promedio de 300/62. Estas estructuras muestran una marcada mineralización de óxidos de hierro, en particular, la presencia de magnetita y covelina (Fig. 5.20).



Figura 5.20. Plano de falla donde se observa mineralización de óxidos de hierro (magnetita) y estrías de fallas (línea roja).

Por último, el tercer conjunto de datos presenta una orientación promedio de 188/65. Estas estructuras poseen una potencia de entre 5 a 30 cm, exhiben sigmoides bien preservados en el plano de deformación, compuestos por calcita y dolomita, lo cual refuerza la cinética observada.

5.2.3 Fallas de rumbo de cinemática sinistral

Se identificaron distintas fallas de rumbo con una cinemática sinistral que juegan un papel importante en la configuración de esta región. Estas estructuras presentan distintas actitudes promedio, con tres conjuntos de datos diferentes (Fig. 5.21). La determinación de la cinemática sinistral se basó principalmente en la observación de vetillas de cuarzo de espesor de entre 0,5 a 1 cm cortadas por fallas, las cuales mostraban un claro movimiento sinistral.

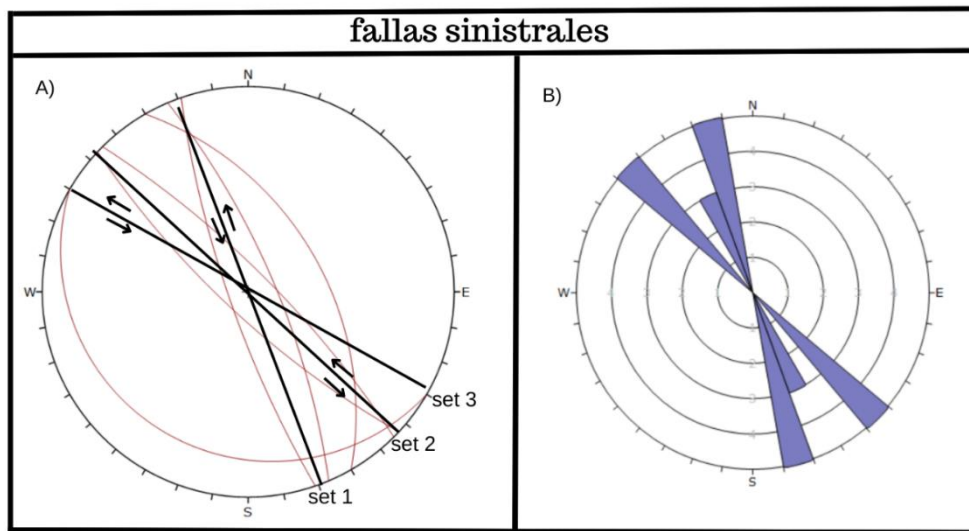


Figura 5.21. A: Sets resultantes de la agrupación de fallas de cinemática sinistral y su respectiva orientación espacial. B: Diagrama de Roseta mostrando la frecuencia de las mediciones en función de su dirección.

El primer conjunto muestra una actitud promedio de 337/68, lo que indica una orientación predominante en esa dirección. El segundo conjunto presenta un promedio de 315/77, el cual es cortado por las estructuras correspondientes al primer set (Fig. 5.22). Por último, el tercer set de datos muestra una orientación promedio de 120/13.

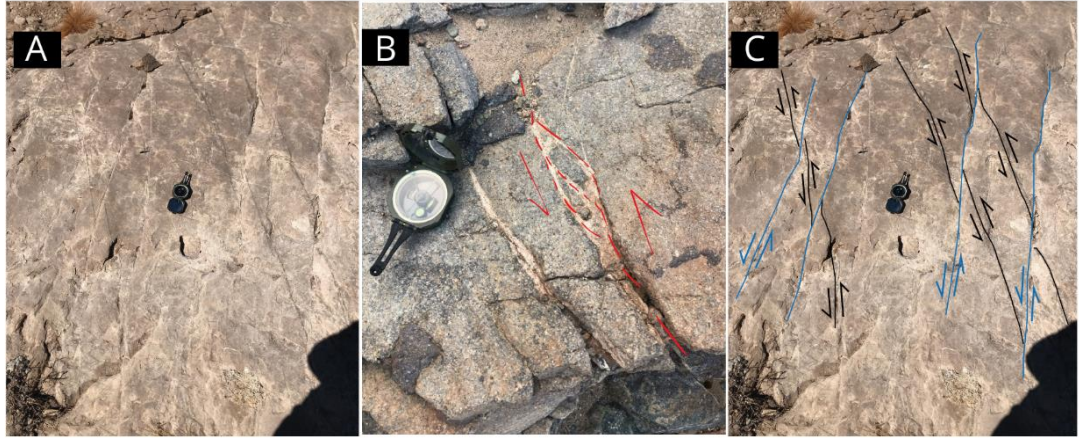


Figura 5.22. A) Sets de fallas sinistralas cortadas por un set de fallas sinistralas posterior. B) Estructuras plumosas evidenciando cinemática sinistral de set de fallas de orientación 337/77 C) Set 1 (azul) posee una orientación de 315/77; el set 2 (negro) posee una orientación de 337/77.

Por último, el tercer conjunto de datos presenta una orientación promedio de 120/13. Poseen desplazamientos variables entre 20 a 30 cm. En este conjunto de fallas se observan estructuras sigmoidales, las cuales fueron utilizadas para determinar la cinemática del movimiento (Fig. 5.23).



Figura 5.23. Estructuras sigmoidales observadas en fallas de rumbo de cinemática sinistral.

CAPÍTULO 6: DISCUSIONES

6.1 Características de las unidades litológicas y su relación con el colapso caldérico

Las unidades de toba cristalina, tobas vítreas y tobas de lapilli cristalina feldespática poseen características comunes e indicativas de facies de flujo piroclástico, como la presencia de estructuras de laminación generadas por el cizallamiento durante el transporte de flujos de alta concentración predominantemente laminar, además de un mayor grosor en las capas que los conforman, reflejando una mayor concentración de partículas en el flujo que los transportó (Cas y Wright, 1987). Sin embargo, sectores de la unidad de toba cristalina muestran una mejor selección de fragmentos, estructuras sedimentarias como laminaciones cruzadas, y un menor grosor, lo que sugiere que el depósito posee sectores transicionales entre flujo y oleada piroclástica de menor concentración (Cas y Wright, 1987).

Por otro lado, las características de la unidad de tobas de lapilli líticas son asociables a depósitos de naturaleza epi-volcanoclástica relacionados con procesos volcánicos secundarios, como avalanchas de detritos, o un origen mixto que incluye eventos eruptivos de baja energía (Cas y Wright, 1987; Cas et al., 2008; Murcia et al., 2013).

Las diferencias entre facies intracaldera y de bordes de caldera son evidentes en la actitud de los manteos. Las unidades de intracaldera son identificadas por poseer manteos $< 60^\circ$, mientras que las facies de bordes de caldera poseen manteos $> 60^\circ$. Esta última orientación de capas está presente en las tobas cristalinas en el sector suroeste y en las brechas de colapso, sin embargo, también en algunos depósitos más cercanos al centro-este del sector estudiado, como en las tobas de lapilli cristalinas feldespáticas. Estas variaciones estructurales son coherentes con otros sistemas de calderas colapsadas, donde los depósitos piroclásticos sufren reacomodos relacionados a fallamiento interno (Branney, 2015; Torres, 2018).

La presencia de unidades de lava andesítica localizadas principalmente en el sector este de la caldera está atribuida bibliográficamente a una actividad volcánica ubicada de manera temporal entre el colapso y el post-colapso de la caldera (Iriarte et al., 1996). Las características petrográficas de esta unidad, como la textura porfírica seriada y la matriz microcristalina sugieren un enfriamiento magmático en múltiples etapas (MacKenzie et al., 1982) mientras que la presencia de texturas de desequilibrio en la unidad, como la textura *sieve* y la zonación normal (desde un núcleo cálcico a bordes más sódicos) sugieren cambios de presión y temperatura antes de su extrusión, los cuales pueden deberse a una despresurización rápida o mezcla de magmas, o la ocurrencia de ambas (Polanco et al., 2009). La alteración parcial de algunos minerales como la hornblenda a clorita y arcilla, así como la presencia de bordes de reacción y las texturas opacítica podría ser indicativa de inestabilidad mineral (MacKenzie et al., 1982) a medida que los cristales reaccionaban con fluidos volcánicos, indicando la presencia de procesos hidrotermales en las etapas post-colapso.

La unidad de brechas de colapso sería producto de la erosión y posterior deposición de las unidades pre-caldera y de colapso de un borde topográfico resultado de la acción de fallas normales que acomodaron la deformación de la caldera. Estas brechas se formaron coetáneamente con la deposición de una capa de toba de ceniza de ~30 cm de espesor. Las características de esta capa de ceniza, entre ellas, la baja concentración de fragmentos de tamaño mayor a ceniza y su geometría, permiten asociarla a un depósito de flujo de ceniza (Fisher, 1979; Cas y Wright, 1987; Murcia et al., 2013). La presencia de unidades litológicas compuestas por arenisca y conglomerados sugiere una transición desde un ambiente predominantemente volcánico a uno con un componente lacustre. Esto se alinea con los depósitos observados en otras calderas relacionadas a la megacaldera Carrizalillo como la caldera Lomas Bayas y El Durazno (Rivera y Mpodozis, 1994; Torres, 2018).

6.2. Evidencias petrográficas de las condiciones de erupción

Algunas características de los depósitos volcanoclásticos del área de estudio, como un bajo nivel de vesiculación generalizada, la fuerte presencia de cristales de feldespatos con buen desarrollo cristalino generados antes de los eventos eruptivos, son asociables a una desgasificación limitada del magma antes de la erupción, lo que podría indicar una acumulación de sobrepresión en la cámara magmática (Polacci et al., 2006). Este fenómeno está relacionado con erupciones explosivas en la caldera Puquios, donde el magma no pudo desgasificarse eficientemente antes de ser expulsado violentamente.

Microscópicamente, las texturas *sieve* en plagioclasas y embahiamiento de cuarzos de la caldera Puquios se atribuyen al rápido ascenso del magma y la consecuente descompresión durante erupciones explosivas, lo que favoreció la disolución parcial de cristales (Nelson y Montana, 1992). Además, las zonaciones en los cristales de plagioclasa reflejan un entorno magmático dinámico, con fluctuaciones significativas de temperatura, composición y presión de vapor (Humphreys et al., 2006).

A diferencia de calderas vecinas como Jorquera, Bellavista y El Durazno, en la caldera Puquios se observa una baja o nula presencia de texturas eutaxíticas y reomórficas. La ausencia de textura eutaxítica podría asociarse a temperaturas menores y un enfriamiento más rápido, mientras que la falta de texturas reomórficas sugiere bajos niveles de fusión parcial y deformación plástica post-eruptiva en los depósitos (Wolf y Wright, 1981)

6.3 Geología Estructural

La evolución estructural, determinada a partir de relaciones de corte observadas tanto en terreno como en imágenes satelitales, sugiere que la caldera Puquios puede asociarse con al menos dos etapas de deformación. Estas etapas son coherentes con el modelo de cizallamiento planteado por Riedel (1929).

1) Deformación Eoceno inferior: Esta primera fase de deformación es responsable de estructuras dextrales y normales, consistentes con las fallas R' y P' del modelo de cizallamiento, a partir de un esfuerzo principal (σ_1) de dirección $\sim 10^\circ$ (Fig. 6.1).

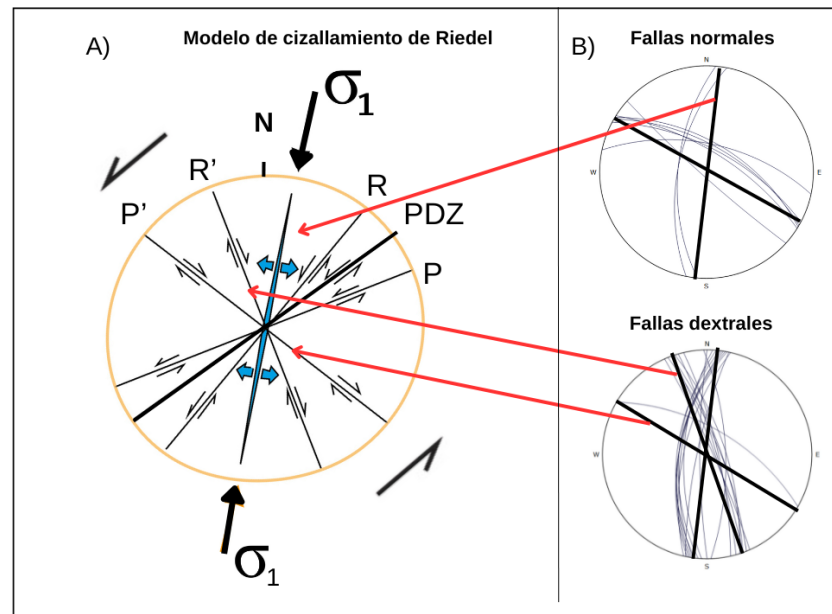


Figura 6.1. Primera etapa de deformación representada en un modelo de cizallamiento de Riedel (1929). PDZ: Principal displacement zone (zona de mayor desplazamiento acumulado).

Esta primera fase de deformación estaría asociada al colapso de la caldera Puquios, la cual habría tenido lugar en la segunda etapa resurgente de calderas durante el final de la formación de la cuenca Hornitos (Arévalo et al., 1994). La dirección del esfuerzo principal de esta fase de deformación es congruente con las reconstrucciones de los movimientos relativos de las placas tectónicas durante el Eoceno inferior y las direcciones de los principales esfuerzos que afectaron el margen continental (Fig. 6.2). Estos esfuerzos fueron producto de los movimientos de convergencia entre la placa de Farallón y la placa Sudamericana, donde distintos autores coinciden en la existencia de un régimen transtensivo-dextral durante este periodo (e.g. Pardo-Casas y Molnar, 1987; Doubrovine

y Tarduno, 2008). Sin embargo, la cinemática sinistral puede ser asociada a la influencia de un régimen estructural distrital que también afecto al Sistema de Fallas de Domeyko, donde se reporta un desplazamiento sinistral-inverso en dos de sus fallas maestras, la Falla Sierra Castillo y la Falla Sierra de Varas, durante el Eoceno medio tardío (Niemeyer y Urrutia, 2009).

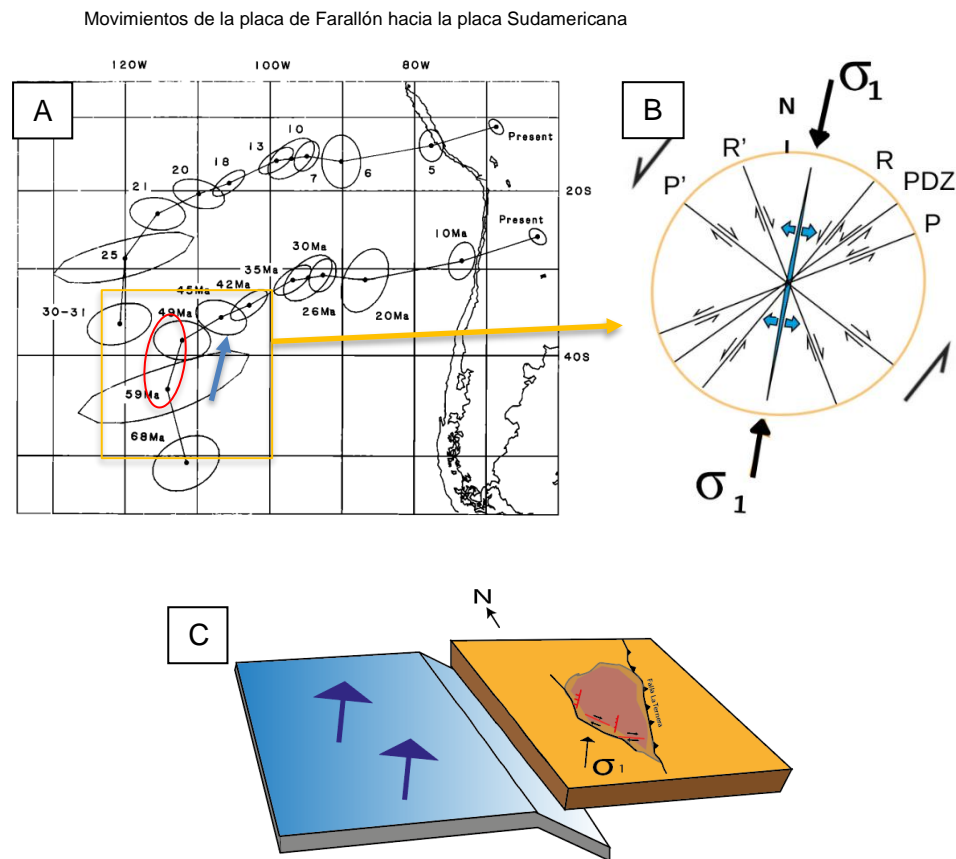


Figura 6.2. Marco regional de esfuerzos en el Eoceno inferior que afectaron la caldera Puquios. A) Reconstrucción de los movimientos relativos entre la placa de Farallón y la placa Sudamericana durante el Eoceno inferior en el margen oeste de Gondwana. Modificado de Pardo-Casas y Molnar (1987). B) Esfuerzo principal de dirección $\sim 10^\circ$ en un modelo de cizallamiento de Riedel para la

caldera Puquios. C) representación del movimiento relativo entre la placa de Farallón y el margen oeste de Gondwana afectando el área de estudio.

-Deformación Oligoceno superior: Esta es reconocible por la relación de corte entre las estructuras de la primera fase de deformación y las fallas de rumbo con cinemática dextral y sinistral posteriores. Las fallas dextrales, con una orientación promedio de 188/65, representan las estructuras antitéticas P', mientras que las fallas con cinemática sinistral, con orientaciones de 315/17, 120/13, y 337/68, representan las estructuras principales (PDZ), y sintéticas R y P, respectivamente, según el modelo de deformación de Riedel (1929; Fig. 6.3)

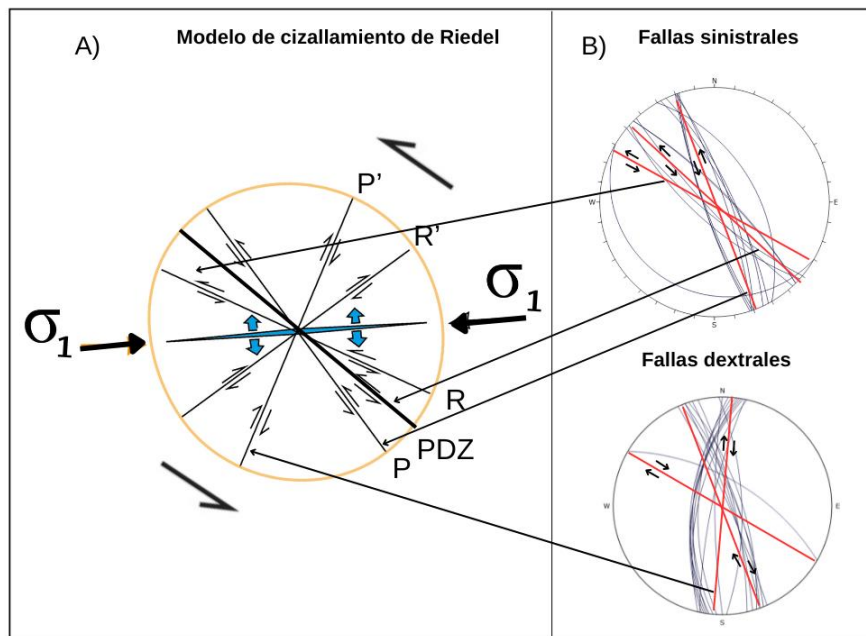


Figura 6.3. Segunda etapa de deformación representada en un modelo de cizallamiento de Riedel (1929). PDZ: Principal displacement zone (zona de mayor desplazamiento acumulado).

Esta segunda fase de deformación es congruente con las reconstrucciones de distintos autores acerca de los movimientos relativos de las placas tectónicas durante el Oligoceno superior (Fig. 6.4), donde la dirección del esfuerzo principal que afectó al margen oeste de Gondwana tuvo una orientación de $\sim 90^\circ$, es decir, aproximadamente este-oeste (e.g. Pardo-Casas y Molnar, 1987; Doubrovine y Tarduno, 2008).

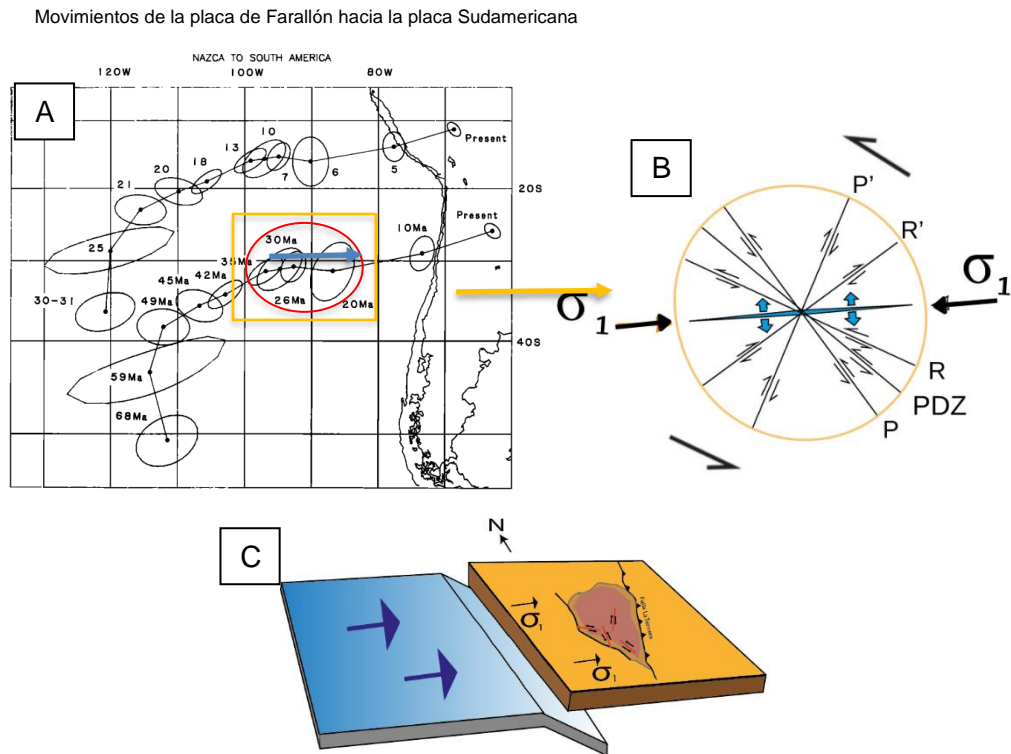


Figura 6.4. Marco regional de esfuerzos en el Oligoceno superior que afectaron la caldera Puquios. A) Reconstrucción de los movimientos relativos entre las placas de Farallón-Nazca y Sudamericana. Modificado de Pardo-Casas y Molnar (1987). B) Esfuerzo principal de orientación \sim EW según modelo de Riedel para la caldera Puquios. C) representación del movimiento relativo entre la placa de Farallón y el margen sudamericano durante el Oligoceno superior.

Este modelo es consistente con el modelo de deformación que es propuesto por Abarcia (2023) en la caldera Jorquera, una estructura volcánica ubicada a 50 km al sur, al sureste del plutón El Gato. En ella se han datado ignimbritas de intracaldera datadas mediante el método K-Ar en anfíbol en $50,9 \pm 4,4$ Ma. En esta caldera el autor reporta vasta información ejemplificada por estructuras de cizalla, geometría, disposición de estructuras, cinemática de fallas, diques y el plano axial de un pliegue sinclinal, a partir de lo cual interpreta un modelo de deformación de Riedel compuesto por 3 fases de deformación (Fig. 6.5). De este modelo, dos de las tres etapas de deformación propuestas por el autor en la caldera Jorquera, la deformación del Eoceno inferior y la del Oligoceno superior, se encuentran claramente representadas en la caldera Puquios, lo que contribuye a la validez de este modelo de Riedel como herramienta para interpretar la historia de deformación a escala distrital. La ausencia de estructuras en la caldera Puquios asociables a la deformación que Abarcia (2023) atribuye al postcolapso en la caldera Jorquera podría ser atribuida a la propia naturaleza del colapso en Jorquera, generándose esta dentro de una cuenca *Pull-Apart* en una zona de transferencias entre dos grandes fallas, Pauna-Estancilla y La Iglesia Colorada.

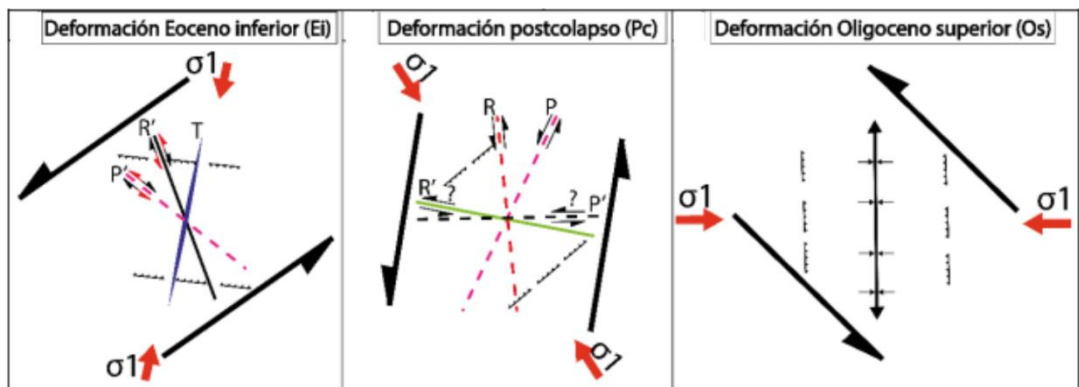


Figura 6.5. Modelo de deformación para la caldera Jorquera. Extraído de Abarcia (2023).

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

- La caldera Puquios posee una forma semi circular de 12 kilómetros de largo y 7 kilómetros de ancho con una elongación NS y su forma estaría controlada por estructuras regionales preexistentes al momento del colapso. Conserva parte de su fractura anular, la cual es observable principalmente en el margen occidental de la caldera.
- Litológicamente fue posible discriminar las unidades correspondientes a cada etapa del colapso de la caldera Puquios, las cuales se agrupan en (I) unidad de precolapso, compuesto por el basamento de la caldera, (II) unidades de colapso, en la cual se agrupan 6 unidades informales distintas de tobas, 4 de ellas de carácter primario, asociados a distintos flujos piroclásticos, y 2 con características asociables a depósitos epi-volcanoclasticos y (III) unidad post-colapso, conformada por un volcanismo efusivo de lavas principalmente andesíticas, formación de brechas producto de la erosión de bordes topográficos y la deposición de areniscas y calizas que marcan la transición a un ambiente lacustre.
- El análisis de las unidades litológicas sugiere que los depósitos corresponden a flujos piroclásticos asociados a la zona límite del flujo, dominada por el escape de fluido. Además, la caldera presenta una diferenciación clara entre facies de intracaldera, caracterizadas por un manteo suave sub-horizontal, y facies de borde de caldera, reconocibles por un manteo superior a 60° dirigido hacia el centro de la caldera.
- Existen dos etapas de deformación de carácter distrital-tectónico, (i) la primera asociada a los movimientos de la placa de Farallón bajo la placa Sudamericana que tuvieron lugar en el Eoceno inferior, donde la dirección de los esfuerzos principales fue de ~N10W; (ii) La segunda fase de deformación registrada es posterior al colapso

de la caldera y está relacionada a los esfuerzos principales que tuvieron lugar en el Oligoceno tardío, donde la dirección fue ~EW. Esta evolución estructural guarda estrecha relación con la deformación registrada durante el mismo periodo en la caldera Jorquera.

- La caldera Puquios se formó durante un régimen transtensivo sinistral distrital enmarcado dentro de un régimen regional transtensional-dextral asociado a los movimientos de placas convergentes durante el Eoceno inferior, cuando se produjo el vaciado parcial o total de la cámara magmática relacionada al desarrollo de un arco.

CAPÍTULO 8: BIBLIOGRAFÍA

- Abarcia, F. (2023). Origen y evolución de la caldera Jorquera, Copiapó, región de Atacama, Chile. Tesis. Universidad de Atacama.
- Acocella, V. (2007). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85, 125-160.
- Acocella, V., Cifelli, F., Funicello, R. (2000). Analogue models of collapse calderas and resurgent domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 81-96.
- Acocella, V., Funicello, R., Marotta, E., Orsi, G., De Vita, S. (2004). The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129(1-3), 199-217.
- Affolter, M. D., Ingersoll, R. V. (2019). Quantitative analysis of volcanic lithic fragments. *Journal of Sedimentary Research*, 89(6), 479–486.
- Allen, S. R., McPhie, J. (2003). Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126(3-4), 263–283.
- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C. E., Aguilera, Y. E., Mazzucchelli, M., Ribot, A. (2011). Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system: The Paleogene subduction–transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics*, 509(3–4), 218–237.
- Arévalo, C. (1994). Cuenca Hornitos: Un hemigraben extensional del Cretácico Superior – Paleoceno inferior en la precordillera de Copiapó. VII Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen I, p. 397–401.
- Arévalo, C., Rivera, O., Iriarte, S., Mpodozis, C. (1994). Cuencas extensionales y campos de calderas del Cretácico Superior-Terciario inferior en la Precordillera de Copiapó (27°-28°S), Chile. VII Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen II, p. 1288-1292.

- Bachmann, O., Bergantz, G. W. (2008). Deciphering Magma Chamber Dynamics from Styles of Compositional Zoning in Large Silicic Ash Flow Sheets. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 69, 651-674.
- Bachmann, O., Deering, C. D., Ruprecht, J. S. (2012). Evolution of silicic magmas in the Kos-Nisyros volcanic center, Greece: a petrological cycle associated with caldera collapse. *Contrib Mineral Petrol* 163, 151 – 166.
- Bouvet de Maisonneuve, C., Costa, F., Huber, C., Von Quadt, A. (2021). Magma reservoir processes and their bearing on ore formation: Insights from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 554, 116657.
- Branney, M. J., Kokelaar, B. P. (2002). Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites (Memoir 27). Geological Society of London.
- Branney, M. J., Kokelaar, P. (1994). Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a Piecemeal caldera, English Lake District. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 507-530.
- Branney, M. J., Kokelaar, P. (2002). Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geological Society, London Memories*, p 27 .
- Branney, M., Acocella, V. (2015). Calderas. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 299-315.
- Branney, M.J. (1995). Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bull Volcanol* 57, 303–318.
- Brosch, E., Lube, G., Cerminara, M., Esposti-Ongaro, T., Breard, E. C. P., Dufek, J., Sovilla, B., Fullard, L. (2021). Destructiveness of pyroclastic surges controlled by turbulent fluctuations. *Nature Communications*, 12(1), 7306.
- Brown, D. J., Bell, B. R. (2013). The emplacement of a large, chemically zoned, rheomorphic, lava-like ignimbrite: the Sgurr of Eigg Pitchstone, NW Scotland. *Journal of the Geological Society*, 170, 753-767.

- Cas, R. A. F., Wright, J. V. (1987). *Volcanic successions: Modern and ancient: A geological approach to processes, products, and successions* (1st ed.). Chapman y Hall.
- Cas, R. A. F., Wright, J. V. (1991). Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bulletin of Volcanology*, 53, 357–380.
- Cas, R. A. F., Wright, J. V. (2012). *Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Springer Science & Business Media.
- Castro, A. (2015). *Petrografía de rocas ígneas y metamórficas*. Madrid, España: Ediciones Paraninfo, SA. ISBN: 978-84-283-3516-4.
- Chevrel, M. O., Pinkerton, H., Harris, A. J. L. (2019). Measuring the viscosity of lava in the field: A review. *Earth-Science Reviews*, 188, 72-87.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3), 303–332.
- Cole, J., Milner, D., Spinks, K. (2005). Calderas and caldera structures: A review. *Earth Science Reviews*, 691—26.
- Coleman, D. S., Gray, W., Glazner, A. F. (2004). Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, 32, 433-436.
- Cornejo, P., Matthews, S., Pérez, C. (2003). The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24°–27°S). X Congreso Geológico Chileno, CD Rom.
- Cottam, M. A., Hall, R., Sperber, C. F., Armstrong, R. A. (2010). Pulsed emplacement of the Mount Kinabalu granite, northern Borneo. *Journal of the Geological Society*, 167, 49-60.
- Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. (2001). Growth of plutons by floor subsidence: implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction

- mechanisms. *Physics and Chemistry of The Earth Part A-solid Earth and Geodesy*, 26, 303-315.
- Cruden, A. R., Weinberg, R. F. (2018). Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust-magma segregation, ascent and emplacement. *Volcanic and igneous plumbing systems*, 13-53.
- De Silva, S. (2008). Arc magmatism, calderas, and supervolcanoes. *Geology*, 36(8), 671.
- De Silva, S. L., Roberge, J., Bardelli, L., Báez, W., Ortiz, A., Viramonte, J. G., Arnosio, J. M., Becchio, R. (2022). Magmatic evolution and architecture of an arc-related, rhyolitic caldera complex: The late Pleistocene to Holocene Cerro Blanco volcanic complex, southern Puna, Argentina. *Geosphere*, 18(2), 394–423.
- De Silva, S., Gregg, P. (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, 77-91.
- De Silva, S., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J. G., Salas, G., Jiménez, N. (2006). Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. *Geological Society, London, Special Publications*, 269(1), 47-63.
- Del Moral, R., Wood, D. M. (1993). Early primary succession on the volcano Mount St. Helens. *Journal of Vegetation Science*, 4(2), 223-234.
- Deniel, C., Vidal, P., Fernández, Á., Fort, P. L., Peucat, J.J. (1987). Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 78-92.
- Dobrovine, P. V., Tarduno, J. A. (2008). A revised kinematic model for the relative motion between Pacific oceanic plates and North America since the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B12), 1-22.

- Elston, W. E., Plumlee, G. S. (1994). A special issue on volcanic centers as targets for mineral exploration: Preface. *Economic Geology*, 89(8), 1661–1663.
- Fisher, R. V. (1966). *Geology of a Miocene ignimbrite layer: John Day Formation, Eastern Oregon*. University of California Press.
- Fisher, R. V. (1979). Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6(3-4), 305-318.
- Folch, A., Martí, J. (2004). Geometrical and mechanical constraints on the formation of ring-fault calderas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 221, 215–225.
- Folch, A., Martí, J. (2009). Time-dependent chamber and vent conditions during explosive caldera-forming eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 280, 246-253.
- Fracchia, M. (2009). *Volcanismo postcolapso de la caldera Vilama, Mioceno superior, Puna argentino-boliviana. Mecanismos eruptivos y Petrogénesis*. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Frutos, J. J. (1981). Andean tectonics as a consequence of seafloor spreading. *Tectonophysics*, 71(1-4), 289-311.
- García, M., Hérail, G., Gardeweg, M. (1999). Oligo-Miocene ignimbritic volcanism of northern Chile (Arica Region): Stratigraphy and geochronology. In *Proceedings of International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG) (No. 4, pp. 253-256)*.
- Gerding, V. (2019). *Petrología de los depósitos asociados a la Megacaldera Carrizalillo en la pre-cordillera de Copiapó, Región de Atacama*. Tesis. Universidad de Atacama.
- Geyer, A., Folch, A., Martí, J. (2006). Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: An experimental approach. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 157, 375-386.

- Geyer, A., Martí, J. (2014). A short review of our current understanding of the development of ring faults during collapse caldera formation. *Frontiers in Earth Science*, 2, Artículo 22.
- Gregg, P., de Silva, S., Grosfils, E., Parmigiani, J. (2012). Catastrophic caldera-forming eruptions: Thermomechanics and implications for eruption triggering & maximum caldera dimensions on Earth. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 241, 1-12.
- Gudmundsson, A. (1998). Formation and development of normal-fault calderas and the initiation of large explosive eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 60(3), 160-170.
- Gudmundsson, A., Nilsen, K. (2006). Ring-faults in composite calderas: Structures, models, and stress fields associated with their formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(3-4), 257-271.
- Hallinan, S., Brown, L. (1995). Incremental collapse and stratocone growth within a funnel-shaped caldera, Guayabo, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 67, 101-122.
- Hancock, P. L. (1985). Brittle microtectonics: Principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3-4), 437-457.
- Hardy, S. (2008). Structural evolution of calderas: insights from twodimensional discrete element simulations. *Geology* 36, 927-930.
- Harris, A. J. L., Rowland, S. K. (2015). Lava Flows and Rheology. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 321-342.
- Hayashi, J. N., Self, S. (1992). A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. *Journal of Geophysical Research*, 97(B6), 9063.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Tingay, M., Morawietz, L., Hergert, T., Hoppe, T., Kang, H., Papas, S., Lehmann, K., Zoback, M.

- (2018). The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, 744, 484–498.
- Heiken, G. H. (1986). Introduction to Special Section on the Valles Caldera and Jemez Mountains Volcanic Field. *Journal of Geophysical Research*, 91, 1741-1741.
- Heiken, G., Goff, F., Stix, J., Tamanyu, S., Shafiqullah, M., García, S. (1986). Intracaldera volcanic activity, Toledo Caldera and embayment, Jemez Mountains, New Mexico. *J. Geophysics. Res.* 91B, 1799–1815.
- Hildreth, W. (2004). Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(3-4), 169-198.
- Holohan, E. P., Schöpfer, M. P. J., Walsh, J. J. (2011). Mechanical and geometric controls on the structural evolution of pit crater and caldera subsidence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B7), B07202.
- Holohan, E. P., Troll, V. R., Walter, T. R., Münn, S., McDonnell, S., Shipton, Z. K. (2005). Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4), 119-136.
- Houghton, B., Carey, R. J. (2015). Pyroclastic Fall Deposits. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 599–616.
- Houghton, B., Wilson, C. J. (1989). A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51, 451-462.
- Hughes, G. R., Mahood, G.A. (2008). Tectonic controls on the nature of large silicic calderas in volcanic arcs. *Geology*, 36(8), 627-630.
- Humphreys, M. C. S., Blundy, J. D., Sparks, S. J. (2006) Magma evolution and open system processes at shiveluch volcano: insights from phenocryst zoning, *Journal of Petrology* 47 (12), 2303-2334.

- Ingram, R. L. (1954). Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 65, 937-938.
- Iriarte D., S. (1994). La caldera Jorquera: una estructura de colapso del volcanismo explosivo del Paleógeno-Eoceno inferior en la precordillera de Copiapó, III región, Chile. En VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, 17-21 de octubre (pp. 67-70). SERNAGEOMIN.
- Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C., Rivera, O. (1996). Mapa Geológico de la Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile). Mapas Geológicos N°3, Escala 1:100.000.
- Isacks, B. L. (1988). Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3211-3231.
- Kaminski, E., Jaupart, C. (1998). The size distribution of pyroclasts and the fragmentation sequence in explosive volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B12), 29759–29779.
- Komuro, H. (1987). Experiments on cauldron formation: A polygonal cauldron and ring fractures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31(1–2), 139-149.
- Lipman, P. W. (1984). The Roots of Ash Flow Calderas in Western North America: Windows into the tops of Granitic Batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89, 8801- 8841.
- Lipman, P. W. (1997). Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59(3), 198-218.
- Lipman, P. W. (2000). Calderas. In: Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 643-662.
- Lipman, P. W. (2007). Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. *Geosphere*, 3, 42-70.

- Lipman, P. W., Zimmerer, M. J., McIntosh, W. C. (2015). An ignimbrite caldera from the bottom up: Exhumed floor and fill of the resurgent Bonanza caldera, Southern Rocky Mountain volcanic field, Colorado. *Geosphere*, 11(6), 1902-1947.
- Lowenstern, J. B., Smith, R. B., Hill, D. P. (2006). Monitoring super-volcanoes: geophysical and geochemical signals at Yellowstone and other large caldera systems. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 364(1845), 2055-2072.
- Maccaferri, F., Richter, N., Walter, T. R. (2017). The effect of giant landslides on magma pathways and the location of volcanism. *Nature Communications*, 8, 1097.
- MacKenzie, W. S., Donaldson, C. H., Guilford, C. (1982). *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman.
- Mahood, G. A., Hildreth, W. (1983). Nested calderas and trapdoor uplift at Pantelleria, Strait of Sicily. *Geology*, 11, 722-726.
- Mahood, G. A., Hildreth, W. (1986). Geology of the peralkaline volcano at Pantelleria, Strait of Sicily. *Bulletin of Volcanology*, 48, 143-172.
- Malumián, N., Ramos, V. A. (1984). Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the cretaceous and tertiary of southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 228-237.
- Martel, C., Andújar, J., Mothes, P., Scaillet, B., Pichavant, M., Molina, I. (2018). Storage conditions of the mafic and silicic magmas at Cotopaxi, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 354, 74-86.
- Martí, J., Gudmundsson, A. (2000). The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 161-173.
- Martí, J., Mitjavila, J., Araña, V. (1994). Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geological Magazine*, 131(6), 715-727.

- Menand, T. (2011). Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review. *Tectonophysics*, 500, 11-19.
- Métrich, N., Komorowski, J. C., Fernández-Turiel, J. L., Allard, P., Aiuppa, A., Bani, P., Bertagnini, A., Shinohara, H., Parello, F., Di Muro, A., Garaebiti, E., Belhadj, O., Massare, D. (2011). Magma and Volatile Supply to Post-collapse Volcanism and Block Resurgence in Siwi Caldera (Tanna Island, Vanuatu Arc). *Journal of Petrology*, 52(6), 1077–1105.
- Milner, D. M., Cole, J., Wood, C.P. (2002). Asymmetric, multiple-block collapse at Rotorua Caldera, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 64, 134-149.
- Mpodozis, C., Allmendinger, R., (1992). Extensión Cretácica en el Norte de Chile (Puquios-Sierra Fraga, 27° S): significado para la evolución tectónica de los Andes. *Revista Geológica de Chile*, 19(2), 1-31.
- Mpodozis, C., Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina, in: *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Earth Sciences Series, 11. 59-90.
- Murcia, H., Borrero, C., Pardo, N., Alvarado, G., Arnosio, M., Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcanoclásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, 48, 15-39.
- Nelson S. T., Montana A. (1992). Sieve – textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1249.
- Németh, K., Martin, U. (2007). *Practical Volcanology*. Geological Institute of Hungary, Volume 207, pp. 1-20.
- Newhall, C. G., Dzurisin, D. (1988). Historical unrest at large calderas of the world (USGS Bull. No. 1855). U.S. Geological Survey.

- Nicholls, J. (1972). The equilibration temperature and pressure of various lava types with spinel- and garnet-peridotite. *American Mineralogist*, 57(5-6), 941-959.
- Niemeyer, H., Urrutia, C. (2009). Transcurrencia a lo largo de la Falla Sierra de Varas (Sistema de fallas de la Cordillera de Domeyko), norte de Chile. *Andean Geology*, 36(1).
- Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M., Ciocca, I., González, J., Espinoza, M., Salazar, E., Coloma, F., Kasemann, S. A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 80, 202-227.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233–248.
- Pérez-Orozco, J. D., Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L. (2021). Tectonic and magmatic controls on the evolution of post-collapse volcanism: Insights from the Acoculco Caldera Complex, Puebla, México. *Lithos*, 380–381, 105878.
- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J., Vigneresse, J. L. (2000). Granite magma formation, transport, and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408, 669-673.
- Pitcher, W. S. (1979). Comments on the geological environments of granites. M. P. Atherton, J. Tarney (Eds.), *Origin of granite batholiths* (pp. 1–8). Birkhäuser Boston.
- Polacci, M., Corsaro, R. A., Andronico, D. (2006). Coupled textural and compositional characterization of basaltic scoria: Insights into the transition from Strombolian to fire fountain activity at Mount Etna, Italy. *Geology*, 34, 201-204.
- Polanco, E., Clavero, J., Gimeno, D., Fernández-Turiel, J. L. (2009). Procesos de mezcla de magmas y/o autoconvección en el Complejo Volcánico Taapaca (18°S), Andes Centrales: evidencias texturales y de química mineral. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile, 22-26 de noviembre de 2009.
- Pozo, M., González, J., Giner, J. (2003). *Geología práctica: Introducción al reconocimiento de materiales y análisis de mapas* (1. ed.). Prentice Hall.

- Ramos, V. A. (1988). Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America -a Collisional History. *Episodes*, 11, 168-174.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J. M., Palma, M. (1986). Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5, 855-880.
- Riedel, W. (1929). Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie B*, 354–368.
- Rivera, O., Falcón, M., (2000). Calderas Tipo Colapso-Resurgentes del Terciario Inferior en la Pre-Cordillera de la Región de Atacama: Emplazamiento de Complejos Volcano-Plutónicos en las Cuencas Volcano Tectónicas Extensionales Hornitos e Indio Muerto. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. II, p. 67-71, Puerto Varas.
- Rivera, O., Mpodozis, C. (1991). Volcanismo explosivo del terciario inferior en la precordillera de Copiapó, región de Atacama, Chile: las calderas Lomas Bayas y El Durazno. Congreso Geológico Chileno, 6. Viña del Mar, Chile.
- Rivera, O., Mpodozis, C. (1994). La megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas: Volcanismo sinextensional Cretácico superior-Terciario inferior en la Precordillera de Copiapó. VII Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen I: 149-153.
- Roche, O., Druitt, T. H., Merle, O. (2000). Experimental study of caldera formation. *J. Geophys. Res.* 105B, 395 – 416.
- Rodríguez, N., Fuentes, P., Aragón, E., Lillo, M., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J. (2025). The calderas field of northern Chile (Atacama region): Eruptive mechanisms and structural control in the latest Cretaceous to Eocene Andean magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 152, 105199
- Ross, P. S., Dürig, T., Comida, P. P., Lefebvre, N., White, J. D. L., Andronico, D., Thivet, S., Eychenne, J., Gurioli, L. (2022). Standardized analysis of juvenile pyroclasts in comparative studies of primary magma fragmentation; 1. Overview and workflow. *Bulletin of Volcanology*, 84(13).

- Rutland, R. (1971). Andean Orogeny and Ocean Floor Spreading. *Nature*, 233, 252-255.
- Rytuba, J. (1994). Evolution of Volcanic and Tectonic Features in Caldera Settings and their importance in the localization of ore deposits. *Economic Geology*, 89, 1687-1696.
- Saxby, J., Gottsmann, J., Cashman, K., Gutiérrez, E. (2016). Magma storage in a strike-slip caldera. *Nature Communications*, 7, 12295.
- Scheuber, E., González, G. (1999). Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the North Chilean coastal Cordillera (22°-26°S): a story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18(5), 895-910.
- Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9(1), 41-43.
- Schmincke, H. (1967). Cone sheet swarm, resurgence of tejeda caldera, and the early geologic history of gran Canaria. *Bulletin of Volcanology*, 31, 153-162.
- Self, S., Goff, F. E., Gardner, J. N., Wright, J. V., Kite, W. M. (1986). Explosive rhyolitic volcanism in the Jemez Mountains: Vent locations, caldera development and relation to regional structure. *Journal of Geophysical Research*, 91, 1779-1798.
- Sepúlveda, P., Naranjo S. (1982). Geología de la hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile n°053. Mapa a escala 1:100.000.
- Sheridan, M. F. (1979). Emplacement of pyroclastic flows: A review. *Ash-Flow Tuffs*, Geological Society of America Special Paper, 180, 125-136.
- Sigurdsson, H., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds.). (2015). *The encyclopedia of volcanoes* (2nd ed.). Academic Press.
- Simakin, A. G., Ghassemi, A., (2010). The role of magma chamber–fault interaction in caldera forming eruptions. *Bulletin of Volcanology* 72 (1), 85–101.

- Smith, R. L., Bailey, R. A. (1968). Resurgent Cauldrons. Geological Society of America Memories, 116, 613-622.
- Sparks, S., Sigurdsson, H., Wilson, L. (1977). Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. Nature, 267, 315-318.
- Streckeisen, A. (1976). Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: A provisional attempt. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, 1976(1), 1-15.
- Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin, 100(11), 1666-1703
- Thompson, S. N., Hervé, F. (2002). New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). Revista Geológica De Chile, 29, 255-271.
- Torres, F. (2018). Petrología, estructura y evolución de la caldera El Durazno, Precordillera de Copiapó, Región de Atacama, Chile. Tesis. Universidad de Atacama.
- Tsuchiyama, A. (1985). Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside- albite - anorthosite and origin of dusty plagioclase in andesite, Contributions to Mineralogy and Petrology, 89: 1-16.
- Valentine, G. A. (1987). Stratified flow in pyroclastic surges. Bulletin of Volcanology, 49, 616-630.
- Valentine, G. A., Connor, C. B. (2015). Basaltic Volcanic Fields. The Encyclopedia of Volcanoes, 423-439.
- Viccaro, M., Giacomoni, P. P., Ferlito, C., Cristofolini, R. (2010). Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. Lithos, 116(1-2), 77-91.

- Wadell, H. (1933). Sphericity and Roundness of Rock Particles. *The Journal of Geology*, 41, 310-331.
- Walker, G. P. (1984). Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research*, 89, 8407-8416.
- Walker, G. P. (1988). Three Hawaiian calderas: An origin through loading by shallow intrusions. *Journal of Geophysical Research*, 93, 14773-14784.
- Walker, G. P. L. (1973). Explosive volcanic eruptions: a new classification scheme. *Geol. Rund.*, 62, 431-446.
- Walker, J. A., Williams, S. N., Kalamarides, R. I., Feigenson, M. D. (1993). Shallow open-system evolution of basaltic magma beneath a subduction zone volcano: The Masaya Caldera Complex, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56, 379-400.
- Watt, S. F. (2019). The evolution of volcanic systems following sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 384, 280-303
- Wilson, C. J. N. (2008). Supereruptions and calderas: a global perspective. *Geophysical Monograph Series*, 180, 1-30.
- Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, T. C., Watkins, N. D. (1978). The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 83(B4), 1829-1836.
- Wohletz, K. H., Sheridan, M. F. (1977). Model of pyroclastic surge. Tesis de Maestría, Arizona State University.
- Wolff, J. A., Wright, J. V. (1981). Rheomorphism of welded tuffs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10(1-3), 13-34.
- Woods, A. W., Cardoso, S. S. (1997). Triggering basaltic volcanic eruptions by bubble-melt separation. *Nature*, 385, 518-520.

Zernack, A. V., Procter, J. N. (2021). Cyclic growth and destruction of volcanoes. In M. Roverato, A. Dufresne, J. Procter (Eds.), *Volcanic debris avalanches (Advances in Volcanology)*. Springer, Cham.