



Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado



Estratigrafía de la ignimbrita Tala en la caldera de La Primavera, Jalisco, México.

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Lic. Ulises Salinas Ocampo

CVU/Becario Conacyt: 713907/592130

Asesor:

Dr. Ricardo Saucedo Girón

Co-asesor:

Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz



Diciembre 2019

Este trabajo fue financiado por el proyecto:

P15. Exploración geotérmica del complejo volcánico de Cerritos

**Colorados, Jal.: Estudios de vulcanología, estratigrafía,
geoquímica y petrología experimental (CEMIE-GEO).**

“En algún lugar, algo increíble está esperando ser conocido.”

Carl Sagan

“Cuando todo lo demás falla, renuncia y ve a la biblioteca.”

Stephen King

“Cuando aprendamos a dar y recibir esta energía universal, querida Lieserl, comprobaremos que el amor todo lo vence, todo lo trasciende y todo lo puede, por que el amor es la quintaescencia de la vida”.

Albert Einstein

Eres la evidencia de una Primavera fuertemente explosiva.

T.T.

I.R.C

I.T.

DEDICATORIA

Con el más puro amor que impulsa mi vida..

A mis **Padres Cruz y Graciela** por dar su vida, amor y trabajo entero para que nunca nos faltara nada, por apoyarme, aconsejarme siempre, creer en mí y mostrarme cada día lo maravillosa que es la vida a su lado, gracias por elegirme su hijo.

A mi **Hermano Rey** por hacer de mi niñez más divertida y compleja, gracias por quedarte y compartir a mi lado y quererme tanto, este trabajo también es para ti, te amo hermano.

A mi **Hermano Cruz †**, donde quiera que este universo acumule tu energía, estás presente en cada paso que doy, gracias por enseñarnos el valor de nuestra familia, sin embargo, pudo ser mejor a tu lado.

A **Fatima**, por ser mi compañera incondicional, mi esposa, amiga y confidente de mis más grandes sueños y apoyarme en cada logro y fracaso en esta vida, por compartir tu vida y amor conmigo, te amo.

A mis Abuelos Cruz, Josefina, Marcelino† y Norberta†, gracias por todo su apoyo, este trabajo es también para ustedes.

AGRADECIMIENTOS

A los contribuyentes que pagan impuestos los cuales se ven reflejados en las becas que otorga el CONACYT.

A mi asesor, el **Dr. Ricardo Saucedo Girón** (Richard) por compartir sus enseñanzas, consejos, correcciones, amistad, paciencia, confianza y apoyarme con el tema de tesis, muchas gracias.

A mi co asesor, amigo y padre putativo **Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz (Yam)**, gracias por tus consejos, enseñanzas y por abrirme las puertas de su hogar y formar parte de su bonita familia (Ocampo Martínez), **Yam, Mago, Huna e Ixba**, gracias totales.

A **Ulises Radilla** (El Morro) por convertirse en un hermano y compañero de aventuras, tesis y relajos, gracias por compartir a mi lado.

A los Alborotadores (Trouble Makers) **Uli, Ruby González, María Sánchez**, por las pláticas y buenos momentos junto al Doc. Miguelín.

Al **Dr. Miguel Morales Gámez** por su amistad, consejos comentarios y por formar parte de mi comité evaluador.

A la **Dra. Sonia Alejandra Torres Sánchez** por formar parte de mi comité evaluador y por la revisión de la tesis

Al **Dr. Margarito Tristán** por la revisión de la tesis y sus consejos en clase.

Al Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido y Microanálisis (**LMEByM**) de la Universidad Autónoma de Guerrero, por las fotomicrografías obtenidas. A la **M.C. Jazmín A López Díaz** por la ayuda técnica para la obtención de imágenes y microanálisis. Al **Dr. Oscar Talavera Mendoza** por autorizarnos el uso de dicho equipo para completar nuestro trabajo de investigación.

A la comunidad del Instituto de Geofísica Unidad Michoacan (IGUM), en especial al **Dr. José Luis Macias Vázquez**, gracias por el apoyo durante el proyecto, becas otorgadas y las enseñanzas en campo y por hacerme formar parte de su valioso equipo de trabajo.

Al grupo de profesores del posgrado de la Maestría en Geología Aplicada. A los doctores: **Rafael Barboza, Margarito Tristan, Damiano Sarocchi, Ramón Torres, Francisco Castillo, Alfredo Aguillón, Javier Castro**, por sus consejos y críticas durante el proyecto.

Al Grupo de Geología Exógena y del Sedimentario (GGES), **Yam. Mago, Uli**.

A Oscar, Joel, Martín, Matraca, Rosalva, Rita, Gabo, Batis, Garibay, Isra, Doña Laura, profesores y amigos de la Unidad Académica de Ciencias de la Tierra (UACT)

A la mafia colombiana, **Andrés y Laura** gracias por su bonita amistad y confianza desde que llegaron a san Luis Potosí, cuenten con un hermano en México.

A **Adrián y Luis (Don V)** por hacer menos aburrido el centro de cómputo.

A **Marco Antonio Hernández O.** (Hampton) y **Francisco Rendón** por apoyarme con el conteo de puntos.

A todos los que me aconsejaron y decidieron tomarse el tiempo de preocuparse un momento por mí en esta travesía.

GRACIAS TOTALES

Índice

RESUMEN	1
Introducción	5
Justificación	6
1. Generalidades	8
1.1. Planteamiento y alcances del trabajo	8
1.2. Hipótesis de trabajo	8
1.3 Objetivo General	9
1.5. Ubicación del área de estudio	9
2. Marco geológico y tectónico del área de estudio	11
2.1. Cinturón Volcánico Transmexicano.....	12
2.1.1. Arco del Mioceno temprano-Mioceno tardío (CVTM temprano)	12
2.1.2. Episodio máfico migrante hacia el oriente (Mioceno tardío)	13
2.1.3. Vulcanismo silíceo (Mioceno tardío)- bimodal (Plioceno temprano).....	13
2.1.4. Arco moderno (CVTM del Plioceno Tardío al Holoceno)	14
2.2. Punto Triple.....	16
2.2.1. <i>Rift</i> de Chapala	16
2.2.2. <i>Rift</i> de Tepic-Zacoalco	17
2.2.3. <i>Rift</i> de Colima	17
2.3. Geología regional	18
2.3. Estratigrafía del Complejo Volcánico de La Primavera	20
2.3.1. Lavas pre- caldera.....	21
2.3.2. Ignimbrita Tala (syn-caldera).....	21
2.3.3. Depósitos lacustres	23
2.3.4. Actividad post-caldera.....	23
3. Metodología	26
3.1 Recopilación, análisis bibliográfico y análisis cartográfico.....	26
3.2 Trabajo de campo.....	26
3.2 Trabajo de laboratorio	28
3.2.1 Granulometría	28

3.2.2	Análisis de componentes.....	30
3.2.3	Petrografía.....	30
3.3.	Procesamiento, interpretación de la información y redacción del trabajo	33
4.	Marco Teórico	34
4.1.	Calderas.....	34
4.2.	Etapas de formación de una caldera de colapso.....	37
4.3.	Anatomía de una caldera volcánica	37
4.5.	Depósitos piroclásticos asociados a la formación de calderas volcánicas.....	39
4.5.1.	Ignimbritas.	39
4.5.2.	Brechas de piso (ground layers).....	40
4.5.3.	Brechas de rezago (co-ignimbríticas)	40
4.5.4.	Brechas de pendiente (líticas empobrecidas en finos).	40
4.5.5.	Brechas líticas (matriz-soportadas) intra-ignimbrita extendidas o zonas de concentración de líticos-	40
4.6.	Soldamiento en ignimbritas	41
4.7.	Concepto de la zona límite del flujo.....	44
4.7.1	FBZ de escape de fluido.....	44
4.7.2	FBZ de flujo granular	44
4.7.3	FBZ de caída directa	45
4.7.4	FBZ dominada por tracción	45
5.	Resultados	46
5.1	Estratigrafía	47
5.2.	Primer Fase eruptiva (Brecha de rezago).....	49
5.2.1.	Primera fase eruptiva (brecha de rezago, facies soldada)	50
5.2.2	Primera fase eruptiva (brecha de rezago, facies no soldada).....	56
5.3	Segunda Fase eruptiva (ignimbrita soldada).....	61
5.4.	Tercera fase eruptiva (ignimbrita masiva)	71
5.4.1.	Tercera fase eruptiva (unidad vulcanoestratigráfica intra-caldera).....	72
5.4.2	Tercera Fase eruptiva, unidad vulcanoestratigráfica extra- caldera.....	77
5.5.	Cuarta fase eruptiva (Freato-pliniana)	87
5.6.	Unidad vulcanoestratigráfica de depósito de caída.....	98
5.7	Geoquímica	103
5.7.1	Composición general.....	105
5.7.2	Clasificación química de roca.	105
5.7.3	Diagramas Harker.....	113

5.7.4 Elementos traza.....	116
5.7.5 Ambiente Tectónico	118
Discusión	120
Mecanismo de formación y tipo de caldera.....	120
Segunda fase eruptiva (ignimbrita soldada).	131
Cuarta fase eruptiva (Freato-pliniana)	138
Conclusiones	143
Bibliografía	146
4.3 Anatomía de una caldera volcánica	162
4.4 Tipos de calderas de colapso.....	166
4.4.1 Colapso de tipo Piston (Piston)	166
4.4.2 Colapso en rompecabezas (Piecemeal).....	167
4.4.3 Colapso en trampa o bisagra (Trap-door)	168

RESUMEN

La caldera de La Primavera Pleistocénica (95,000 años), tiene un diámetro de 11 km, localizada en el límite oeste de la ciudad de Guadalajara, fisiográficamente se ubica en el sector occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). En conjunto, la caldera de La Primavera cuenta con el desarrollo de lavas pre-caldera, domos riolíticos post-caldera, depósitos lacustres, además de depósitos piroclásticos sincalderagrosos y voluminosos (ignimbrita Tala).

El análisis estratigráfico realizado en este trabajo muestra que los depósitos de la ignimbrita Tala son producto de la etapa sin-caldera y se pueden dividir en al menos cuatro fases eruptivas con características texturales particulares: *i*) basal rica en bloques, asociada a una brecha de rezago, *ii*) sobre la brecha de rezago y principalmente en el centro de la caldera, se pasa a una facies con moderado a alto grado de soldamiento, la cual vertical y gradualmente disminuye su contenido en líticos y aumentando en ceniza y pómez juvenil (blanca y oscura), *iii*) mediante un contacto textural, verticalmente pasa a la facies más voluminosa formada por depósitos de *PDC*'s que en algunos lugares presenta espesores mayores a los 60 m, compuestos por ceniza y pómez, en ocasiones separados por horizontes de *surges* con estructuras laminares, cruzadas y dunas, que además se caracteriza por la presencia de fumarolas fósiles hacia la cima de esta fase eruptiva, principalmente en los depósitos extra-caldera, al sur y occidente de la caldera y *iv*) finalmente sobre los depósitos de la facies anterior, y prácticamente alrededor de toda la caldera se reconoció una fase relacionada con la interacción de actividad magmática y freatomagmática, donde alterna depósitos de *PDC*'s de ceniza y pómez, *surges* con desarrollo de dunas e intercalaciones de caídas de pómez, además de *lapillis* acresionales y deformaciones plásticas por impactos balísticos. La presencia de un espesor importante de caída de pómez (1.15m) coronando esta secuencia en varios sectores de la caldera, indica que esta fase eruptiva pudo terminar con una importante erupción pliniana. La composición geoquímica de los depósitos que conforman la ignimbrita Tala es de alto contenido de sílice, dando origen a riolitas pobres en cristales (comenditas). La composición de los magmas que generaron estos depósitos son subalcalinos probablemente resultado de una importante diferenciación magmática mientras que los datos geoquímicos permiten inferir que los depósitos provienen de una prolongada cristalización

fraccionada, posiblemente asociada a un sistema de reservorios relacionado a un *mush* cristalino. Además, el ambiente tectónico relacionado al desarrollo de la caldera de La Primavera y al magma que generó la ignimbrita Tala corresponde al campo de granitos intraplaca, asociado a un ambiente de *rift* continental. La presencia de brechas co-ignimbríticas, la configuración del anillo de la caldera, la asimetría en el proceso de colapso-resurgencia, el papel de las fallas regionales y el entorno tectónico, sin duda fueron determinantes en el desarrollo de la caldera, dando como resultado un modelo híbrido de la caldera de La Primavera entre los tipos *Piecemeal* y *Trap door*.

ABSTRACT

The Primavera caldera of the Pleistocene (95000 years) has a diameter of 11 km, found at the western limits of the Guadalajara city, physiographically, it is located at the western sector of the Transmexican Volcanic Belt, and it is considered de second largest in México.

Overall, the Primavera caldera has, with the development of pre-caldera lavas, rhyolitic domes, lacustrine deposits and thick pyroclastic successions, highlighted by its dispersion and the volume of Tala ignimbrite.

Stratigraphic analysis done in this work shows the Tala ignimbrite deposits are products of the syn-caldera stage and can be divided in at least four eruptive phases with particular texture characteristics ; *i*) rich basal in blocks associated to co- ignimbrite lag fall breccias, *ii*) overlying the co-ignimbrite lag fall deposits and mainly over the center of the caldera, it is passed to a facies with moderate to high grade of welding, which vertically and gradually decreases its content in lithic and increasing in ash and pumice juvenile (white and dark); *iii*) through textural contact, vertically it passes to the most voluminous facies formed by deposits of *PDC*'s composed of ash and pumice that in some places have thicknesses greater than 50, rarely separated by horizons of *surges* with crossed laminar structures and dunes, which is also characterized by the development of fossil fumaroles towards the top of this eruptive phase, mainly on the extra-caldera deposits, to the south and west of the caldera and *iv*) finally overlying the deposits of the third eruptive phase and practically all around the caldera, it was recognized that a phase related to the interaction of magmatic, and phreatomagmatic activity, where alternate deposits of *PDC*'s of ashes and pumice, *surges* with development of dunes with intercalations of pumice falls, more over the accretional *lapillis* and plastic deformations made by ballistic impacts. The presence of an important air fall pumice deposit (1.5 meters), crowning this sequence in various sectors of the caldera, shows that this eruptive phase could have ended with and plinian eruption.

The geochemical composition of the deposits that make up the Tala ignimbrite Tala is of high silica content, thus forming rhyolites poor in crystals (comendites).

The magmas composition that generated these deposits, are sub-alkaline, the result of a magmatic import differentiation, while the geochemical data allow us to infer that the

deposits are the product of large crystal fractionation, possibly associated to a reservoir system related to a crystalline *mush*.

Furthermore, the tectonic setting related to the development of the Primavera caldera and the magma generated by the Tala ignimbrite corresponds to the intraplate granite field Tala ignimbrite deposits corresponds to intraplate granites, associated with the continental *rift* environment. The presence of co-ignimbrite lag fall breccias, the caldera's ring configuration, the asymmetry in the collapsing-resurgence process in several sectors of the caldera's, the caldera's ring configuration, the role of regional faults and the tectonic environment, where undoubtedly determinants in the caldera's, resulting a hybrid model of The Primavera caldera between the *Piecemeal* and *Trap door* types.

Introducción

A principios del siglo XIX las calderas volcánicas se interpretaron como colapsos estructurales o de excavaciones por explosiones. Las siguientes investigaciones acerca de calderas volcánicas se centraron en erupciones históricas como las de Indonesia (p. ej. Simkin y Fiske, 1983), Santorini (Druitt *et al.*, 1999), que involucraron hechos catastróficos relacionados con pérdidas humanas.

Las calderas volcánicas son estructuras semicirculares que delimitan una zona de colapso con una extensión muy variable, que siempre es mucho mayor que las de los cráteres volcánicos, ya que va desde unos pocos kilómetros hasta decenas de kilómetros (Williams, 1941). Cole *et al.* (2005) define a las calderas como estructuras generalmente grandes hasta de 50km de diámetro. Las calderas suelen estar limitadas por una elevación anular (anillo caldérico). Estas se forman como consecuencia del colapso o la subsidencia de bloques de corteza superficial del techo de una cámara magmática somera (, proceso inducido por el ascenso de magma que genera erupciones volcánicas importantes, donde las condiciones tectónicas juegan un papel sobresaliente (Cas and Wright, 1987; Lipman, 1997; Marti *et al.*, 1994; Cole *et al.*, 2005; Gottsmann y Martí, 2008). Las calderas volcánicas relacionadas a regímenes tectónicos extensivos (de *rift*) están ligadas a formas elípticas, las cuales presentan su eje mayor paralelo a la dirección de extensión (Bosworth, 2003; Spinks, 2005).

La caldera de La Primavera se sitúa al poniente de la ciudad de Guadalajara y presenta una evolución compleja reflejada por los productos post-caldera de origen volcánico (intra y extracaldera) y volcano-sedimentarios. Los primeros estudios volcano-estratigráficos en el Complejo Volcánico La Primavera fueron desarrollados por Mahood (1977, 1980, 1981); Demant (1978); Mahood *et al.* (1982, 1985, 1988); Walker (1981); Wright (1981). En estos trabajos, se hace referencia al emplazamiento de la ignimbrita Tala (iT), su relación estratigráfica y la generación de la caldera La Primavera, así como la generación de domos post-caldera y depósitos lacustres asociados.

La caldera está definida por un anillo elíptico con un eje mayor orientado NW-SE, asociada al emplazamiento de la ignimbrita Tala. El presente estudio permite definir que esta ignimbrita está compuesta por una serie de depósitos, los cuales se presentan con distintos grados de soldamiento, de muy bien consolidados a no muy bien consolidados y se separan texturalmente en cuatro fases principales, que son: *i*) brecha de rezago, *ii*) fase con moderado-

alto grado de soldamiento, *iii*) fase voluminosa compuesta por *PDC*'s de ceniza y pómez con espesores hasta de 60 m. esta fase se caracteriza por presentar facies con desarrollo de fumarolas fósiles hacia la cima, *iv*) fase freatomagmática. En la cima de esta última fase es notable la presencia de un espesor de caída de pómez de aproximadamente 1.15 m, la cual indica que la última fase culminó con una importante erupción pliniana.

Con base en estudios de campo e información de los pozos realizados por CFE (Comisión Federal de Electricidad) y JICA (por sus siglas en inglés; Agencia de Cooperación Internacional del Japón) el área cubierta por los depósitos de la ignimbrita Tala es de aproximadamente 678 km² y un volumen de alrededor de 22 km³.

Una de las motivaciones principales del estudio de la caldera La Primavera, es su alto potencial geotérmico para la generación de energía limpia (Saucedo-Velazquez, 2017), debido a que es posible producir electricidad equivalente a la que se obtiene quemando 1 millón de barriles anuales de combustóleo (UACH, 2008) con lo que se evita lanzar a la atmósfera ~100 000 toneladas de CO₂ anuales (UACH, 2008). Existen claras evidencias que señalan que la caldera es activa, una es la presencia de actividad fumarólica principalmente al centro de la caldera y en los volcanes extracaldera más jóvenes (25 a 60 Ka), ubicados en lo que Mahood (1980) llamó como “arco exterior sur” compuesto por una serie de volcanes que se emplazaron sobre una línea que corre ~2 km paralela al límite sur de la caldera y que configuran un pequeño arco exterior, y donde el volcán Las Planillas presenta una zona de fumarolas en su cima. Por lo anterior, es claro el alto potencial eruptivo del Complejo La Primavera, y el riesgo que representa para la zona metropolitana de Guadalajara.

Justificación

La caldera de La Primavera es una de las más jóvenes y complejas del CVTM de la cual existen estudios sobre su actividad volcánica es ignimbrita asociada y de su actividad post caldera con la generación de domos, volcanes y el desarrollo de un paleo lago (Mahood, 1980). La unidad estratigráfica más importante corresponde a la ignimbrita Tala, de la cual distintos autores (Deman y Vincent, 1978; Mahood. 1980, Clough, 1981, Walker 1983) han realizado trabajos acerca de su estratigrafía y división de unidades. Sin embargo, estos trabajos no muestran detalles sobre el análisis y asociación de facies que permitan detallar el proceso de formación de la caldera y definir los diferentes mecanismos eruptivos desarrollados durante su formación y determinar la configuración del anillo de la caldera por

medio de la ubicación de brechas de rezago. Asimismo, los anteriores trabajos no abordaron la presencia de fumarolas fósiles, los distintos grados de soldamiento, ni la mezcla de pómez blancas y oscuras en los depósitos de la ignimbrita Tala.

Por tanto, los trabajos dejaron fuertes interrogantes, que sin duda son determinantes para conocer el detalle del proceso de formación de la caldera de La Primavera, principalmente en relación a las diferentes fases eruptivas presentes durante su desarrollo y el papel que jugó el marco tectónico tanto en su formación como es su evolución post-caldérica. Por lo anterior, el presente estudio sobre la estratigrafía de la ignimbrita Tala, aportará información importante sobre el proceso de emplazamiento de la ignimbrita Tala, como detonante en la formación de la caldera de La Primavera.

1. Generalidades

1.1. Planteamiento y alcances del trabajo.

La ignimbrita Tala, es un depósito complejo compuesto por una serie de unidades de flujo de 22 km^3 que cubrió un área de 678 km^2 , a la que se asocia el vaciado y colapso del techo de una cámara magmática, que dio origen a la caldera de La Primavera. La ignimbrita Tala ha sido descrita en otros trabajos (Deman y Vincent, 1978; Mahood, 1980; Walker, 1983), sin definir un modelo de evolución que responda a los diferentes tipos de depósitos que la conforman. Por lo anterior, este trabajo presenta el resultado de un estudio estratigráfico basado en un análisis textural de los depósitos de la ignimbrita Tala, donde, como herramienta complementaria al análisis textural se utiliza el concepto de facies para caracterizar unidades, definir mecanismos de emplazamientos, y asociarlos a un estilo eruptivo específico desarrollado durante la formación de la ignimbrita Tala. Asimismo, se presenta un cálculo de volumen basado en una nueva revisión de la extensión de los depósitos, así como de la información de pozos reportada en una serie de trabajos publicados en los últimos años. En resumen, con la nueva información se propondrá un modelo que permita explicar con mayor detalle el proceso de formación de la caldera La Primavera. Para reducir la incertidumbre sobre la edad de formación de la caldera de La Primavera, se cuenta con nuevas dataciones. Adicionalmente se aporta información petrológica y geoquímica que permita entender más sobre la petrogénesis de los magmas que formaron la ignimbrita Tala.

1.2. Hipótesis de trabajo

La ignimbrita Tala es producto de una compleja actividad eruptiva, resultado de una alternancia de mecanismos eruptivos (fases eruptivas) que a la fecha no han sido definidos con claridad. El análisis estratigráfico a detalle de los depósitos permitirá definir el o los procesos de emplazamiento de la iT, así como sus mecanismos eruptivos y así proponer un modelo de formación de la caldera de La Primavera.

1.3 Objetivo General

- Definir la estratigrafía y arquitectura de los depósitos (fases eruptivas) que generó la Ignimbrita Tala.

Objetivos específicos

- Caracterizar la caldera de La Primavera, en cuanto al tipo de caldera, de acuerdo con sus características morfoestructurales.
- Definir el anillo de la caldera con base a criterios estratigráficos, genéticos y texturales de los depósitos.
- Definir la distribución y calcular el volumen para los depósitos de la Ignimbrita Tala.
- Ubicar áreas fuente (identificación de brechas de rezago).
- Caracterización geoquímica del magmatismo asociado con el genesis del o los magmas que generaron la ignimbrita Tala.

1.5. Ubicación del área de estudio

El área de estudio comprende el complejo volcánico relacionado con la caldera de La Primavera que se localiza en el sector occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano, aproximadamente 40 km al nor-noroeste de la unión triple que forman los grabens de Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala (Figura 1); ubicada en el límite poniente de la ciudad de Guadalajara, Jalisco.

Debido a su estrecha cercanía con la ciudad de Guadalajara las vías de comunicación a la caldera de La Primavera resultan bastante accesibles. 1) partiendo de la ciudad de Guadalajara, se toma la avenida Mariano Otero que lleva a la entrada principal del Bosque de La Primavera; 2) de la Ciudad de Guadalajara se toma la carretera Guadalajara-Tepic con dirección al camino arenoso frente a donde se ubican los Arroyos Boca de Arena y Arena Chica; 3) al norte de la comunidad de Venta del Astillero se toma la carretera a Nextipac; 4) hacia el poblado de La Primavera se toma la avenida Los Pinos que lleva al Arroyo La Cuartilla; 5) al norte de la caldera de La Primavera hacia el poblado de La Primavera, se toma

la Avenida del bosque con dirección al balneario Rio Caliente; 6) tomando la carretera Guadalajara- Tepic, a la altura del poblado de El Roble (El Guayabo Colorado) y 8) al oriente del poblado de Tala, se toma la Avenida 5 de Mayo que lleva hacia la parte occidental de la caldera (Figura 2).



Figura 1.- Mapa de terrenos tectonoestratigráficos de la porción central de México, identificando la división del CTVM (Cinturón Volcánico Trans- Mexicano) y mostrando los *riffts* (Colima, Chapala y Tepic-Zacoalco) y el área de estudio con líneas y un círculo rojo en la porción occidental del CTVM (adaptada de Ferrari *et al.*, 2012).

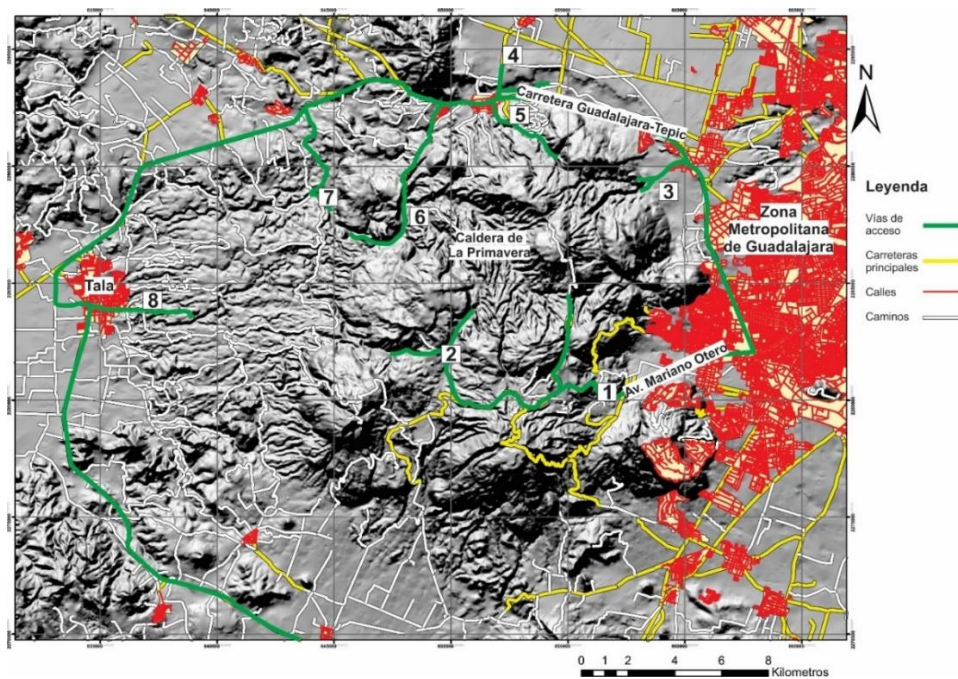


Figura 2.- Mapa de localización de área de estudio y vías de acceso (compilación de datos de INEGI), los números en cuadros en color blanco indican la vía de acceso mencionadas en el texto.

2. Marco geológico y tectónico del área de estudio

La caldera de La Primavera se localiza dentro de la porción occidental del CVTM el cual cruza la porción intermedia de la República Mexicana desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México con una extensión de norte a sur 200 km y entre 1000 Km de oriente a poniente (Ferrari, 2000; García-Palomo, 2002; Ferrari *et al.*, 2012; Figura 3). El CVTM se caracteriza por presentar una gran actividad volcánica desde el Mioceno tardío al presente, y su formación está asociada a la subducción de las placas oceánicas de Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica (Ponce *et al.*, 1992; Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1993 y 1995). Este arco continental presenta una disposición anómalamente oblicua a la trinchera mesoamericana, y presenta una amplia diversidad en cuanto a productos magmáticos con firmas geoquímicas contrastantes, en menor cantidad de lavas que muestran una firma geoquímica intraplaca, sobrepuestos con productos magmáticos típicos de un ambiente de subducción (Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2012).



Figura 3.- Distribución de las provincias magmáticas principales de México (tomado de Ferrari *et al.*, 2012); CVTM: Cinturón Volcánico Trans Mexicano.

La atípica geometría del CVTM, ha sido tema de un número importante de trabajos donde se han planteado diversas hipótesis que intentan explicar esta particularidad, relacionadas con la existencia de una mega cizalla, que sería la prolongación de la fractura de Clarión en el pacífico oriental (Menard, 1955; Mooser, 1958; 1972), la presencia de una falla dextral que constituiría la prolongación del sistema del Golfo de California (Gastil y Jensky, 1973), o el CVTM como producto de una pluma del manto (Márquez *et al.*, 1999), por último, donde el vulcanismo sería producto de la tectónica extensional asociada a un *rift* (Sheth *et al.*, 2000; Verma, 2003).

En trabajos más recientes, y con base en la información sísmica que Ferrari *et al.* (2012) recopilan de una serie estudios realizados en Estados Unidos y México (a) *Mapping the Rivera Subduction Zone (MARS)*; b) *Middle America Subduction Experiment (MASE)* y c) *Veracruz-Oaxaca seismic line (VEOX)*), y de datos gravimétricos (Urrutia- Fucugauchi y Flores- Ruiz, 1996), se propone que el sector oriente CVTM se encuentra sobre corteza continental precámbrica y paleozoica gruesa (50-55 km) que se agrupa como el micro continente Oaxaquia (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1995) y terreno Mixteco (Nance *et al.*, 2007). Mientras que el sector occidental del CVTM, se desarrolló sobre una corteza 30 a 45 km de espesor, compuesta por depósitos de arcos continentales y marinos con edades Jurásico-Cenozoico correspondientes al Terreno Guerrero (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1995).

Las firmas magmáticas y estilos eruptivos que a lo largo de su desarrollo ha presentado el CVTM, son amplias y han variado desde el inicio de su formación, de esta forma, algunos trabajos señalan que la evolución del CVTM se puede resumir en cuatro episodios; i) Arco de composición intermedia durante el Mioceno medio/tardío; ii) Episodio máfico del Mioceno Tardío, iii) Episodio silícico a finales del Mioceno y bimodal en el Plioceno. iv) Arco del Plioceno tardío Cuaternario (Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2012).

2.1. Cinturón Volcánico Transmexicano

2.1.1. Arco del Mioceno temprano-Mioceno tardío (CVTM temprano)

Este arco con orientación E-W dejó vestigios que se encuentran con el frente volcánico actual del sector central (Figura 4). Se caracteriza por un vulcanismo efusivo de composición intermedia predominantemente de andesitas a dacitas sub-alcalinas, con edades documentadas de 21 a 7.5 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) y domos riolíticos de composición

adakítica con edades de 20.7 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2008) en el área de Chalcatzingo, Morelos. El magmatismo se extiende hacia el norte, alcanzando el Golfo de México para 16.5 Ma. Mientras que, para el sector oriental corresponde a intrusivos gabroicos, tonalíticos, diques máficos y lavas de composición intermedia de 16- 9 Ma (Cantagrel y Robin, 1979; Ferrari *et al.*, 2005; López-Infanzón, 1991; Negendank *et al.*, 1985). Las características geoquímicas indican una progresiva disminución de la influencia de los componentes de subducción en la región de Palma Sola (N y NE), conforme incrementa la distancia desde la trinchera hacia el continente (Orozco- Esquivel *et al.*, 2010).

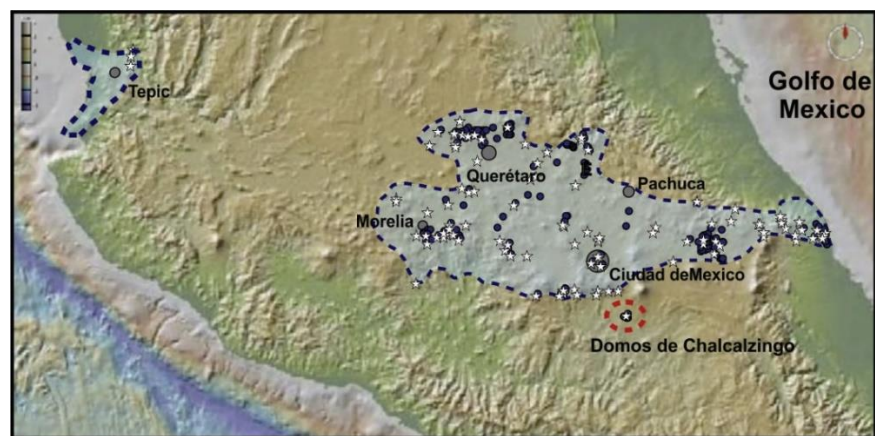


Figura 4.- Distribución del episodio magmático correspondiente al arco del Mioceno temprano-Mioceno tardío (CVTM temprano), tomado de Ferrari *et al.* 2012.

2.1.2. Episodio máfico migrante hacia el oriente (Mioceno tardío)

Se caracteriza por un extenso episodio de vulcanismo máfico emplazado desde Nayarit hasta Veracruz, disminuyendo en edad de W a E (Ferrari *et al.*, 2005), conformado de mesetas basálticas que fueron emplazadas a lo largo de fisuras. Las edades van desde 11 a los 6.5 Ma (Figura 5). Las características de este vulcanismo son típicas de subducción hacia el poniente y centro del país y muestra características intraplaca hacia el oriente de Hidalgo y al norte de Veracruz (Ferrari *et al.*, 2012).

2.1.3. Vulcanismo silíceo (Mioceno tardío)- bimodal (Plioceno temprano)

Hacia finales del Mioceno el vulcanismo se diferencia conforme el arco migraba hacia la trinchera (Figura 6) emplazándose complejos dómicos de composición dacítica y riolítica,

así como de grandes volúmenes de ignimbritas emitidas por calderas regionales con edades de 8.2 a 6 Ma (Castillo- Hernández y Romero-Ríos, 1991; Gilbert *et al.*, 1985; Rossotti *et al.*, 2002) formando una franja que se distribuye justo al sur de las rocas producidas en el episodio máfico anterior (Figura 6).

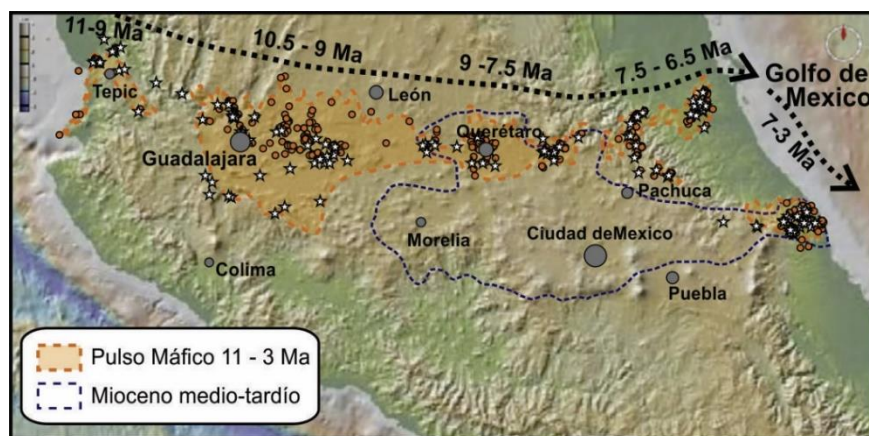


Figura 5.- Episodio máfico migrante hacia el oriente (Mioceno Tardío), tomado de Ferrari et al. 2012.

Hacia el sector oeste se concentran coladas de lava de basaltos alcalinos y algunas riolitas en una típica asociación bimodal (Gómez-Tuena, 2005).

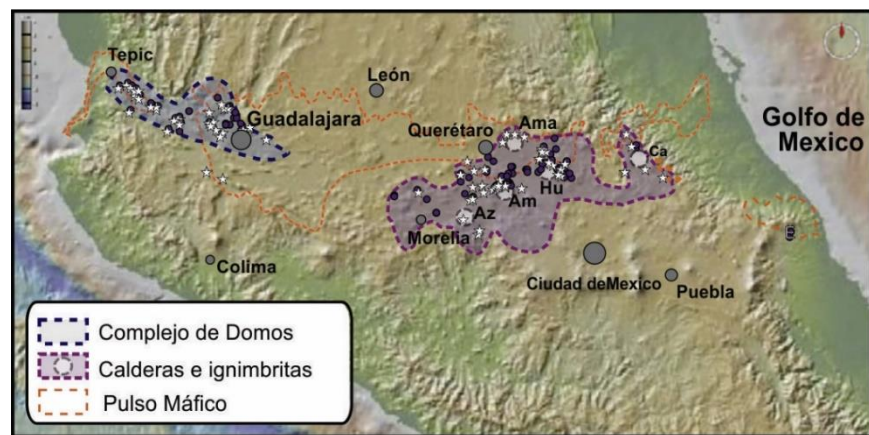


Figura 6.- Episodio de Vulcanismo silícico (Mioceno tardío)- bimodal (Plioceno temprano), tomado de Ferrari et al., 2012.

2.1.4. Arco moderno (CVTM del Plioceno Tardío al Holoceno)

Se considera el último episodio del vulcanismo de CVTM, el cual es muy diverso, ya que presenta rocas calco alcalinas asociadas con lavas de afinidad intraplaca, lamprófidos y otras rocas ricas en potasio (Figura 7). Dicho periodo se caracteriza por la formación de estratovolcanes y numerosos campos volcánicos monogénéticos en el sector occidental a

partir del Plioceno tardío (Gómez-Tuena et al., 2005). Es en este sector del CVTM donde se desarrolló la caldera La Primavera.

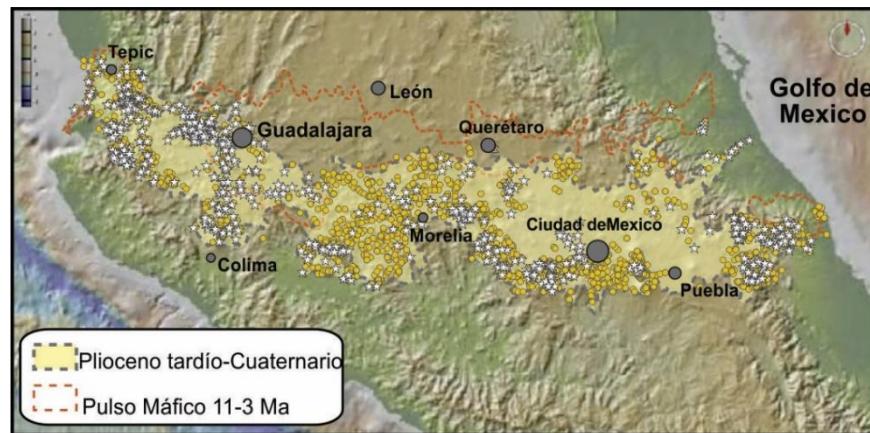


Figura 7.- Episodio del arco moderno (CVTM del Plioceno Tardío al Holoceno), tomado de Ferrari et al. 2012.

El sector occidental del CVTM se ve limitado al norte por la Sierra Madre Occidental, mientras que al suroriente se encuentra limitado por la Sierra Madre del Sur (Ferrari et al., 2012). A su vez también se ve limitado por la evidencia de una tectónica extensional asociada a zonas de *rift* que a su vez delimitan el Bloque de Jalisco (BJ) compuestas al sur-poniente por el *rift* de Colima, al nor-norponiente por el *rift* Tepic-Zacoalco, al oriente por el *rift* de Chapala y por la tectónica compresional causada por la subducción de la placa de Rivera bajo la placa de Norteamérica (Pardo y Suárez, 1995). Es el sector donde se sitúa la caldera de La Primavera, se sitúa la unión de estos *rifts* a 40 km al sur de la ciudad de Guadalajara (Garduño-Monroy et al., 1998) conformando un Punto Triple. BJ tiene un basamento de rocas volcánico clásticas y secuencias sedimentarias marinas del Jurásico-Cretácico, así como intrusivos graníticos del Cretácico Tardío (Ferrari et al., 2012). Estas rocas presentan afinidad con las encontradas en el terreno Guerrero. Sobreyaciendo a las rocas descritas previamente se encuentran rocas volcánicas de composición variada desde riolitas hasta basaltos con edades que van desde el Cretácico Tardío al Terciario. Hacia la cima del BJ se tienen los depósitos derivados del Complejo Volcánico de Colima el cual se encuentra activo (Garduño-Monroy et al., 1998). Bandy y Pardo (1994) describieron el BJ por medio de la prueba estadística de Fisher (F) formulada por Gordon *et al.* (1987) para detectar la presencia de circuitos significativos a un circuito de placa mediante la comparación de la magnitud de residuos ponderados. Esta prueba (F) fue aplicada a datos de movimientos de placas

derivados de lineamientos de anomalías magnéticas, vectores de desplazamiento de mecanismos focales y azimuts de fallas para verificar la significancia en el cierre de un circuito de placas. Los resultados obtenidos al utilizar esta técnica del cierre del circuito de placas Rivera-Pacífico-Norte América, indican que existe diferencia significativa en el cierre del circuito. Para lo cual se postularon dos interpretaciones: 1) el bloque de Jalisco existe en forma independiente relativo a las placas circundantes, con un movimiento relativo lento (< 5 mm/a) con respecto a Norte América y 2) las diferencias en el cierre del circuito de placas se deben principalmente a efectos de cambios recientes en el movimiento relativo entre las placas de Rivera y Pacífico. En este caso, el bloque de Jalisco sería parte de la placa de Norte América (Bandy y Pardo, 1994).

Los tres *rifts* que delimitan los rasgos estructurales y tectónicos dominados por sistemas de fallas del Neógeno (*rifts* de Chapala, Tepic-Zacoalco y de Colima) se describen a continuación.

2.2. Punto Triple

2.2.1. Rift de Chapala

La apertura del “*rift*” de Chapala inició a finales del Mioceno- principios del Plioceno tardío a lo largo de lineamientos E-W, presentando al inicio movimientos laterales izquierdos y posteriormente normales (Garduño-Monrroy *et al.*, 1991). Contiene el lago natural de Chapala a 1500 m de altitud, de 115 km de largo y de 10 a 25 km de ancho. Este se extiende 90 km hacia el E del punto triple (Figura 8), donde se ensancha y muestra una transición de fallamiento en bloque a fallamiento en escalón con orientación ENE de fallas transformantes (Luhr *et al.*, 1985). Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera (1994), a partir de un estudio paleomagnético, proponen que el *rift* de Chapala se desarrolló a principios del Mioceno en una falla transcurrente lateral izquierda dentro de la zona regional de falla Chapala-Tula E–W. Un estudio estratigráfico y tectónico realizado por Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi (1998), proponen un modelo para el desarrollo del *rift* de Chapala que implica una combinación de la deformación extensional lateral izquierda junto con procesos erosivos y volcánicos, los cuales han contribuido a dar forma a la cuenca. Así mismo sugieren que el lago de Chapala es un remanente de un gran paleo-lago en Jalisco. Cabe señalar que las unidades estratigráficas más antiguas en el “*rift*” de Chapala son una sucesión gruesa de

brechas heterogéneas cubiertas por una secuencia de flujos andesíticos con fechamientos entre 12 y 8.8 Ma (Garduño-Monroy *et al.*, 1991).

2.2.2. Rift de Tepic-Zacoalco

El *Rift* de Tepic-Zacoalco (RTZ) es una estructura con orientación NW con 250 km de largo por 50 Km de ancho (Figura 8), es uno de los brazos del punto triple de *rift* en el occidente de México (Frey *et al.*, 2007) que se ha definido como una combinación de diferentes sistemas de fallas desarrolladas durante el Mioceno tardío (12-9 Ma), Plioceno temprano (5.3 a 3.5 Ma), y en menor medida en el Plioceno tardío y el Cuaternario. Estas estructuras se pueden agrupar en tres grupos (Ferrari *et al.*, 2000):

1) Un sistema de fallas normales de alto ángulo con orientación NNE llamado Pochotitán (brazo NW) que consiste en fallas lítricas pertenecientes a la provincia extensional del Golfo de California; 2) un grupo central (brazo central) compuesto por dos grabens en forma de escalón que reactivaron el límite entre el BJ y la SMO, desarrollados a lo largo de una zona de deformación transcurrente, uno al W (graben de Compostela-Ceboruco y uno al E (graben de Plan de Barrancas- Santa Rosa) con orientación WSW y 3) al sur constituido por un grupo de fallas ubicadas dentro del BJ, el cual esta formado por el semi graben de Amatlán de Cañas. El graben muestra un desplazamiento vertical total cercano a los 550 m. Este desplazamiento ocurrió principalmente durante Plioceno temprano (Ferrari *et al.*, 1999). El sector sur está formado por el semi-graben Amatlán de Cañas y la falla inversa Ameca-San Marcos. Sólo las fallas San Marcos muestran clara evidencia geológica de la actividad tectónica cuaternaria.

2.2.3. Rift de Colima

El *rift* de Colima ha sido descrito como un graben de edad Plioceno-Cuaternario con una orientación N-S (Figura 8). Se divide en tres segmentos (norte, centro y sur; Allan *et al.*, 1991). Sin embargo, algunos estudios estructurales y geofísicos cuestionaron la existencia de un fallamiento normal del Plioceno-Cuaternario en el segmento sur del *rift* (al sur del volcán de Colima), donde sólo hay evidencias de una deformación transpresiva previa al Plioceno (Serpa *et al.*, 1992). Posteriormente, Rosas-Elguera *et al.* (1996) y Garduño-Monroy *et al.* (1998) documentaron la existencia de la denominada falla Tamazula, que consiste en un conjunto de estructuras transcurrentes y normales de orientación NE-SW,

pasando por el complejo volcánico de Colima y llegando a la costa en el área de Manzanillo. Estos autores proponen que la falla Tamazula representa el límite oriental del BJ, al sur del volcán de Colima. El modelo de *rifting* hacia el norponiente del Bloque Jalisco por efecto de un brinco hacia el este de la cresta del Pacífico oriental propuesta por Luhr *et al.* (1985) fue reconsiderado por Rosas-Elguera *et al.* (1996) y Ferrari *et al.* (2000) quienes propusieron que los *riffts* Tepic-Zacoalco y Colima representan los límites continentales del BJ, que se reactivaron parcialmente durante el Plioceno-Cuaternario con movimientos esencialmente extensionales como respuesta de los esfuerzos aplicados en el límite de las placas de Rivera y de Norteamérica.

2.3. Geología regional

La caldera de La Primavera se localiza en el límite de dos provincias magmáticas distintas, una es la Sierra Madre Occidental (SMO), que está caracterizada por un altiplano con una elevación promedio de más de 2,000 m y aproximadamente 1200 km de largo por 200-400 km de ancho (Ferrari *et al.*, 2005) y se ha definido como una provincia volcánica de edad Eoceno-Mioceno temprano, con grandes volúmenes de ignimbritas silíceas, riolitas y en menor proporción, lavas basálticas y andesíticas (Rosas-Elguera *et al.*, 1997; Ferrari *et al.*, 2005). La sucesión volcánica de la SMO sobreyace a cuerpos subvolcánicos de composición granítica a diorítica del Oligoceno al Mioceno. Los depósitos silíceos de la SMO afloran a 50 km al norte de la ciudad de Guadalajara y del Río Santiago, donde se reportaron depósitos de ceniza con edades de 22-23 Ma (Moore *et al.*, 1994), sobreyacidos por ignimbritas y andesitas altamente alteradas del Eoceno. Los afloramientos de la SMO hacia el sur se caracterizan por depósitos de ceniza con edades de 16.9 Ma en el fondo del cañón Río Santiago, en la presa Santa Rosa (Nieto-Obregón *et al.*, 1985).

En el área de estudio existe un hiato de 10 Ma entre SMO y la actividad inicial del CVTM. Las sucesiones de la SMO en la región son sobreyacidas por los depósitos del Grupo Río Santiago conformados por productos volcánicos máficos, que marcan el inicio del CVTM en la región. La unidad principal (parte inferior) son los basaltos y basalto-andesitas San Cristóbal que aflora en el cañón de Río Santiago con 800 m de espesor que se adelgazan hasta 250 y 200 m hacia el este, con edades de entre 11 y 9 Ma, intercalados con depósitos de la toba San Cristóbal (10.17 Ma), una ignimbrita silícea que presenta entre 2 y 8 m de espesor (Watkins *et al.*, 1971; Moore *et al.*, 1994) y la secuencia de la toba Los Caballos con

100 m de espesor compuesta por unidades de piroclásticas de ceniza y pómez, localmente retrabajadas. La parte superior de este grupo es un basalto masivo al que se le asignó el nombre de basalto Arroyo Mezcala, con edades de 7.5 Ma (Rossotti *et al.*, 2002). Esta sucesión fue cortada por el pozo geotérmico PR-9 aproximadamente a 770 m y se le asignó una edad de 12.5 Ma (Rosas- Elguera *et al.*, 1997; Ferrari *et al.*, 1999). Sobreyaciendo los depósitos del Grupo San Cristóbal, se encuentran una sucesión de flujos riolíticos, ignimbritas y en menor cantidad lavas basálticas del Grupo Guadalajara, emplazadas entre 7.15 y 3.1 Ma (Gilbert *et al.*, 1985), cubren un área de 900 km² y un volumen de 350 km³ (Rossotti *et al.*, 1997; 2002). El Grupo Guadalajara se compone de domos riolíticos, flujos piroclásticos y depósitos de caída de 7.15 a .5 Ma (Gilbert *et al.*, 1985), seguido de depósitos de basalto del tipo OIB datados entre 4.7 y 3.3 Ma. Dentro del grupo Guadalajara existen dos ignimbritas soldadas intercaladas, las cuales son consideradas como marcadores importantes de la mezcla entre dos magmas químicamente distintos que hicieron erupción de manera contemporánea, sugiriendo que la composición peralcalina de estas dos ignimbritas de tipo calco-alkalino, localmente responden más a un régimen extensional (Gilbert *et al.*, 1985; Mahood *et al.*, 1985). El primer depósito es la ignimbrita San Gaspar (4.7 Ma) que es considerada como un flujo de ceniza soldado color gris que gradúa hacia la cima en color café (Gilbert *et al.*, 1985). Esta ignimbrita presenta *fiammes* de vidrio porfírico de color negro con tamaños de hasta 20 cm, con fenocristales predominantes de plagioclasa, clino y orto piroxeno, hornblenda y biotita, además de fragmentos accidentales de rocas volcánicas antiguas de los cuales destacan los fragmentos de basalto (Gilbert *et al.*, 1985). El segundo depósito corresponde a la ignimbrita Guadalajara (3.3 Ma), la cual presenta dos tipos de vidrio, algunos *fiammes* de color gris de vidrio afírico y otros de color café, presenta cristales de clino y orto piroxeno, hornblenda y biotita (Gilbert *et al.*, 1985).

La evidencia de actividad volcánica reciente relacionada al CVTM en la región está representada por el desarrollo de la caldera de La Primavera, la cual, como parte de su evolución, además, presenta domos riolíticos e ignimbritas, además del desarrollo de sistemas lacustres dentro de la caldera (Mahood., 1980;1981; Radilla-Albarran, 2018).

Dadas las condiciones tectónicas que prevalecen en el sector occidente del CVTM, se puede decir que el área, se localiza en uno de los sectores más complejos del CVTM, dado que la actividad volcánica que dio origen a la caldera de La Primavera puede estar influenciado por

dos ambientes tectónicos, uno con relación a la subducción de la placa de Rivera bajo la Placa Norteamericana y otro relacionado a ambiente intraplaca relacionado al desarrollo de un punto triple donde se localizan los grabens de Tepic-Zacoalco, Chapala y Colima (Luhr *et al.*, 1985; Rosas-Elguera *et al.*, 2015; Petrone *et al.*, 2001; Ferrari, *et al.*, 2012; Figura 8).

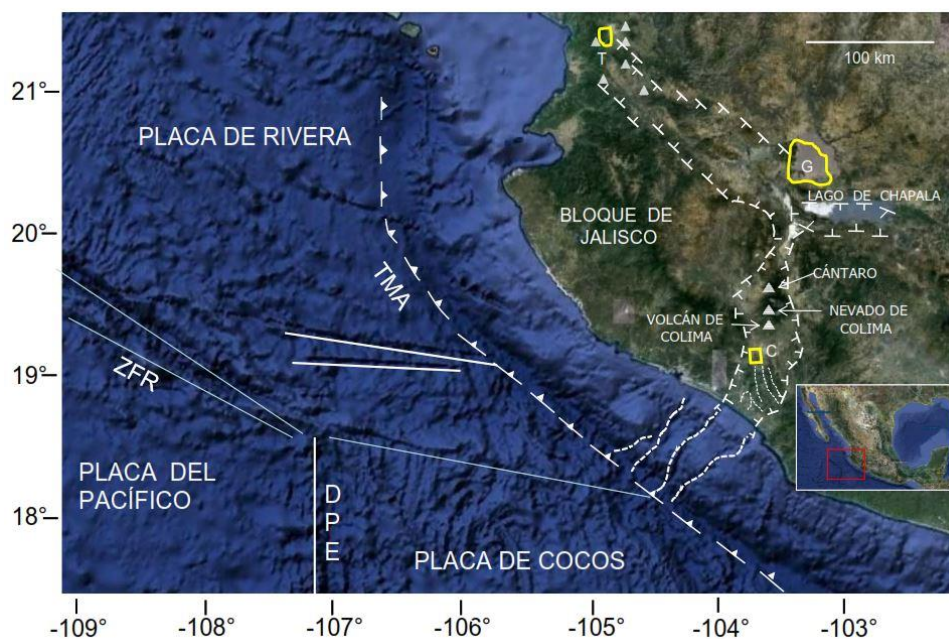


Figura 8.- Imagen satelital del occidente de México que muestra la unión triple de los *rifts* de Colima (N-S), Tepic-Zacoalco (NW-SE) y Chapala (E-W), delimitados en color amarillo y blanco. G: Guadalajara; T: Tepic; C: Colima; TMA: Trinchera Mesoamericana; DPE: Dorsal del Este del Pacífico; ZFR: zona de fractura de Rivera. tomada de López-Loera (2011).

2.3. Estratigrafía del Complejo Volcánico de La Primavera

La caldera de La Primavera se localiza en una zona tectónicamente activa. El carácter peralcalino de la caldera de La Primavera, contrasta con los estratovolcanes y conos de cenizas basálticos calco-alcalinos que componen la mayor parte del vulcanismo del Plioceno del CVTM, y con las lavas de composición silícico meta-aluminosas del vulcanismo terciario de la Sierra Madre Occidental (Mahood, 1981a). En conjunto el complejo volcánico La Primavera se caracteriza por una serie de lavas pre-caldera, domos y volcanes riolíticos post-caldera, depósitos lacustres y gruesas sucesiones piroclásticas, destacando por dispersión y volumen la ignimbrita Tala (Figura 9).

2.3.1. Lavas pre- caldera

Los productos pre-caldera consisten en un basamento de lavas basálticas y andesíticas que afloran al sur de la caldera La Primavera. La ignimbrita Acatlán (0.66 Ma; Rosas-Elguera *et al.*, 1997) aflora aproximadamente a 10 km al sur (Wright y Walker, 1981). Al oriente y nororiente, aproximadamente a 15 km de la caldera de La Primavera se observan depósitos de ignimbritas de composición dacítica que corresponden a la ignimbrita San Gaspar (4.8 Ma; Gilbert *et al.*, 1985) y depósitos de composición riolítica pobre en cristales que corresponden a la ignimbrita Guadalajara (3.3 Ma). Al nororiente se presentan lavas de composición dacítica y riolítica ricas en fenocristales correspondientes a la ignimbrita Guadalajara (3.3 Ma; Gilbert *et al.*, 1985). La actividad en el complejo volcánico de La Primavera inicia con domos de composición riolítica tales como domo Río Salado y flujos afíricos conocidos como Cañón de las Flores, que presentan un porcentaje del 10% de cristales y con edades K-Ar de entre 120 y 100 Ka (Mahood, 1980). Al norponiente localizan la Mesa El León que se caracterizan por tener edades de entre 100, 000 y 95,000 años y presentar una química y mineralogía similar a la de las lavas de Río Salado y Cañón de Las Flores (Mahood, 1980).

2.3.2. Ignimbrita Tala (syn-caldera)

Esta unidad fue definida inicialmente como Toba Tala por Mahood (1980) e ignimbrita Río Caliente por Wright (1981). Sus localidades tipo están en las inmediaciones del poblado de Tala y Río Caliente, dentro del complejo volcánico de La Primavera. Cada autor separó la ignimbrita Tala en por lo menos tres y cuatro unidades de flujo respectivamente con base en el contenido de pómez, cristales, estructura de sus depósitos y características granulométricas. La ignimbrita Tala aflora en la mayor parte del complejo volcánico La Primavera, Ciudad de Guadalajara y poblados aledaños. Se compone principalmente de flujos de ceniza y pómez y está compuesta de varias unidades de flujo que varían en grosor de 0.1 a más de 20 m (Mahood, 1980). Considerada como una riolita de alto sílice con una zonificación composicional que va de per-alcalina a meta-aluminosa en la porción final (Mahood, 1980). Los espesores que afloran son muy variables desde algunos metros en los límites y fuera de la caldera, hasta cerca de los 100 m de espesor en las partes centrales. Sin embargo, pozos perforados por CFE en el interior de la caldera, reportan espesores cercanos los 700, 500 y 340 m de ignimbrita Tala (López-Hernández, 1991; Santoyo-Gutiérrez *et al.*,

1991; Rosas-Elguera *et al.*, 1997; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2000). La edad obtenidas por el método K-Ar en sanidino de los depósitos de la ignimbrita Tala son de aproximadamente 95,000 años, (Mahood, 1980).

Mahood (1980) propone la división de la toba Tala (ignimbrita Tala) con base en aspectos texturales, separando los depósitos en tres unidades de emplazamiento.

2.3.2.1. Primera unidad de emplazamiento

Depósitos de ignimbrita intercalada con depósitos de caída de pómez afírica mal soldada (90%), estos afloran dentro y fuera de la caldera, presentan coloraciones claras y con alteración y estructuras de pipas de desgasificación (Mahood, 1980). El mismo autor reporta depósitos en el Arroyo de las Animas de cerca de 70 m de esta fase eruptiva, donde se muestran estructuras de estratificación cruzada de bajo ángulo y con evidencias de una pausa eruptiva a manera de depósitos retrabajados. Esta fase también se encuentra subyaciendo la zona metropolitana de Guadalajara.

2.3.2.2. Segunda unidad de emplazamiento

Consta de aproximadamente 10 m de espesor, y se trata de depósitos de flujos de pómez que contiene fragmentos de *lapilli* de color gris con cuarzo y sanidino (Mahood, 1980).

2.3.2.3. Tercera unidad de emplazamiento

Es un depósito de pómez de color blanco con espesores entre 5 y 10 m, con <1% de cuarzo y sanidino en una matriz de ceniza de color rosa. En algunas localidades se observan intercalaciones de flujos de ceniza y depósitos de caída, donde las porciones de flujos de ceniza se observan con laminaciones paralelas y cruzadas. Aflora principalmente en la parte norte de La Primavera. En la Parte central, los depósitos son masivos y mal clasificados (Mahood, 1980).

Por otra parte, Wright (1981) describe a la Ignimbrita Rio Caliente (ignimbrita Tala) dividiéndola en cuatro unidades de flujo, donde de la primera a la tercera unidad presentan colores claros y gradaciones gruesas poco desarrolladas. La tercera unidad de flujo es la unidad de flujo más gruesa de la ignimbrita, en su parte superior contiene pipas pequeñas, que son del tipo de “fumarolas fósiles”. Por último, la cuarta unidad es una unidad de flujo

con mezcla de pómez donde se presenta una zona de concentración de pómez inversamente gradada.

2.3.3. Depósitos lacustres

Posterior al emplazamiento de la Ignimbrita Tala y al colapso del techo de la cámara magmática, se depositaron sedimentos lacustres intra-caldera, los cuales se presentan a manera de sucesiones finas y gruesas compuestas principalmente por fragmentos de pómez color blanco y gris de formas sub-redondeados a redondeados que muestran la erosión y retrabajo de los depósitos que componen a la Ignimbrita Tala (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). Mediante un análisis sedimentológico y estratigráfico Radilla-Albarran (2018) propone el desarrollo de dos sistemas lacustres en la caldera de La Primavera, denominados como el sistema de La Venta del Astillero y el sistema Nejahuete – Cerro Alto que conforman la “formación Cerritos Colorados”. El sistema Venta de Astillero presenta los miembros litoestratigráficos: limo-arenoso, areno-gravoso, brechoso (mega pómez), arenoso y limoso que presentan una evolución sedimentológica vertical que inicia con una etapa de *overfilled* relacionado con aporte de sedimentos y baja tasa de subsidencia, conformado por sistemas fluvio-lacustres, posteriormente una etapa de relleno balanceado, caracterizado por sistemas fluviales e hiperpicnales y la última etapa corresponde a una etapa *underfilled* donde el aporte de sedimentos es menor al espacio de acomodamiento y la tasa de subsidencia es de moderada a alta, caracterizada por sistemas lacustres. Por otro lado, el sistema Nejahuete presenta de base a cima los miembros areno-limoso, limoso, brechoso (mega pómez), gravoso, areno-limoso y brechoso que presentan una evolución sedimentológica con el inicio de una etapa de *overfilled* conformada por sistemas fluvio-lacustres, seguido de una etapa de *underfilled* asociada a sistemas lacustres y fluviales y una etapa final de *overfilled* constituida por sistemas turbidíticos y fluvio-deltaicos. Las direcciones de paleocorrientes varían de SE a NW para el sistema Venta de Astillero, mientras que para el sistema Nejahuete las direcciones de paleocorrientes varían de NE a SW (Radilla-Albarran, 2018).

2.3.4. Actividad post-caldera

La actividad post-caldera, inicia con el emplazamiento del domo central-suroriente El Nejahuete (88.9 Ka; Tinoco-Murillo, 2017), éste presenta una geoquímica muy parecida a la Ignimbrita Tala (Mahood, 1980). Posteriormente ocurre una resurgencia de 260 m del piso

de la caldera (Mahood, 1980). Este levantamiento aparentemente es propiciado por la inyección de nuevo magma a la cámara magmática, que además generó el emplazamiento de dos etapas de domos (Mahood, 1980). La primera etapa de formación de domos se emplazó sobre límite sur del anillo de la caldera, representado por los domos La Puerta, El Culebreado, El Tule e Ixtahuatonte que presentan edades de entre los 89.5 Ka hasta los 71.3 Ka (Mahood, 1980, Vázquez et al., 2014). Estos domos se caracterizan por tener composición riolítica, con un contenido de cristales de entre el 1 y el 10 % (Mahood, 1980), sin embargo, Sandoval-Velázquez (2018) menciona un contenido de cristales de entre el 15 y 20 % principalmente de augita. Durante el segundo episodio de formación denominado como “Arco sur” se emplazaron los domos y volcánes Cerro San Miguel, El Tajo, El Colli; así como por el Volcán Planillas, los cuales tienen edades desde los 58.5 a 25 Ka (Mahood, 1980; Rivera-Olguin, 2016) y . Este segundo grupo de domos post-caldera extracaldera se caracteriza también por ser de composición riolítica con texturas afírica, ubicados ~2 km al sur del posible límite de la caldera, en el denominado arco sur (Mahood, 1980), cuyo origen y papel que juegan en la evolución del complejo volcánico La Primavera, aun no es claro.

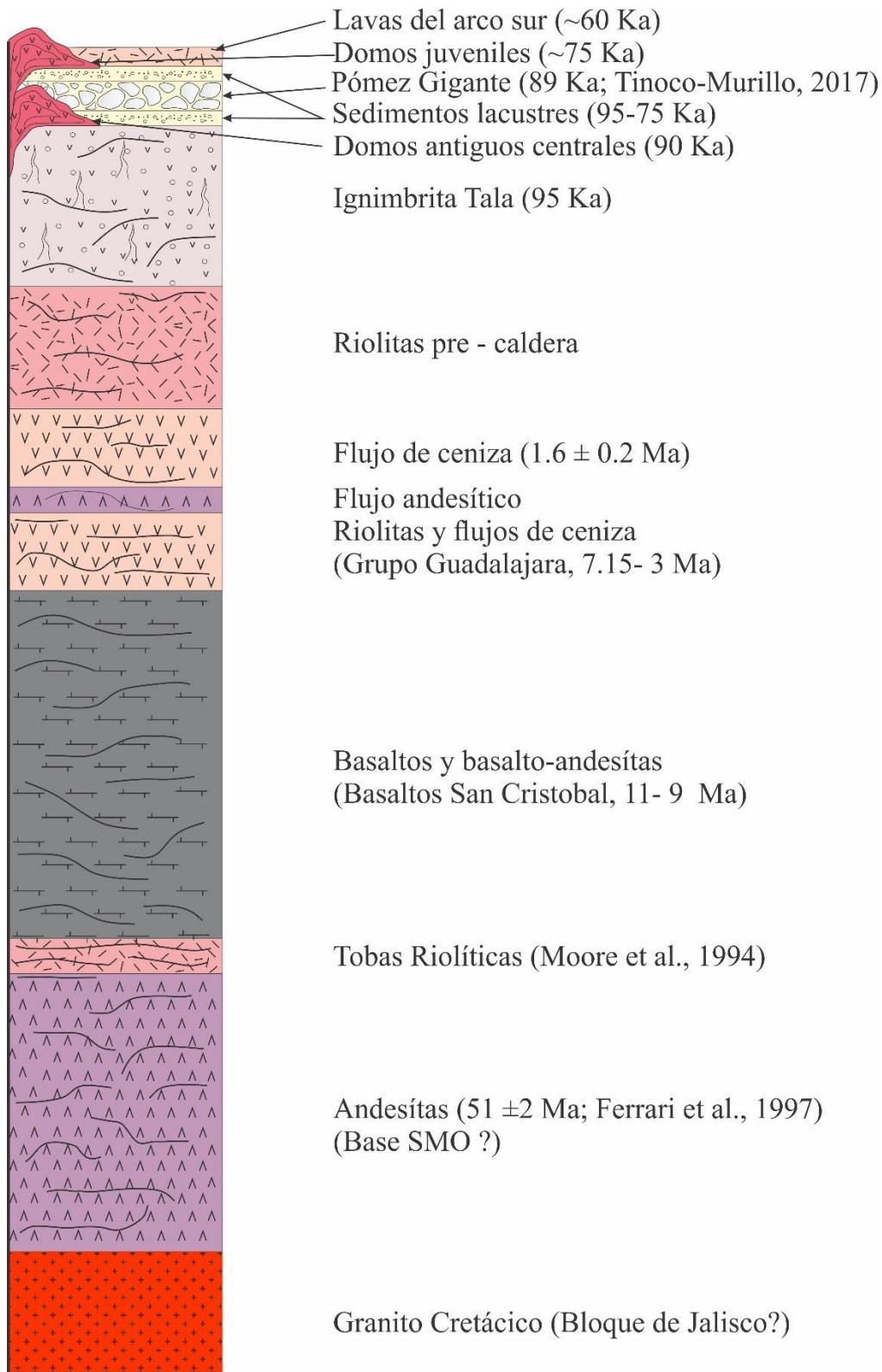


Figura 9.- Columna estratigráfica compuesta de la caldera de La Primavera basada en información de la perforación del pozo PR-9 del campo geotérmico Cerritos Colorados (adaptada de Rosas-Elguera, 1997).

3. Metodología

En orden cronológico, la presente investigación se desarrolló en el siguiente orden:

- i) Recopilación bibliográfica y análisis cartográfico del área de estudio**
- ii) Trabajo de campo,**
- iii) Trabajo de laboratorio**
- iv) Procesamiento, interpretación de la información y redacción del trabajo.**

3.1 Recopilación, análisis bibliográfico y análisis cartográfico.

Para el presente trabajo se recopiló información bibliográfica, incluyendo mapas, imágenes y fotografías aéreas existentes del área de estudio, a nivel local y regional. Además de todo el material relacionado con el complejo volcánico de La Primavera, se revisó lo relacionado a depósitos ignimbríticos y la formación de calderas volcánicas de colapso (anexos). Los mapas topográficos previos permitieron identificar los accesos a las zonas de interés del área de estudio, elaborando una estrategia de trabajo que permitiera realizar caminamientos y realizar la toma de muestras de los depósitos de interés. Con ello, se tomaron en cuenta los accesos cercanos a los cortes en Arroyos y barrancos donde era posible observar los mayores espesores relacionados con los depósitos de la ignimbrita Tala, además de mapear el área de los depósitos. En éstos, además se reconocieron rasgos morfológicos asociados a estructuras locales y regionales, así como los límites (topográfico y estructural) de la caldera.

3.2 Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en caminamientos y levantamiento de secciones estratigráficas dentro y fuera de la Caldera de La Primavera donde se encontraron depósitos relacionados a la ignimbrita Tala y unidades más jóvenes. El resultado de trabajo de campo fue de 70 secciones estratigráficas en distintos sectores de la caldera, 70 puntos de observación de los cuales se obtuvieron 240 muestras de depósitos volcanoclasticos y cerca de 80 muestras de roca, depósitos correspondientes a *PDC*'s de poco consolidados a moderadamente soldados y muestras de pómez.

Con la finalidad de obtener las características de cada depósito correspondiente a la ignimbrita Tala, se realizaron columnas estratigráficas detallando los aspectos texturales, espesores, componentes principales, contenido de matriz, tomando en cuenta las siguientes

características para su posterior correlación, delimitación de unidades estratigráficas y definición de facies.

1. Color.
2. Espesores de las capas individuales y de las unidades.
3. Tipo de clastos (mono-litológicos o hetero-litológicos).
4. Soporte de clastos (porcentaje de matriz).
5. Tipo de matriz.
6. Estructuras sedimentarias ej. imbricación, gradación (normal-inversa, laminación cruzada y/o paralela), estratificación (cruzada y/o paralela), masiva, de impacto, etc.
7. Grado de selección y compactación.
8. Forma y tamaño de los clastos, y diámetro de los cinco mayores.
9. Composición de clastos.
10. Tipo de contacto entre unidades.
11. Clasificación del depósito (caída, flujo, oleada, etc.).

Los espesores de cada depósito y unidades identificadas fueron medidos con cinta métrica y se describieron con base en los parámetros de Ingram (1954) que se muestran en seguida (Tabla 1).

Tabla 1.-Clasificación de estratos de acuerdo con Ingram (1954).

Espesores (cm)	Clasificación Ingram (1954)	
>100	Capa	Muy gruesa
30-100		Gruesa
10-30		Media
3-10		Delgada
1-3		Muy delgada
0.3-1.0	Lamina	Gruesa
<0.1		Delgada

Para la determinación del tamaño de los fragmentos se utilizó la clasificación de Wentworth (1922; Tabla 2).

Tabla 2.- Clasificación granulométrica de partículas sedimentarias y volcánicas de acuerdo con distintos autores.

mm	Φ	Wentworth (1922)	Fisher (1961)	Sohn (1989)
256	-8	Bloques	Bloques y bombas Gruesos	Bombas y bloques Gruesos
128	-7	Cantos	Bombas y bloques Finos	Bombas y Bloques finos
64	-6			
32	-5	Guijos	<i>Lapilli</i>	<i>Lapilli</i> medio
16	-4			
8	-3			
4	-2			
2	-1	Gránulos		<i>Lapilli</i> fino
1	0	Arena muy gruesa	Ceniza gruesa	Ceniza gruesa
0.5	1	Arena gruesa		
0.25	2	Arena media		
0.125	3	Arena fina		
0.0625	4	Arena muy fina		Ceniza fina
0.03125	5	Limo	Ceniza fina	Ceniza fina
0.01563	6			
0.00781	7			
0.00391	8	Arcilla		

Una vez identificadas y descritas las características del afloramiento, se llevó a cabo el muestreo en “canal” para la obtención de muestras representativas de las unidades principales (1-3 kg de muestra), para el análisis granulométrico, de componentes y elaboración de secciones delgadas en algunas muestras.

3.2 Trabajo de laboratorio

- 1.- Análisis granulométricos y de componentes de los depósitos recolectados.
- 2.- Elaboración de secciones delgadas.
- 3.- Química de roca total elementos mayores y trazas.

3.2.1 Granulometría

Como parte del análisis textural de los depósitos, y como herramienta para definir mecanismo de transporte y deposición de los depósitos, así como para caracterizar granulométricamente las diferentes unidades muestreadas, para lo cual se procedió al análisis granulométrico de

180 muestras colectadas principalmente en depósitos de corrientes piroclásticas de densidad y de caída. La determinación del tamaño y tipo de componente se usó para establecer el origen desde una perspectiva genética y su caracterización textural por medio de parámetros estadísticos (Inman, 1952; Sparks, 1976).

1.- Las muestras se sometieron a secado (60-90°C) en un horno de la marca Boekel (Figura 10 a).

2.- Posteriormente la separación de cada muestra en intervalos de 1ϕ , entre los rangos de -4ϕ a 4ϕ (16 mm y 1/16 mm) por vía seca utilizando un RO-TAP RX-29 (Figura 10 b), con un tiempo de tamizado de cinco minutos (para evitar la auto abrasión de las fracciones) en el cual el material retenido en cada una de las mallas fue pesado en una balanza electrónica OHAUS PA1502 (Figura 10 b) con una precisión de 0.01 g.

3.- Con los pesos obtenidos de cada muestra se calcularon tanto del porcentaje en peso individual como del acumulativo en cada una de las fracciones de tamaño para todas las muestras separadas, realizando curvas acumulativas con ayuda del programa Excel utilizando la herramienta libre GRADISTAT de Blott y Pye (2001), se calcularon los parámetros de Inman (1952) que recomiendan los autores Cas y Wright (1987), donde se utilizan las siguientes formulas estadísticas:

$Md \phi = \phi_{50}$ (Mediana); este parámetro separa la distribución de las partículas en dos partes iguales y representa el tamaño de las partículas en el centro exacto de la población (50%).

$\sigma \phi = (84\phi - 16\phi) / 2$ (Desviación estándar); esta fórmula funciona como índice de clasificación, e indica el rango de variación de tamaño de grano en los depósitos (dispersión).

$\sigma \phi = (16\phi + 50\phi + 84\phi) / 3$ (Media); diámetro medio obtenido del promedio de toda la curva acumulativa.

$Sk1 \phi = (16\phi + 84\phi - 2\phi_{50}) / 2 (16\phi - 84\phi) (5\phi + 95\phi - 2\phi_{50}) / 2 (5\phi - 95\phi)$ (Skewness); asimetría gráfica, mide la dirección de las colas de la curva acumulativa. Varía de +1 (abundancia de material fino) a -1 (abundancia de material grueso). Calculada sobre el 90% de la curva.

$KG \phi = (95\phi - 5\phi) / 2.44 (15\phi - 25\phi)$ (Kurtosis); mide la concavidad de la curva e indica el tipo de selección. Cuanto más pobre es la selección, más plana es la curva ($KG < 1$) En una distribución gaussiana Kg es igual a 1.

Estos parámetros se calcularon para las distintas unidades identificadas en las secciones pertenecientes a la ignimbrita Tala.

3.2.2 Análisis de componentes

Con base en la metodología propuesta por Browne y Gardner (2005), el análisis de componentes se realizó en muestras de la ignimbrita Tala con la finalidad de ver la cantidad en porcentajes del tipo y contenido de líticos en los depósitos de la ignimbrita Tala, así como también permite reconocer las unidades que la ignimbrita corta y erosiona al momento de su emplazamiento. Las observaciones de campo ayudaron a determinar los componentes de acuerdo con la abundancia en la que se presentan, determinando los siguientes componentes principales: juveniles (pómez de color blanco, gris y negro), no juveniles (micro granito, obsidiana, ignimbritas, riolita, basalto-andesita y cristales).

Para el análisis de componentes se realizó el lavado de las fracciones de -1ϕ a -3ϕ de cada muestra en un baño de ultrasonido de la marca *BRANSON* 5510 (Figura 10 c), durante 5 minutos y un secado posterior en el horno *BOEKEL*. Para la separación y conteo de componentes se utilizó un microscopio binocular marca *LEICA* (Figura 11 a). El conteo se llevó a cabo para cada fracción desde 0ϕ hasta 3ϕ (1mm hasta 1/8 mm), donde se analizaron aproximadamente 300 partículas por fracción ϕ de un total de 180 muestras. Posteriormente, se elaboraron histogramas donde se muestran las variaciones composicionales de manera porcentual de los depósitos.

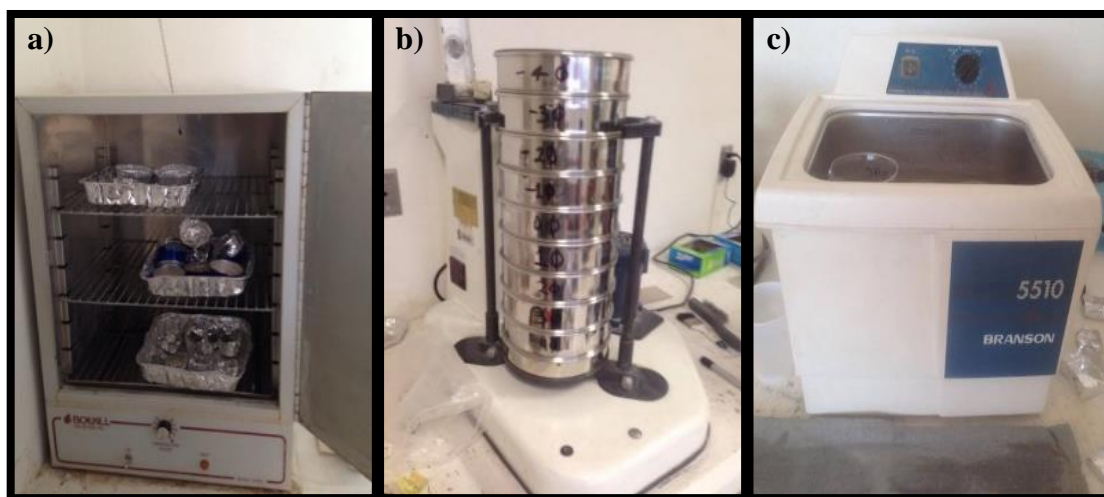


Figura 10.- a) Horno de la marca BOEKEL, para el secado de muestras, b) RO-TAP RX-29 para el separado por fracción de cada muestra, c) ultrasonido de la marca BRANSON 5510 para el lavado por fracción de cada muestra para su posterior análisis en microscopio.

3.2.3 Petrografía

Este estudio permitió definir mineralogía, textura, microestructuras, composición modal y clasificación petrográfica. Se seleccionaron muestras de todas las unidades estratigráficas para llevar a cabo el análisis petrográfico. Para el análisis petrográfico de depósitos no consolidados se realizó un encapsulado de la muestra con distintos tamaños de grano inmersos en resina y así definir las características petrográficas que el análisis de componentes nos permite desarrollar, tales como texturas, tipos de cristales en las muestras y con mayor certeza la composición de algunos componentes tales como líticos de basalto, andesitas, riolitas, granito, etc. También se elaboraron secciones delgadas de los depósitos consolidados y soldados, así como de clastos individuales de pómez, de las cuales solo se obtuvo el porcentaje de componentes en cada sección, donde los conteos se determinaron en base a una rejilla del tamaño de la sección, con separaciones de 1mm.

A pesar de que algunas muestras se presentaban consolidadas, para la elaboración de secciones delgadas se tuvieron que cortar prismas rectangulares con medidas de 4.8 x 2.4 x 3 cm para cada muestra y encapsularlas en resina epóxica de la marca Buehler y dejarlas secar por al menos 24 horas para su elaboración y evitar que estas fueran deleznable o se fracturaran.

Con los prismas ya encapsulados y secos se procedió a pulido y pegado al portaobjetos, para continuar con la laminación de la muestra con una laminadora *Hillquist* (Figura 11b) para terminar con el pulido de las muestras hasta llegar a un terminado con grano 3000.

Al momento de su terminado las muestras se observaron, analizaron y seleccionaron minerales y componentes con el microscopio *Leica DM 2500* (Figura 11c) en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido y Microscopía (LMEByM) de la Unidad Académica de ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Guerrero y en el laboratorio de microscopía y petrografía del instituto de geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

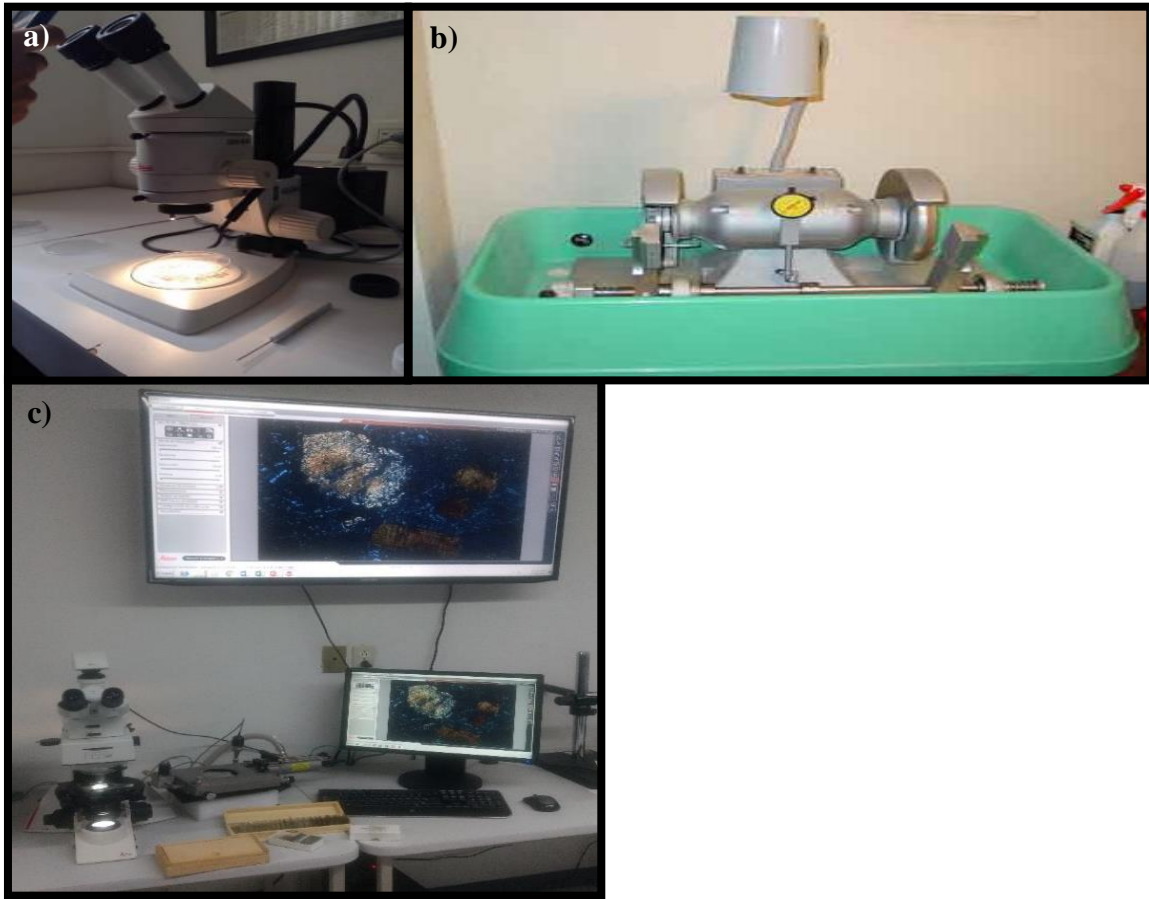


Figura 11.- a) Microscopio estereoscópico binocular marca Leica, utilizado para la separación de componentes, b) laminadora de la marca Hillquist, utilizada para el corte y laminado de las muestras y c) microscopio de la marca Leica DM 2500, para el análisis petrográfico de las muestras en lámina delgada.

3.2.4. Geoquímica

Con la intención de caracterizar geoquímicamente los depósitos de la IT se seleccionaron 16 muestras de los depósitos más representativos de la IT, para su análisis de elementos mayores, traza y algunas tierras raras (REE).

Se enviaron un total de 16 muestras de material juvenil (pómez) a laboratorios (Activation Labs) en Ontario, Canadá, donde fueron analizadas por los siguientes métodos.

3.2.4.1. FUS-ICP (Fusion-Inductively Couple Plasma) y FUS-MS (Fusion-Masas)

Las muestras se disuelven en borato y posteriormente en ácido nítrico. Se utiliza un equipo ICP/MS Perkin Elmer Sciex 6000, 6100 o 9000. Este método determina concentraciones de elementos mayores (óxidos) y algunos elementos traza: Be, V, Co, Ga, Cr, Sc, Rb, Ge, As,

Zr, Sr, Y, Sb, Nb, Mo, La, Cs, Ba, Nd, Ce, Pr, Gd, Eu, Sm, Ho, Tb, Dy, Yb, Er, Tm, Ta, Lu, Hf, Bi, Ti, W, U y Th.

3.2.4.2. TD-ICP (Total Digestive- Inductively Couple Plasma)

Un total de 0.25 g de muestra es disuelta con cuatro ácidos, comenzando con ácido hidrofúorhídrico, seguido por una mezcla de ácido nítrico y ácido perclórico, después se calienta usando un programador preciso de calefacción para secar la muestra. Después de que está seca, la muestra vuelve a ser procesada usando ácido hidroclicóricu. Con esto, la disolución puede ser parcialmente solubilizada. Este método determina concentraciones de Ag, Cd, Cu, Ni, Pb, S, Zn.

3.2.4.3. INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis)

La muestra es sometida a un bombardeo con neutrones para generar núcleos radioactivos, estos permiten cuantificar la energía y la intensidad de las partículas alfa, que se van generando por el decaimiento. Con este método se determinan concentraciones de Sb, Sc, Se, Cr, Ir, Br, As y Au.

3.3. Procesamiento, interpretación de la información y redacción del trabajo

En esta última etapa se analizó la información, (correlación de las columnas estratigráficas, análisis textural facies, información química, mayores, trazas y tierras raras), Con base a este análisis se procedió a redactar la versión final del presente trabajo sobre la estratigrafía de la ignimbrita Tala en la Caldera de La Primavera.

4. Marco Teórico

Con el propósito de documentar el tema a desarrollar y estar en condiciones de aportar nueva información al estudio de la ignimbrita Tala, así como abordar las generalidades de los temas sobre los cuales gira la presente tesis, a continuación se muestran algunos aspectos sobre el estado del arte que guarda el tema de las calderas volcánicas de colapso y de los productos asociados a estas estructuras, que aunque pueden estudiarse por separado, en este caso parecen indisoluble, principalmente cuando se habla de ignimbritas y su relación con la formación de calderas de colapso.

4.1. Calderas

El término “caldera” proviene del Latín *Caldaria* que significa "olla hirviendo", y fue utilizado originalmente en el Islas Canarias para cualquier depresión grande "en forma de cuenco" (Von Buch, 1825). En el siglo XI se presentaron las primeras descripciones acerca de grandes depresiones de origen volcánico, interpretándose como colapsos estructurales o de excavaciones por explosiones.

La erupción del volcán Krakatoa en Indonesia (1883), llamó la atención de los científicos de la época, por la relación existente entre la actividad del vulcanismo explosivo y la formación de calderas. Las siguientes investigaciones acerca de calderas volcánicas se centrarían en erupciones históricas de Indonesia (p. ej. Simkin y Fiske, 1983), Santorini (Druitt *et al.*, 1999), que involucraron hechos catastróficos relacionados con pérdidas humanas.

De acuerdo con Williams (1941), las calderas son depresiones subcirculares en áreas volcánicas, cuyo diámetro es considerado más amplio que fisuras y cráteres explosivos, posiblemente alcanzando algunas decenas de km. Cole *et al.* (2005) definen a las calderas como estructuras generalmente grandes (de un par de km hasta 50 km). Donde son el resultado del colapso o la subsidencia de bloques de la corteza superficial dentro de una cámara magmática somera, proceso inducido por una erupción volcánica y por condiciones tectónicas (Cas y Wright, 1987; Lipman, 1997; Marti *et al.*, 1994; Cole *et al.*, 2005; Gottsmann y Martí, 2008). Acocella (2007) en sus modelos análogos menciona que su forma puede ser subcircular a elíptica (comúnmente) reflejando la posible influencia del control tectónico, asimismo menciona que la tendencia de que las erupciones explosivas félsicas están relacionadas a la formación de calderas de corto tiempo (horas a días) que desencadenan eventos catastróficos.

Para explicar la formación de calderas se han propuesto dos mecanismos: en el modelo más común, las calderas son la expresión superficial del vaciado de la cámara magmática durante erupciones efusivas o explosivas. Mientras el segundo tendría que ser el resultado de una sub-presión dentro de la cámara magmática en algún momento antes del colapso del techo del reservorio, formando una depresión en la superficie (Williams, 1941; Druitt y Sparks, 1984; Branney, 1995; Lipman, 1997). En el primer caso, la fracción de magma que debe estar comprometida en la erupción para inducir el colapso varía entre un pequeño porcentaje y un 40%. Una vez iniciado, el colapso tenderá a expulsar de la cámara, la mayor parte o la totalidad del magma rico en volátiles (Martí *et al.*, 2000). Mientras que en el mecanismo alternativo, se explica el colapso de la caldera como resultado de una sobrepresión dentro de la cámara; La sobrepresión induce la deformación, lo que puede conducir al inicio del colapso (Gudmundsson, 1988; Gudmundsson *et al.*, 1997; Burov y Guillou-Frottier, 1999; Guillou Frottier *et al.*, 2000).

Las calderas pueden ocurrir en volcanes de todas las composiciones, en todos los ambientes tectónicos de la Tierra (Geyer y Martí, 2008; Figura 12 y Figura 13) y muestran un amplio rango de formas. Por consiguiente, es difícil clasificar a las calderas, aunque los procesos de colapso comunes proveen miembros finales posibles.

Marotta y De Vita (2014) consideran que estas estructuras tectónicas (tipo *rift*) influyen en la formación y desarrollo de una caldera, demostrándolo con el desarrollo de nueve modelos análogos de formación y resurgencia de calderas, basándose en los trabajos de Acocella (2004 y 2007)

Con relación al potencial geotérmico asociado a la formación de calderas volcánicas, en los años 80 y 90's del siglo pasado, se documentó esta relación (Mahood, 1980; Wohletz y Heiken, 1992; Bibby *et al.*, 1995), al tiempo que se generaban modelos experimentales y análogos (Martí *et al.*, 1994), dado que se entendía que la comprensión de la estructura de las calderas era importante para planificar la explotación geotérmica y minera (Stix *et al.*, 2003).

Ambientes tectónicos

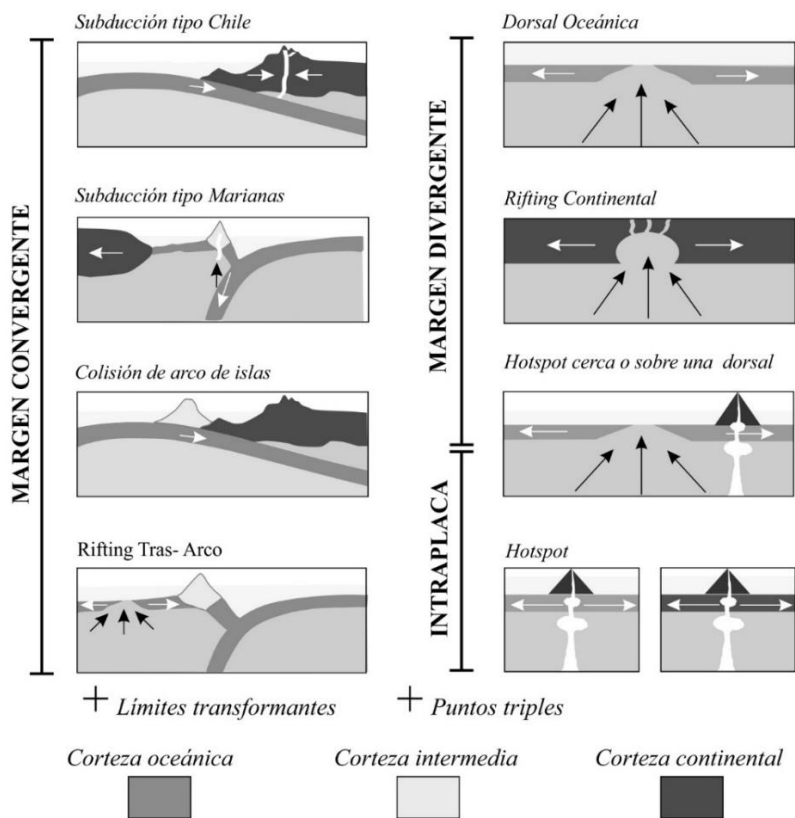


Figura 12.- Esquema de los distintos ambientes tectónicos donde se generan las calderas de colapso (traducido de Geyer y Martí, 2008).

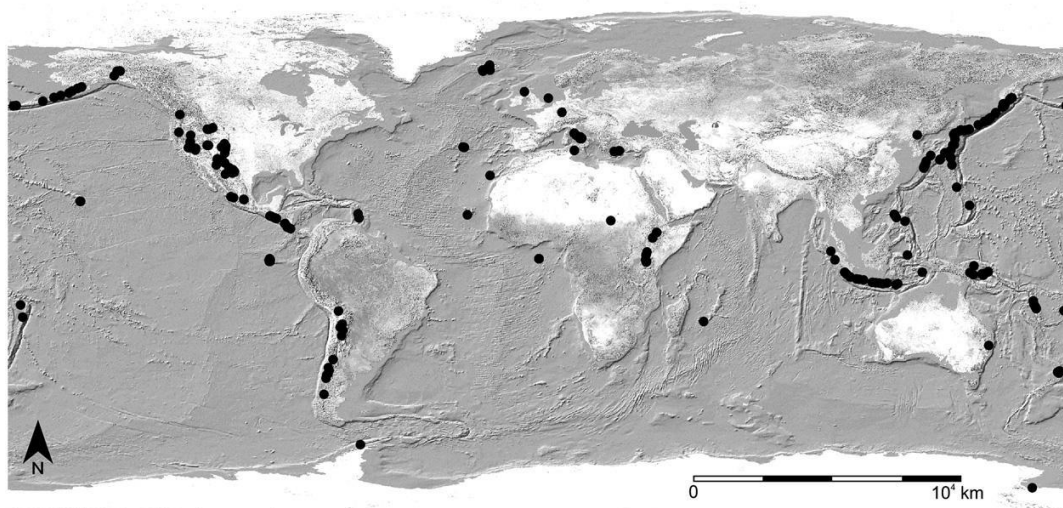


Figura 13.- Mapa mundial de la localización de las calderas de colapso conocidas (círculos negros, Geyer y Martí, 2008).

4.2. Etapas de formación de una caldera de colapso

El modelo que explica la formación de una caldera de colapso se puede subdividir en las etapas más características de su evolución (Smith y Bailey 1968; Lipman 1984; Cole *et al.*, 2005) la cuales se muestran en la Figura 14 y se explican de manera detallada en el Anexo.

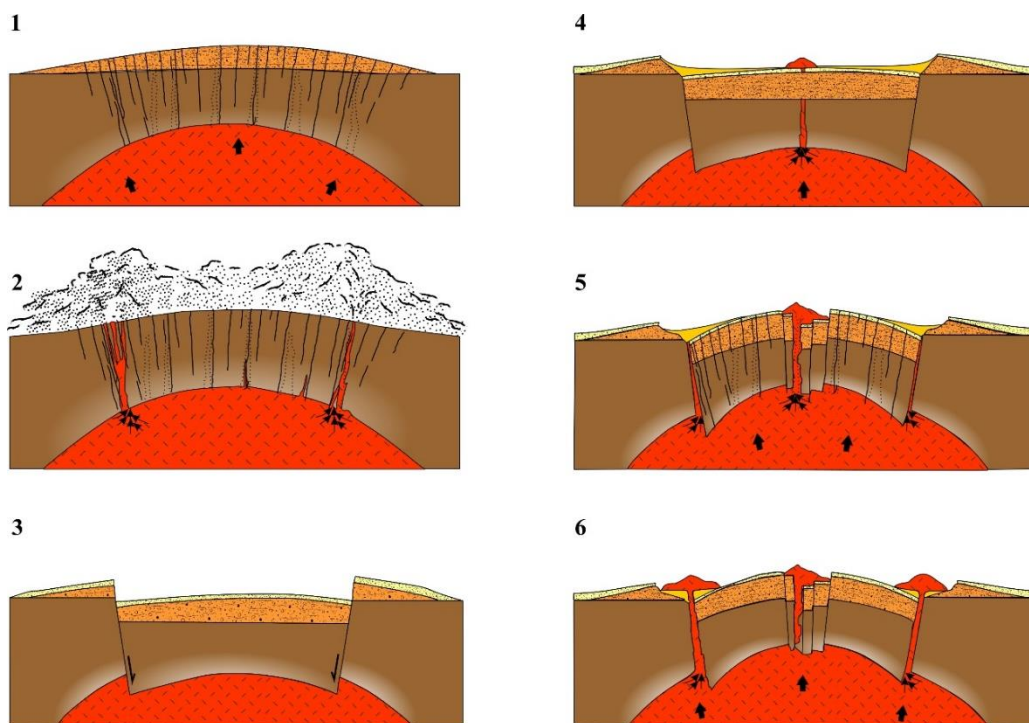


Figura 14.- Etapas de formación del ciclo caldérico de acuerdo con los modelos de Smith y Bailey (1968). 1) Tumescencia regional y formación de fracturas anulares, 2) Erupción formadora de caldera, 3) Colapso caldérico, 4) Vulcanismo pre- resurgente y sedimentación, 5) Formación de domos resurgentes, 6) Vulcanismo a través de fracturas anulares mayores (Adaptada de Smith y Bailey, 1968).

4.3. Anatomía de una caldera volcánica

La forma y el tamaño de una caldera volcánica es variable, algunas son de formas circulares y con una sola fase de colapso (p. ej. Reporoa, Nueva Zelanda; Nairn *et al.*, 1994; Beresford y Cole, 2000), mientras otras son de formas rectilíneas (p. ej. Taupo, Nueva Zelanda; Cole *et al.*, 1998), con tamaños que van de los pocos kilómetros hasta decenas de km (La Garita, Colorado, E.U.A.; Lipmann, 2000) y algunas forman parte de complejos caldéricos (múltiples calderas de diferentes edades, superpuestas estructural y espacialmente; Cole *et al.*, 2005).

De acuerdo con Cole, (2005), una caldera volcánica puede presentar los siguientes elementos estructurales y morfológicos: borde topográfico, pared topográfica interna, collar de colapso,

fallas de borde, piso de la caldera, relleno intra-caldérico y cámara magmática subcalderica los cuales se muestran en la Figura 15 a-c y se describen ampliamente en el Anexo.

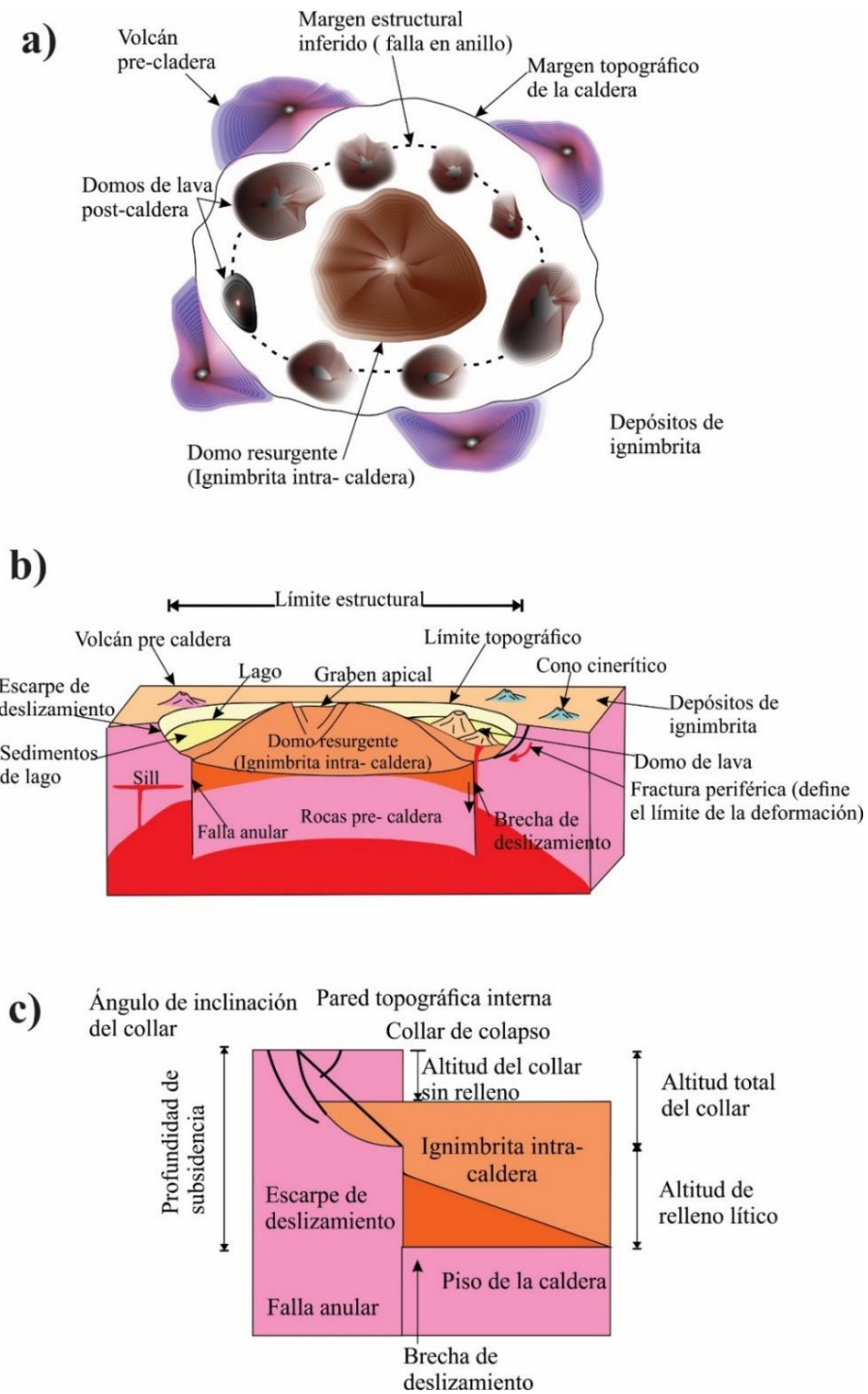


Figura 15.- a) Figura esquemática de una caldera tipo pistón resurgente vista en planta, b) diagrama en 3D de una caldera de colapso tipo pistón y sus principales elementos y c) Terminología de una caldera clásica de colapso (traducido de Cole, 2005).

4.4 Tipos de calderas de colapso

Existen ocho tipos de modelos de subsidencias caldéricas (Lipman, 1997; Cole *et al.*, 2005) las cuales son: pistón (*piston*), en rompecabezas (*piecemeal*), en trampa o bisagra (*trap door*), hundido (*downsag*), embudo (*funnel*), caótica (*chaotic*), escudos de ignimbrita (*ignimbrite shields*) y depresiones volcanotectónicas (*volcano- tectonic depressions*) de las cuales son más comunes las primeras seis la cuales se describen en el Anexo.

4.5. Depósitos piroclásticos asociados a la formación de calderas volcánicas.

Durante el colapso/subsidencia de una caldera se eyectan volúmenes grandes de magma hacia atmosfera en forma de caídas piroclásticas, corrientes piroclásticas de densidad (ignimbritas), que en general se trata de voluminosos depósitos con altas concentraciones de partículas de pómez y ceniza (Branney y Kokelaar, 2002; Brown y Gardner 2005; Sulpizio *et al.*, 2010). El resultado de esta erupción explosiva es una depresión en el terreno de grandes dimensiones y de diferentes formas: circular, ovalada, rectangular o irregular.

4.5.1. Ignimbritas.

Walker (1983) clasifica las ignimbritas en función de un parámetro geométrico (*aspect ratio*), que se definen como la relación entre una dimensión vertical del depósito (espesor medido) y una dimensión horizontal (diámetro del área cubierta por la ignimbrita), además menciona que son los principales depósitos asociados a colapsos caldéricos, pueden clasificarse en ignimbritas de alta relación de aspecto “HARI” (*High-Aspect Ratio Ignimbrites*) por sus siglas en ingles), las cuales se emplazan tranquilamente en los valles, son de grandes espesores y poco extensas, responden pasivamente a la topografía y se emplazan generalmente en valles y depresiones. Por otro lado, las ignimbritas de baja relación de aspecto “LARI” (*Low-Aspect Ratio Ignimbrites*), por sus siglas en ingles) que se emplazan violentamente y por lo tanto tienen la capacidad para escalar montañas y cruzar aguas abiertas, debido a su alta velocidad y movilidad de flujo que resulta de una tasa de descarga magmática muy alta, se distribuyen casi radialmente desde el centro de emisión y experimentan una evolución en su relación sólido/gas durante el transporte.

Texturalmente las ignimbritas, son depósitos voluminosos de corrientes piroclásticas de densidad (*PDC's*) modificadores del paisaje, compuestos principalmente por fragmentos juveniles (pómez y ceniza), cristales aislados, fragmentos de vidrio y fragmentos líticos, los

cuales varían en abundancia y en el ambiente de las calderas, y se asocian a depósitos piroclásticos que presentan distintos tipos de facies:

4.5.2. Brechas de piso (ground layers)

Son capas enriquecidas en clastos densos y comúnmente empobrecidas en ceniza fina con respecto a las facies pumiceas sobreyacentes (Pittari *et al.*, 2008). Estas equivalen a la capa 1 de Sparks *et al.* (1973), por lo tanto sería una facie de la misma ignimbrita que para el modelo de Branney y Kokelaar (2002), solo sería una facie más producto de una variación en cuanto a intensidad y tipo de componentes de un flujo continuo agradado (Figura 11). Estas brechas pueden ocurrir lejos de las áreas proximales, interpretándose que pudieron haberse formado en la parte frontal del flujo piroclástico (Walker *et al.*, 1981a).

4.5.3. Brechas de rezago (co-ignimbríticas)

Son depósitos de tamaño de grano grueso (líticos > 2 m de diámetro), con un espesor de 20-30 m, a menudo empobrecidas en fragmentos finos, clasto-soportadas y presentan estratificación en las brechas líticas, las cuales ocurren proximales a la fuente eruptiva. Se depositan en el punto cumbre de una erupción, particularmente al comienzo del colapso caldérico, desde donde se expanden los flujos piroclásticos cerca de su punto de inicio, hasta la base de una columna eruptiva que colapsa (Pittari *et al.*, 2008).

4.5.4. Brechas de pendiente (líticas empobrecidas en finos).

Son brechas de grano más fino que las brechas co-ignimbríticas y son depositadas a partir de flujos piroclásticos que experimentaron un aumento en la turbulencia inducida por elutriación, como respuesta a pendientes altas y/o con mucha vegetación (Walker, 1983; Pittari *et al.*, 2008).

4.5.5. Brechas líticas (matriz-soportadas) intra-ignimbrita extendidas o zonas de concentración de líticos.

Pueden depositarse cerca de la base o en niveles estratigráficos más altos del depósito principal de una sola unidad ignimbrítica. Este tipo de brechas pueden ser localmente discontinuas, pero su ocurrencia en niveles estratigráficos específicos puede ser continua. Estas pueden ser constituidas por simples o múltiples horizontes gruesos de menos de 1 m de espesor. Su ocurrencia está relacionada con variaciones en el aporte del conducto y/o en

respuesta a situaciones topográficas específicas y procesos de arrastre del substrato local (Pittari *et al.*, 2008).

4.6. Soldamiento en ignimbritas

Establecer el grado de soldamiento en las ignimbritas ha propiciado la generación de diversas propuestas. El soldamiento es la sinterización conjunta de fragmentos de pómez caliente y vidrio bajo carga de compactación (Smith 1960 a, Ross y Smith 1961). Smith (1960 a) realizó una división zonal en ignimbritas soldadas: 1) ignimbritas con zoneamiento sin soldamiento: estas no muestran ningún grado de compactación; 2) ignimbritas con zoneamiento parcialmente soldada: estas presentan compactación en un extremo, hasta eventualmente mostrar una fuerte foliación y el desarrollo de *fiammes*; 3) ignimbritas densamente soldadas, la pómez y la ceniza se han fusionado completamente y no es posible distinguir en muestra de mano, la roca tiene un aspecto más parecido a una obsidiana que a una ignimbrita (Smith, 1960 a). El grado de soldamiento denso lo considera como una zona hipotética, dado que realmente nunca ha visto una ignimbrita tan densamente soldada, por esa razón y por la amplia variedad de texturas asociadas a la zona parcialmente soldada, la propuesta de Smith (1960 a) es poco práctica, aunque debe reconocerse como un trabajo pionero.

Por otra parte, Walker (1983) propone denominar ignimbritas de alto grado aquellas que son muy soldadas, más o menos de base a cima, a pesar de tener < 50 m de espesor. Las ignimbritas de bajo grado son aquellas que no presentan soldamiento a pesar de tener > 50 m de espesor.

Branney y Kokelar (1992) utilizan el término “grado” de forma similar a Walker (1983), Categorizándolo de la siguiente manera:

- Muy alto grado: ignimbritas intensamente soldadas incluso en la parte superior y pueden ser de tipo “Lava Like”
- Alto grado: predominantemente soldadas y tienen zonas reomórficas.
- Grado moderado: zonas soldadas y no soldadas.
- Bajo grado: no presentan soldamiento.

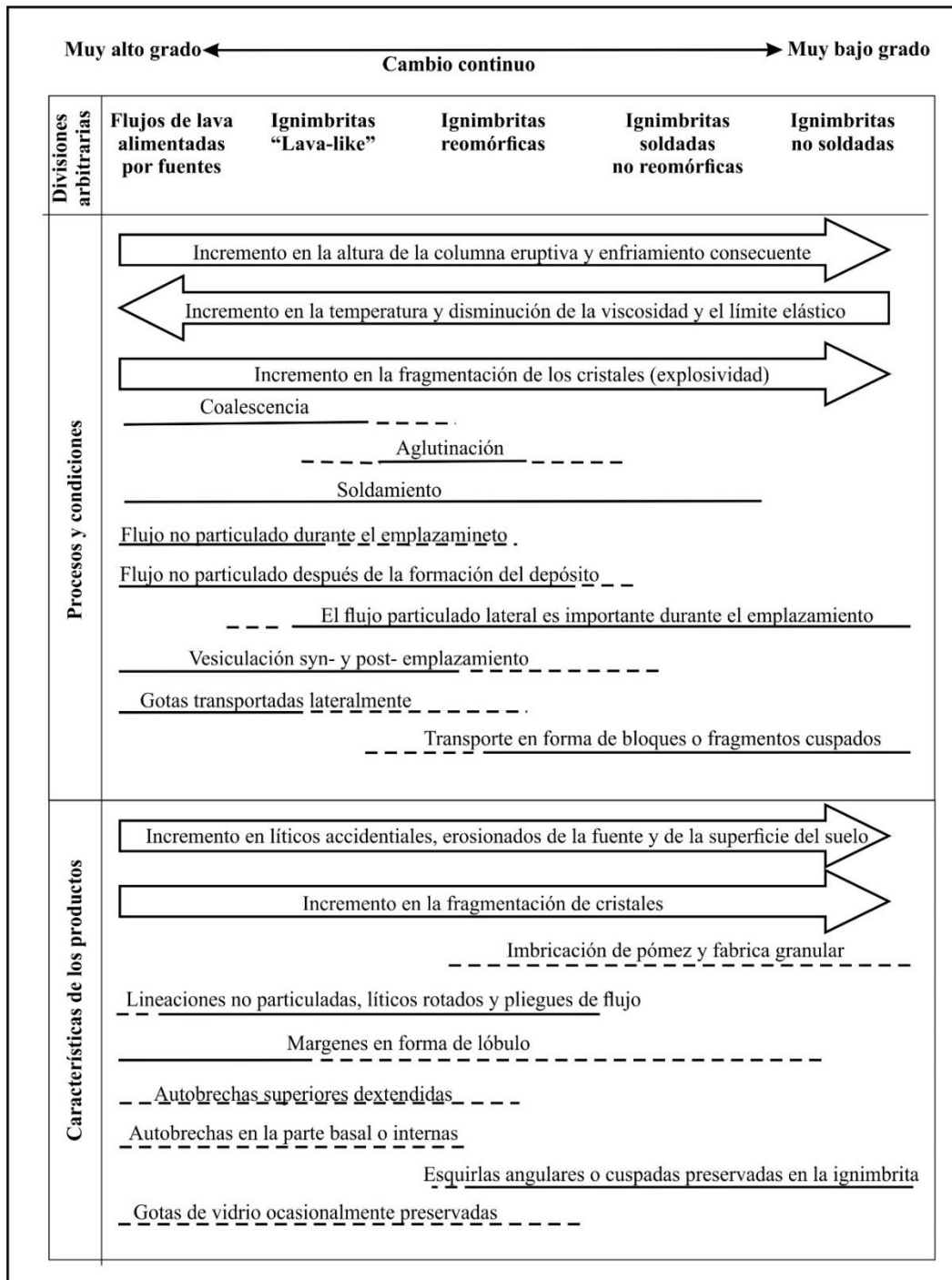
Así mismo presentan un esquema para clasificar a las ignimbritas (Tabla 3) tanto de alto como de bajo grado, este esquema es útil cuando se trabaja con ignimbritas que muestran zonas reomórficas y/o “Lava Like” (alto o muy alto grado).

A continuación, se presenta un glosario de términos importantes para que ayudaron a interpretar los mecanismos de emplazamiento y transporte de las diferentes unidades que conforman la estratigrafía de la ignimbrita Tala.

A pesar de una descripción clara y simple de las ignimbritas como un depósito de *PDC* rico en ceniza y pómez, que ignora cualquier restricción en el volumen, la composición y la forma del sustrato, los depósitos de ignimbrita se atribuyeron de manera preferencial a los *PDC*'s concentrados (Branney y Kokelaar 2002). Esto se debió al paradigma influyente de la unidad de flujo de ignimbrita estándar que se idealizó a partir de depósitos de flujo piroclásticos a pequeña escala y se infirió que reflejaba la estructura interna de *PDC* (Sparks *et al.*, 1973; Sparks, 1976; Wilson y Walker, 1982). Los autores postularon que el flujo se depositó en masa, lo que sería equivalente a un “congelamiento” casi instantáneo del flujo y una conservación completa de las estructuras verticales del flujo. El trabajo pionero de Sparks y Walker encontró muy poca oposición hasta la década de 1990, cuando se introdujo el concepto de zona de límite de Branney y Kokelaar (1992).

Fisher fue uno de los primeros en imaginar la deposición de *PDC* como resultado de la agradación progresiva. Fisher (1966) planteó la hipótesis de que las ignimbritas se depositaban a partir de corrientes de baja densidad, cuya concentración en la base era lo suficientemente alta como para inhibir la turbulencia y la clasificación durante la deposición. El concepto fue revisado posteriormente por Branney y Kokelaar (1992, 2002), quienes consideraron que las ignimbritas reflejaban las condiciones de la parte inferior del flujo que sufre la deposición (zona de límite de flujo) en lugar de representar la estructura vertical principal del flujo. Tras la revisión de Branney y Kokelaar (2002), los depósitos de *PDC* se han considerado menos como una conexión de la estructura de flujo interno y más como reflejo de las condiciones de la zona de límite de flujo (Branney y Kokelaar, 2002; Brown y Andrews, 2015). Su trabajo fue muy influyente y tendió a enfocar las interpretaciones de las ignimbritas hacia *PDC*s diluidos. El término de corriente de densidad piroclástica también prevaleció en la literatura a partir de principios del año 2000, ya que es un término no genético que abarca todos los tipos de flujos y, por lo tanto, no asocia la densidad de corriente con ningún mecanismo de iniciación, depósito o transporte.

Tabla 3.- Tabla de grado de soldamiento en ignimbritas, con base a sus procesos y productos, las líneas punteadas hacen referencia a probables productos y procesos (Traducido de Branney y Kokelaar, 1992).



4.7. Concepto de la zona límite del flujo.

La zona límite del flujo (*“flow boundary zone”* FBZ) se define como una zona no muy bien delimitada la cual incluye la parte inferior de una corriente piroclástica y la parte superior de un depósito recién formado (Branney y Kokelar, 2002).

Branney y Kokelar (2002) proponen que en la FBZ es donde se forman las litofacies de las ignimbritas durante la agradación progresiva de los piroclastos. Los autores proponen cuatro procesos de FBZ que determinan el proceso de sedimentación o emplazamiento de las ignimbritas (Figura 16). Estos procesos están controlados por la concentración, tasa de acumulación y cizalla aplicada. A continuación, se presenta un resumen sobre cómo funcionan esos procesos en condiciones estables.

4.7.1 FBZ de escape de fluido

El soporte de clastos se debe principalmente al efecto del escape de fluido hacia arriba como consecuencia del depósito. Una corriente tiene una determinada relación de clastos vs fluido intersticial (compuesto de gas y polvo), cuando hay depósito, los clastos están más empaquetados y para acomodarse, desplazan hacia arriba el fluido intersticial. Esta FBZ se asocia con corrientes de alta concentración. No existe una interface reológica abrupta entre la parte superior del depósito y la parte inferior del flujo. Donde la tasa de escape de fluido es alta los fluidos que escapan pueden ser canalizados formando zonas de elutriación de finos (formando las estructuras conocidas como pipas de desgasificación). Si se forman pipas de desgasificación por encima de la FBZ estas serán borradas o deformadas si hay cizalla. La alta concentración en la FBZ de escape de fluido inhibe la turbulencia.

4.7.2 FBZ de flujo granular

La concentración y la tasa de cizalla son suficientes para que las interacciones entre granos dominen el soporte de clastos. La fricción entre la corriente y el substrato causa que los granos se frenen. Este proceso puede ser referido como una serie de continuos “congelamientos en masa” de los granos en la base del depósito. Si se visualiza una serie de “pequeños emplazamientos en masa” una y otra vez en la zona inferior de la FBZ la cual va subiendo de nivel, entonces hablaríamos de un tipo de agradación progresiva del depósito, debido a que la secuencia incrementa de grosor con el tiempo. La alta concentración en la FBZ de flujo granular inhibe la turbulencia y no permite que los sedimentos se puedan

clasificar de forma efectiva, por lo cual se pueden formar depósitos masivos y mal clasificados. La cizalla en la FBZ de flujo granular puede causar el desarrollo de fábrica e imbricación de clastos.

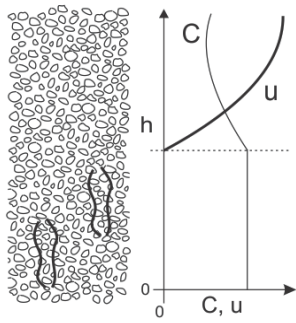
4.7.3 FBZ de caída directa

La caída directa implica que los clastos se depositan directamente cuando los procesos de saltación, deslizamiento y rodado son despreciables (efecto de la baja velocidad). La interacción entre clastos y los efectos del escape de fluido también son despreciables (efecto de la baja concentración). La pequeña cantidad de clastos que entran por debajo de la FBZ, en determinada cantidad de tiempo, en el régimen de caída directa en conjunto con la baja cantidad de fluido intersticial (gas y polvo) provocan que el escape de fluido sea despreciable.

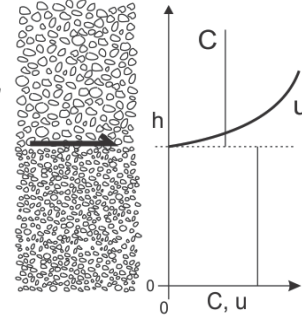
4.7.4 FBZ dominada por tracción

En este caso las corrientes piroclásticas de densidad tienen un límite inferior de flujo muy fuerte, con alto gradientes de velocidad y fricción entre la corriente y el sustrato, de tal manera que la turbulencia del fluido comúnmente se extiende dentro de la corriente y funciona como el mecanismo de transporte. Los gradientes de reología y de velocidad son muy marcados entre el flujo y el depósito. La cizalla en la FBZ provoca que los clastos sean movidos por los fluidos presentes de manera que los clastos ruedan, se deslizan o saltan antes de depositarse. La presencia de remolinos de turbulencia y la clasificación por tracción provocan que ciertos sedimentos se depositen y otros sean segregados, el producto de estos procesos son litofacies con estratificación y estratificación cruzada los cuales están moderadamente bien clasificados.

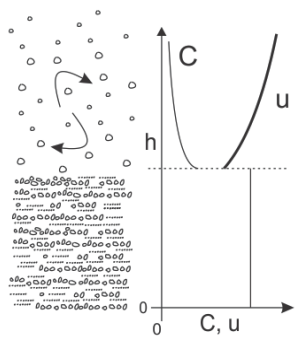
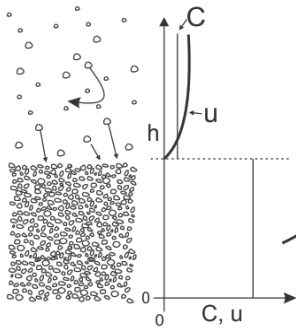
a) Dominado por escape de fluidos



b) Dominado por flujo granular



C = Concentración
u = velocidad
h = altura del depósito



c) Dominado por caída directa

d) Dominado por tracción

Figura 16.- Mecanismos de deposición en la frontera límite de flujo de acuerdo con los mecanismos de soporte de las partículas. La tasa de deposición es el flujo de masa de piroclastos dentro del depósito por unidad de área de la frontera límite (Tomada de Branney y Kokelaar, 2002).

5. Resultados

5.1 Estratigrafía

La estratigrafía que a continuación se presenta, está basada en el levantamiento de 70 secciones estratigráficas, así como en 45 puntos de observación, 270 análisis granulométricos, 160 análisis de componentes y 82 secciones delgadas. Con lo que se definió una columna estratigráfica compuesta.

En la columna estratigráfica compuesta, de la ignimbrita Tala, se incluye como marcador estratigráfico a los depósitos de lago, hacia la cima de la secuencia. Con base en sus características texturales, la columna está dividida en cuatro fases eruptivas, cada una compuesta de varios pulsos con características texturales similares o bien pueden estar compuestas por diferentes unidades vulcano-estratigráficas, cada una con texturas diferentes pero que se asocian a una misma fase eruptiva (Fisher y Schmincke, 1984; Németh y Kereszturi, 2015; Martí *et al.*, 2018). La información se complementa con un mapa geológico donde se muestra la dispersión de los depósitos de la ignimbrita Tala y ubicación de las columnas estratigráficas levantadas.

La caracterización textural incluye una separación entre depósitos intra y extra- caldera, esto en relación con el límite estructural caldérico, el cual fue delineado a partir de las características estructurales, topográficas y por la ubicación de los depósitos de brechas de rezago y emplazamiento de domos post-cadera, ambos como indicadores de zonas de fuente o salida de material piroclástico, a través del anillo de la cladera.

Con base en la columna estratigráfica compuesta (Figura 17), a continuación, se describen los depósitos de las cuatro fases eruptivas en los que se ha dividido la ignimbrita Tala, éstas serán descritas, de la base a la cima (Figura 17). Es importante mencionar que en este trabajo se utilizará el concepto de pulso eruptivo, fase eruptiva, unidad eruptiva y unidad vulcanoestratigráfica propuesto en Fisher y Schmincke (1984), Németh y Kereszturi (2015), Martí *et al.* (2018) adicionalmente se usa el concepto de Facies, para subdividir unidades con base a sus características texturales y estructuras de depósito (Cas y Wrigth, 1987).

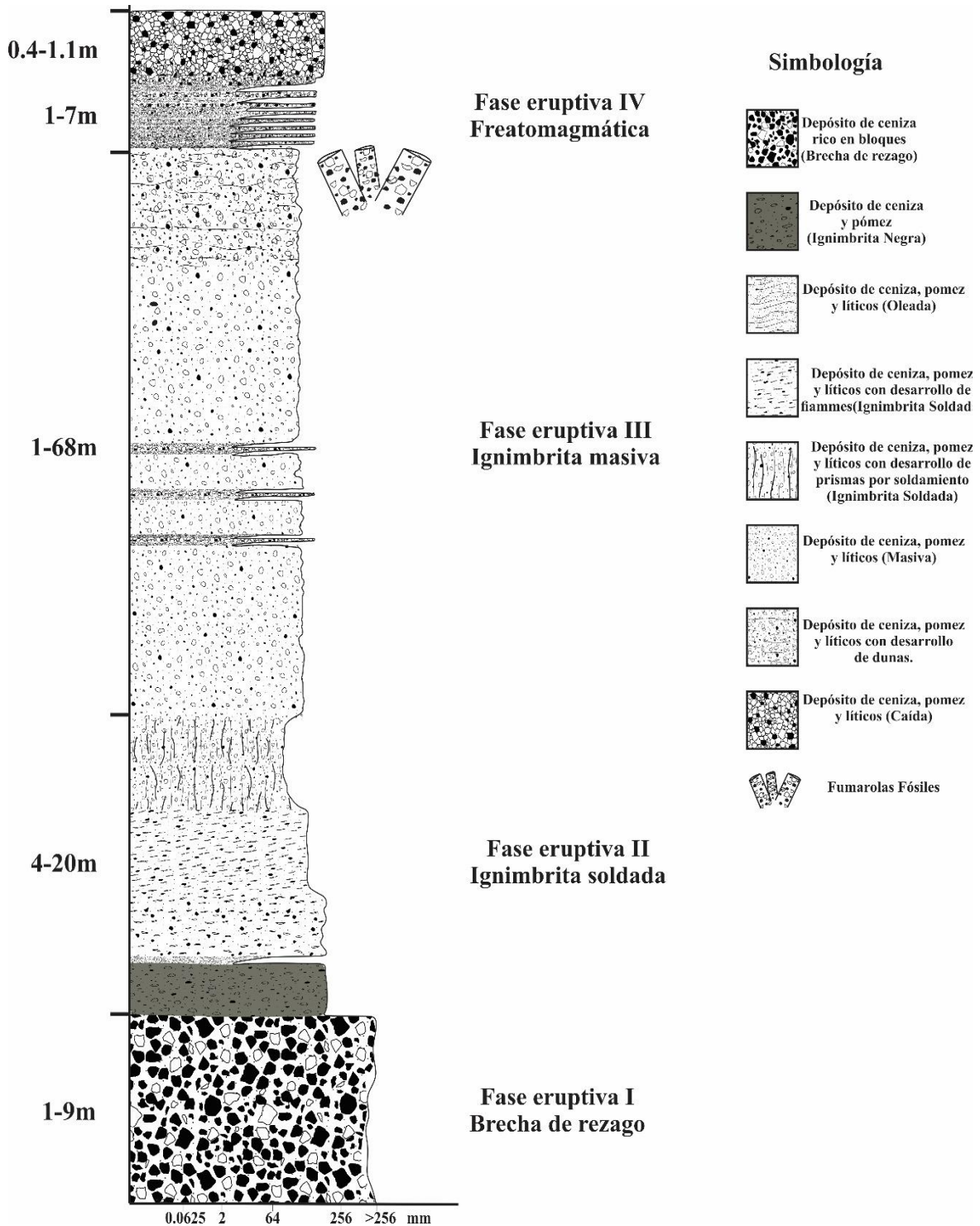


Figura 17. Columna compuesta de la ignimbrita Tala, definiendo las cuatro fases eruptivas que componen la secuencia (derecha) y sus rangos en espesor de cada fase (izquierda).

5.2. Primer Fase eruptiva (Brecha de rezago)

Los depósitos de esta fase eruptiva afloran en distintos sectores de la caldera de La Primavera, y por su origen se utiliza para ubicar conductos de salida, debido a que son los depósitos basales de una ignimbrita (Figura 18; c.f., Banney y Kokelaar, 1997). Por tanto, estratigráficamente se considera la unidad basal en la secuencia de la ignimbrita Tala. Presenta colores café claro- marrón y espesores que varían de 4 a 10 m (Arroyo Boca de Arena, NE de domo el Colli, Arroyo Hondo, el poblado de La Primavera y Arroyo el Gallo). Estos depósitos presentan diferentes grados de soldamiento y compactación, por lo que se puede dividir en dos facies. Una con bajos grados de soldamiento (intra-caldera) en Arroyo Hondo (Figura 19 y 20), en el centro de la caldera, y moderadamente soldados en Arroyo Boca de Arena (Figura 20) sobre el borde N de la caldera. Mientras que la segunda facies no soldada se observó en dos puntos, al NE del domo El Colli (Figura 21), fuera de la caldera y al NW del poblado de La Primavera.

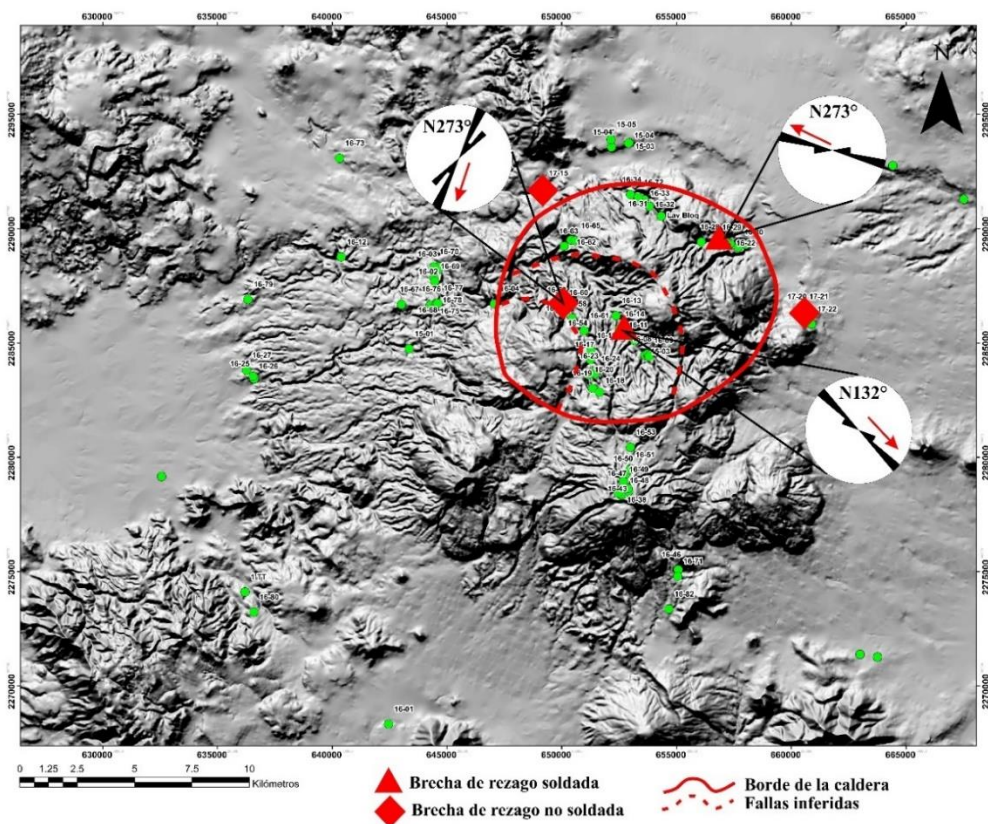


Figura 18. Localización de puntos de brechas de rezago, además de secciones y puntos de control (círculos verdes), y delimitando el borde de la caldera la línea discontinua roja.

5.2.1. Primera fase eruptiva (brecha de rezago, facies soldada)

Esta facies se presenta en el sector central de la caldera, al SW de domo el Nejahuete y al NE en Arroyo Boca de Arena (Figura 18 secciones PR-16-5 a 9 y PR-16- 28 a 30). De colores café claro- oscuro, con espesores de 8 m en Arroyo Hondo (Figura 19 A - B y 20) y 4 m en Arroyo Boca de Arena (Figura 19 C-E y 21), heterolitológica, matriz soportada (30 a 35%) con alto contenido de bloques de líticos accidentales (65%), cuyos diámetros mayores oscilan entre los 28 cm (en el centro de la caldera) y 85 cm (en Arroyo Boca de Arena). En ambas localidades la facies se presenta a manera de brecha masiva, los horizontes de esta facies localmente presentan una fábrica de clastos imbricados con direcciones preferenciales al N 132° en Arroyo Hondo (Figura 18, 19, 20), mientras que en Arroyo Boca de Arena es al N 273° (Figura 18 y 21), donde el tamaño de los clastos decrece hacia la cima. En general las facies soldadas se presentan mal seleccionadas y soldamiento de moderado a bajo grado, la forma de los clastos juveniles es sub angulosa- subredondeada y se trata de pómez de color blanca (19 a 25%) y pómez de color gris (25 a 27%). Además, se observan una diversidad de líticos accidentales: ignimbritas (antiguas) con distintos grados de soldamiento, riolitas (11% a 15%), basalto- andesitas (5% a 7%) y granito (9 a 11%). En el depósito, los bloques de líticos accidentales comúnmente muestran astillamiento térmico (fracturas en la corteza de los líticos, Figura 19 D). En Arroyo Hondo el contacto inferior no es visible, mientras que el contacto con respecto a la segunda fase se eruptiva, es textural. En Arroyo Boca de Arena, el contacto inferior no es visible y el superior es erosivo y discordante con la fase eruptiva III (masiva). A diferencia de Arroyo Hondo, en Arroyo Boca de Arena la facies se observa intercalada en la parte media, con tres delgados horizontes de ceniza y pómez de oleadas de 8cm de espesor, con laminaciones paralelas y cruzadas.

Granulometría

Los análisis granulométricos se presentan en un espectro de -4 a 4 ϕ , determinando los parámetros estadísticos propuestos por Inman (1952) utilizando como herramienta GRADISTAD (Blott y Pye, 2001) para calcular los parámetros estadísticos. Debido a su carácter de soldamiento en el sector central de la caldera (Arroyo Hondo) no se realizaron análisis granulométricos. En Arroyo Boca de Arena, se realizó el análisis granulométrico en

matriz para los horizontes ricos en bloques y los horizontes ricos en ceniza que se intercalan hacia la parte media del depósito. Los datos revelan que los horizontes ricos en bloques de base a cima presentan rangos en la mediana de -0.91 a -0.95 ϕ (Figura 21), mientras que los horizontes delgados de base a cima presentan rangos de 0.78 a 0.47 ϕ (Figura 21). El grado de selección en la matriz de los horizontes ricos en bloques es muy pobre (1.83 a 2.09 ϕ), igual que los horizontes finos (1.76 a 1.88 ϕ). Los horizontes son polimodales, con modas principalmente en -2.5 a 3.94 ϕ . El *skewness* presenta una distribución simétrica a excepción del horizonte rico en bloques de la cima de la unidad en Arroyo Boca de Arena, donde presenta un comportamiento sesgado enriquecido en clastos gruesos (Figura 21), mientras que la *kurtosis* indica un comportamiento mesocúrtico a platicúrtico.

Componentes y petrografía

En el análisis de componentes se utilizó la metodología propuesta en Gardner *et al.* (2005), en este caso dividiendo los componentes de las muestras en juveniles (correspondientes a pómez blanca, pómez gris, pómez negra y vidrio) y no juveniles. Los componentes no juveniles en general se clasificaron como líticos accidentales: obsidiana, ignimbritas antiguas y riolitas, granito, basalto andesitas y cristales. Los componentes con mayor proporción en la brecha de rezago en la sección de Arroyo boca de Arena, son juveniles: pómez blanca (19 a 25%) y pómez gris (25 a 27%). Mientras que los componentes no juveniles de líticos accidentales en su mayoría corresponden a: líticos de composición granítica (9 a 11%), obsidiana varía de 9% a 13%, el contenido de ignimbritas antiguas y riolitas varía de 5% a 15% siendo en los horizontes delgados de ceniza que se intercalan con los depósitos gruesos donde se concentra la mayor cantidad, mientras el contenido de basalto y andesitas varía de 5% a 7% (Figura 21).

El análisis de conteo petrográfico realizado en las muestras de Arroyo Hondo debido al soldamiento revela una matriz vítrea (textura perlítica) de color café claro (70%) y microcristales de plg (plagioclasa) y trd (tridimita). El porcentaje restante recalculado al 100% corresponde a líticos de pómez fibrosa- vesicular juvenil (65%) sin desarrollo de cristales, de formas angulares- subredondeadas mientras que los componentes no juveniles muestran granitos (8%), ignimbritas con distinto grado de soldamiento y riolitas (11%), basalto-andesitas (9%), además de cristales de cuarzo (qtz; 2%) y feldespato (fd; 5%; Figuras 20, 21 y 22 F y E).

Los líticos de granitos se ven asociados a desarrollo de texturas mirmequíticas con intercrecimiento de fd y qtz (Figura 22 D), mientras que los líticos asociados a ignimbritas antiguas se presentan con texturas vitrocl sticas. Los líticos de basalto- andesitas presentan texturas porfídicas. Los cristales de fd se exhiben de formas subhedrales- anhedrales, de aspecto terroso, bajo relieve y con maclado tipo Carlsbad y/o polisintético, mientras que los cristales de qtz se presentan de formas subhedrales- anhedrales, incoloros, de bajo relieve y con fracturas. La mayoría de estos cristales se ven envueltos en una corona de tridimita (trd).

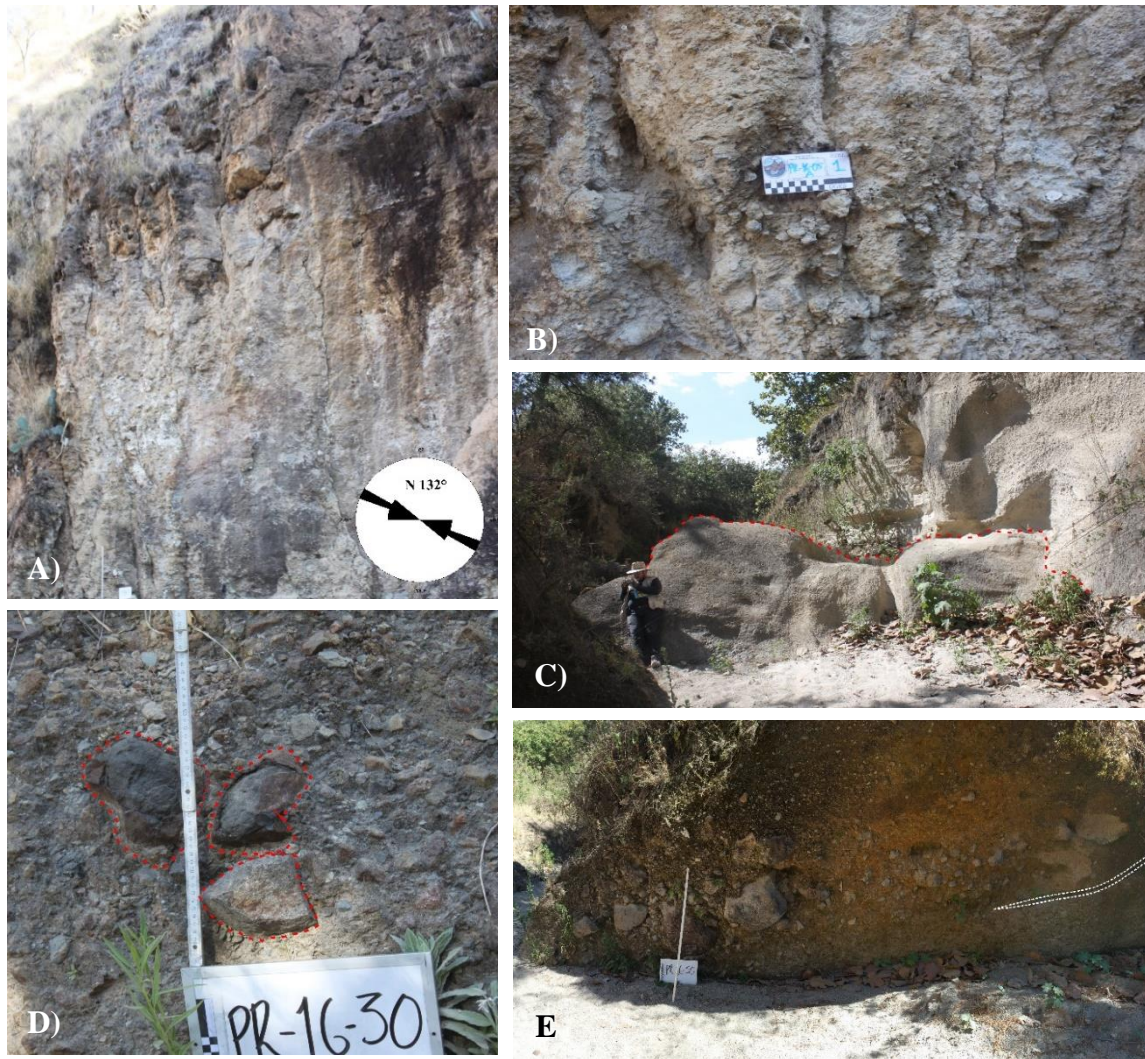


Figura 19. Fotografías de la primer fase eruptiva en su facies soldada; A) fotografía de la primer fase eruptiva en si facies soldada en Arroyo Hondo; B) acercamiento de la facies soldada en Arroyo Hondo, donde se observan los bloques inmersos en matriz; C) afloramiento donde se presenta la facies soldada en Arroyo Boca de Arena, en línea roja discontinua muestra el contacto discordante entre las fases eruptivas I (facies soldada) y III de la ignimbrita Tala; D) bloques en la facies de brecha de rezago soldada en Arroyo Hondo con astillamiento térmico y E) Afloramiento donde se muestra el tamaño de los bloques en la facies soldada en Arroyo Boca de Arena.

**Arroyo Hondo
(S-SW de Nejahuete)
PR-16-05-09**

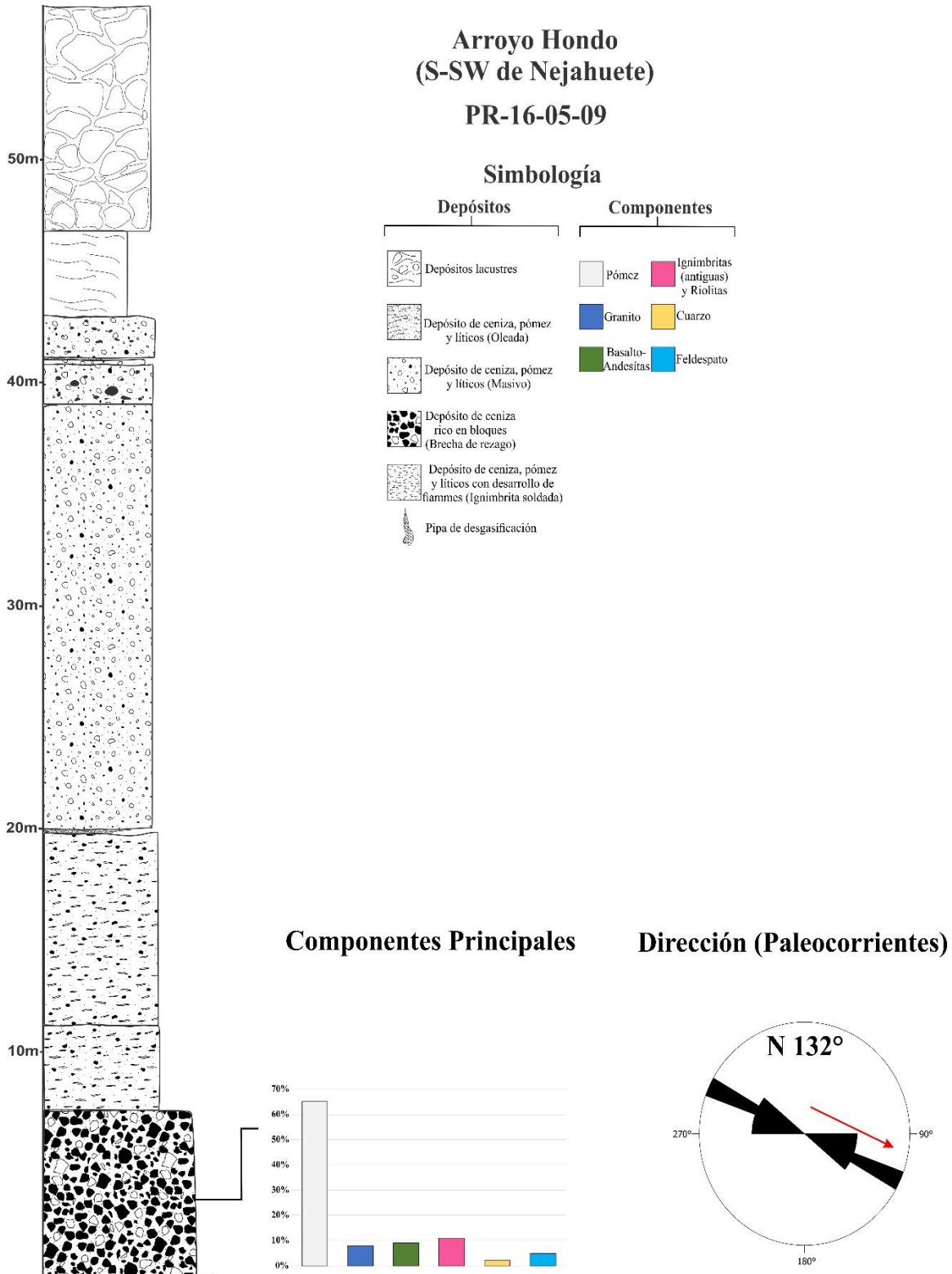


Figura 20. Columna estratigráfica en Arroyo Hondo, en el centro de la caldera donde se muestra los principales componentes en sección delgada (muestra de matriz) y las direcciones de paleo corrientes medidas en campo, de los depósitos de brecha de rezago que presentan soldamiento.

Arroyo Boca de Arena (S de domo La Lobera)

PR-16-28-30

Simbología

Depósitos	Componentes	
Depósitos lacustres	Pómez Blanca	Obsidiana
Depósito de ceniza, pómez y líticos (Oleada)	Pómez Gris	Vidrio
Depósito de ceniza, pómez y líticos (Masivo)	Granito	Cristales
Depósito de ceniza rico en bloques (Brecha de rezago)	Basalto-Andesita	Ignimbritas (antiguas) y Riolitas
Depósito de ceniza, pómez y líticos con desarrollo de fiammes (Ignimbrita soldada)		
Pipa de desgasificación		

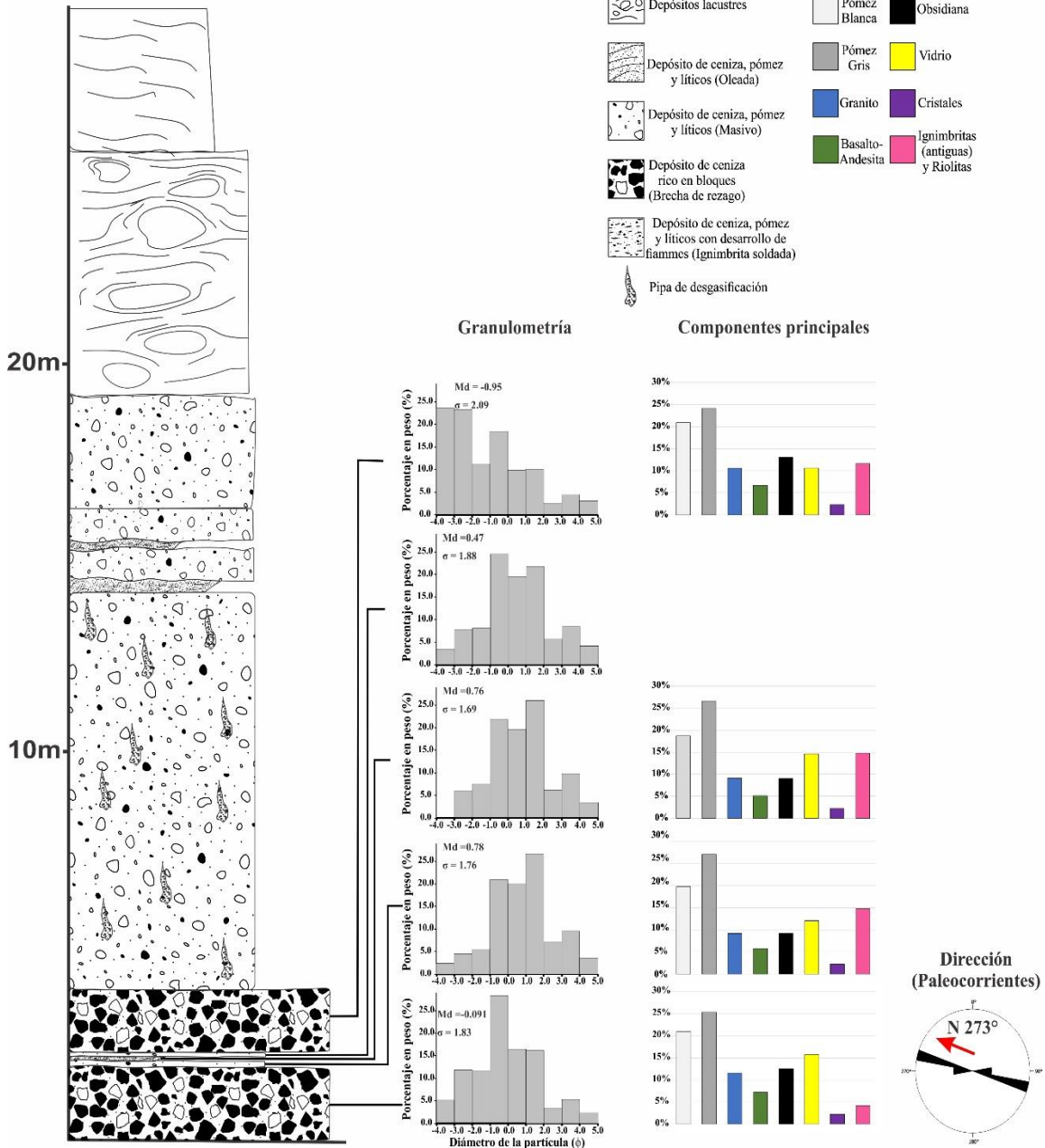


Figura 21. Columna estratigráfica en Arroyo Boca de Arena, al NE de la caldera. Se muestran las características granulométricas de la primera fase en su facies soldada. Los histogramas en color gris corresponden a los datos granulométricos de las muestras tomadas, mientras que los histogramas multicolor representan los principales componentes en las mismas, mientras la roseta muestra la dirección de flujo.

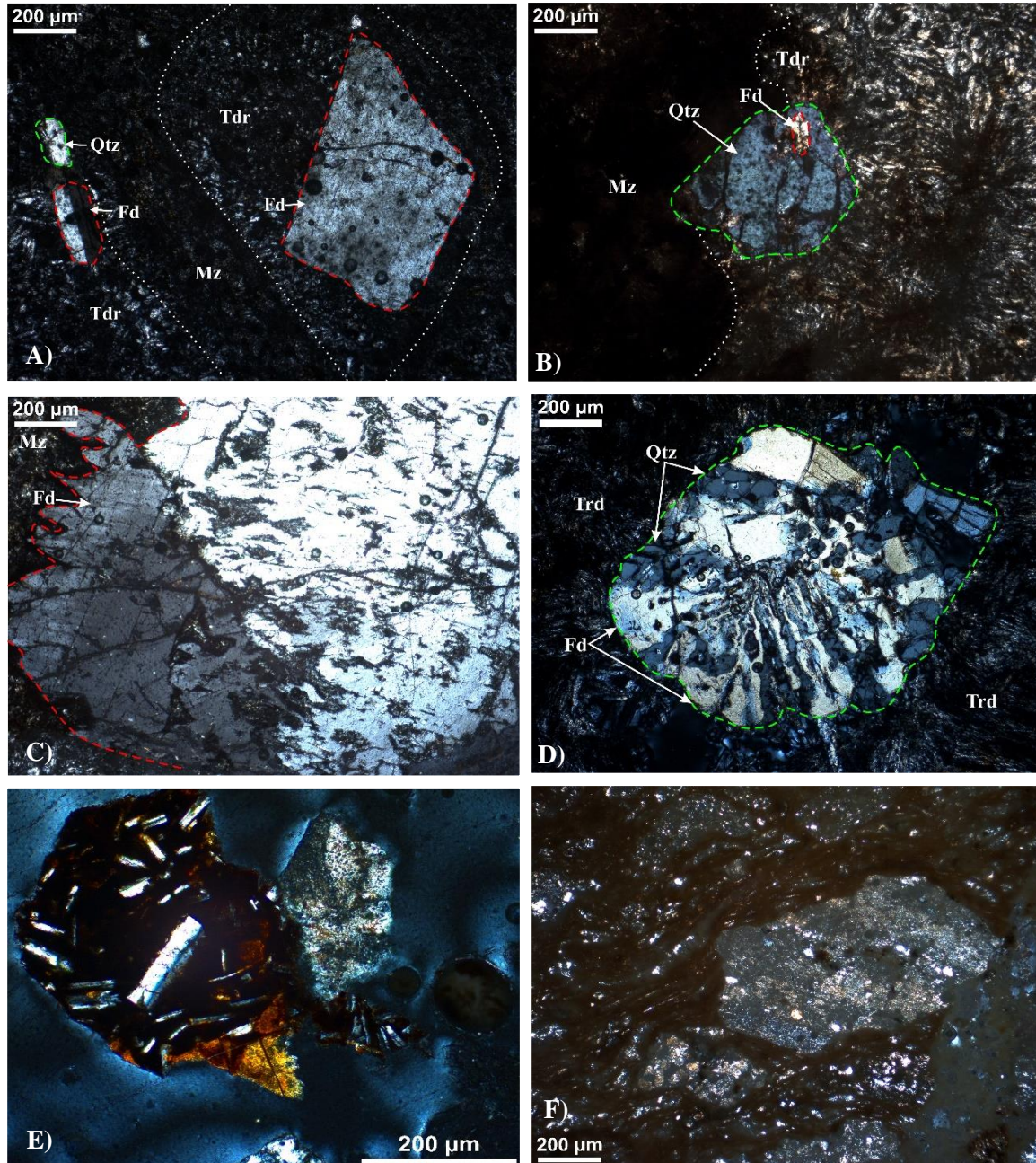


Figura 22. Foto micrografías correspondientes a la matriz de la primera fase eruptiva facies soldada en Arroyo Hondo; A) Fragmentos de fd (feldespato K) y qtz (cuarzo) rodeados de trd (tridimita), embebidos en un matriz vítrea; B) cuarzo volcánico fracturado, con inclusión de fd (feldespato), por un lado cubiertos por matriz y por el otro cubiertos por trd; C) cristal subhedral de fd con maclado *clarsbad* y desarrollo de perfitas; D) cristaloclasto con desarrollo de textura mirmequítica (crecimiento de fd y qtz); E) fotomicrografía de un lítico basalto-andesítico con textura porfídica y F) fotomicrografía de un lítico ignimbrítico bien soldado con texturas fluidales embebiendo un lítico.

5.2.2 Primera fase eruptiva (brecha de rezago, facies no soldada)

Las facies no soldadas de brecha de rezago se observaron en al menos tres sectores de la caldera (al nororiente de domo El Colli (E de la caldera), el poblado de La Primavera y en Arroyo El Gallo (Figura 18 y 25).

Al noreste de domo El Colli y poblado de La Primavera se presenta de color claro beige- gris (Figura 23), mientras que en Arroyo El Gallo se exhibe de color amarillo- beige. Presenta espesores de 6 a 10 m en el sector norte, mientras que en Arroyo El Gallo se exhibe cerca de 9 m de espesor (Figura 24 y 25).

En general el depósito es soportado por matriz (25% a 30%) con alto contenido de bloques con tamaños de entre 22 a 60 cm de diámetro. En Arroyo El Gallo, la unidad es masiva con imbricación de clastos con dirección preferencial N 214°, mientras que en el sector N de la caldera al NE de domo El Colli (Figura 23) se observan depósitos de caída de 45 cm de espesor con gradaciones simétricas inversa- normal, intercalados con depósitos de *surges* de hasta 45 cm de espesor. De manera general presentan un bajo grado de selección y es moderadamente compacto. La forma de los clastos va de angulares (en obsidiana), subangular- subredondeada en líticos y pómez. Los componentes juveniles en esta facies corresponden a pómez de color blanca (25% a 31%), pómez de color gris (17% a 19%), y los no juveniles corresponden a obsidiana (12% a 16%), ignimbritas antiguas y riolitas (9 a 14%) cuyas mayores proporciones se concentran al E de la caldera (NE de domo El Colli), granito (8% a 11%), basalto andesitas (7% a 15%) con cantidades mayores al E de la caldera. Los clastos presentan texturas de astillamiento térmico. El contacto inferior de esta fase eruptiva no es visible en los sectores de Arroyo el Gallo y al N de la caldera en el poblado de La Primavera, mientras que al NE de domo El Colli el contacto inferior se observa erosionando horizontes de *PDC's* masivos de hasta 1 m de espesor y depósitos de caída aérea de hasta 40 cm de espesor. Los contactos superiores en la localidad de La Primavera (N de la caldera) son transicionales con la segunda fase eruptiva de la ignimbrita Tala (ignimbrita soldada). Mientras que en el punto al NE de domo El Colli, el contacto superior se observa a manera de discordancia angular y erosionado por una secuencia de depósitos de ceniza y oleadas piroclásticas de origen freatomagmático con laminaciones paralelas y cruzadas, mientras que en Arroyo el Gallo subyace a la tercera fase eruptiva.

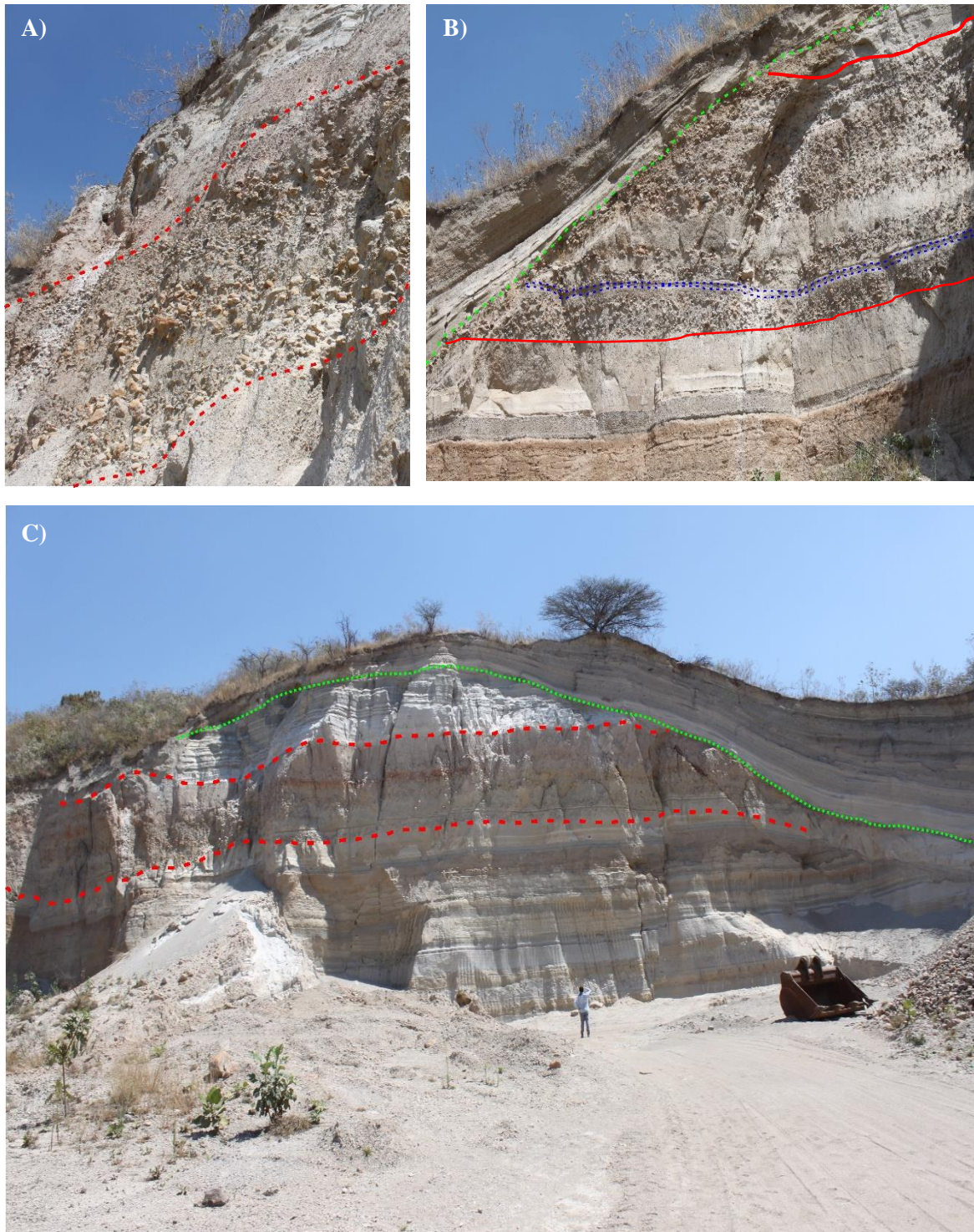


Figura 23. Fotos de los depósitos de brecha de rezago no soldada al NE de domo El Colli. A) Brecha masiva rica en líticos intercalada con unidades de caída aérea con gradaciones inversa normal, los bloques presentan astillamiento térmico; B) Brecha de rezago con intercalaciones de depósito de caída aérea rico en pómez y líticos, en contacto discordante con horizontes de ceniza con estratificación cruzada de un episodio freatomagmático más recientes. C) Panorámica de la cantera al NE del domo El Colli donde se observa en línea punteada de color rojo la fase eruptiva en su facies no soldada de brecha de rezago, sobreyacida discordantemente por los depósitos freatomagmáticos.

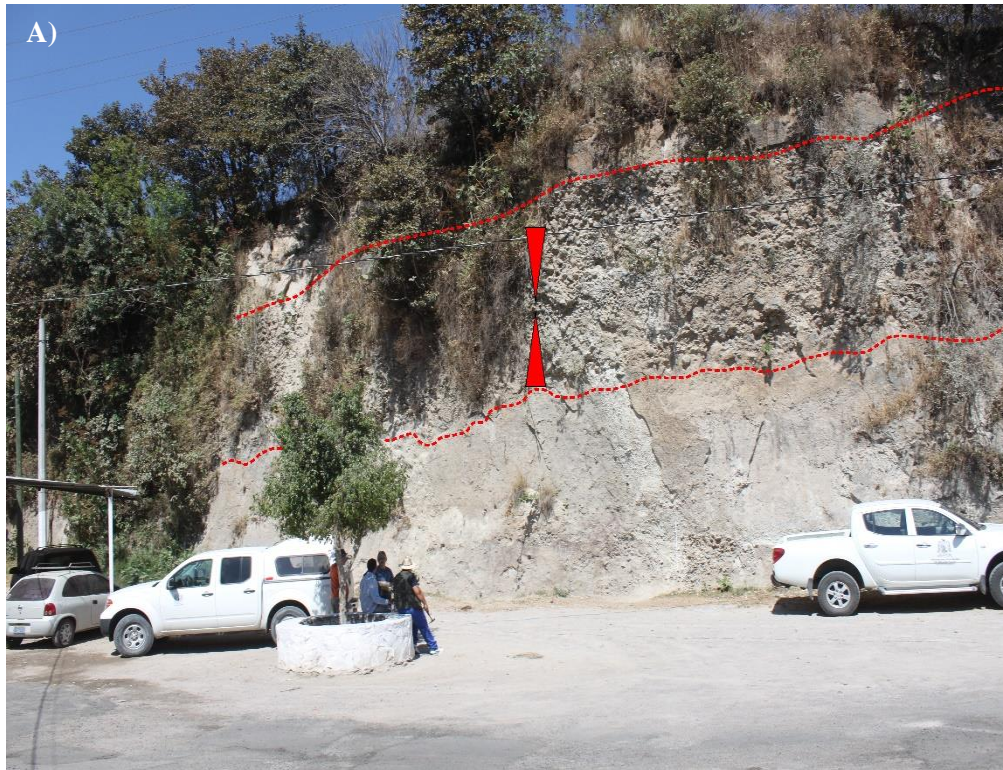
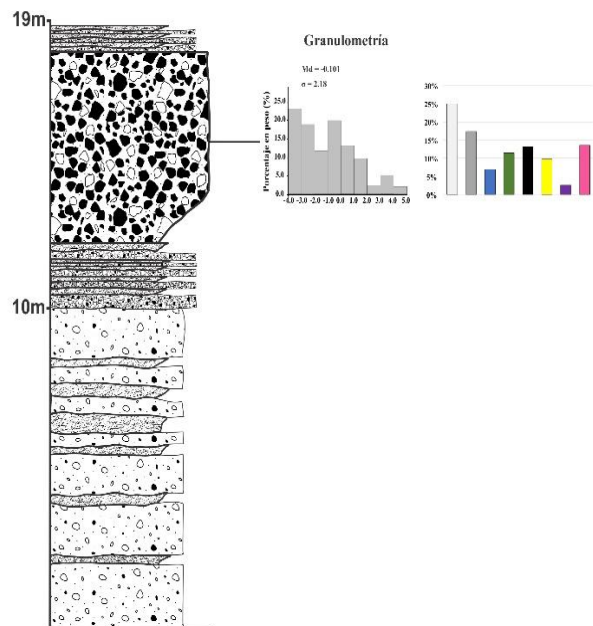
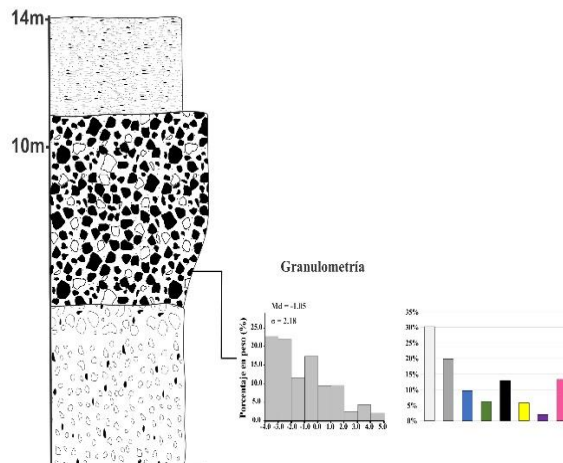


Figura 24. A. Panorámica de la Brecha de rezago, camino a La Primavera- Río Caliente (Delimitada en líneas punteadas de color rojo): los triángulos en color rojo indican gradacion simétrica (normal- inversa) de base a cima. B) Afloramiento correspondiente de brecha de rezago en el arroyo El Gallo.

**A) NE de Domo el Colli
(Sector E de la Caldera)
PR-17-21**

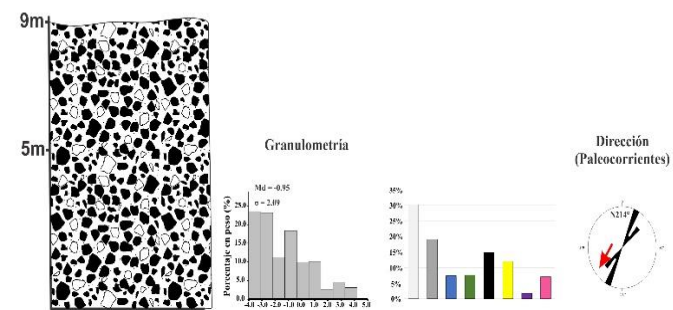


**B) N de la caldera
(Poblado de La Primavera)
PR-17-15**



**C) Arroyo El Gallo
(E de domo El Pedernal)
PR-16-15**

PR-16-15



Simbología

Depósitos	Componentes	
Depósitos lacustres	Pómez Blanca	Obsidiana
Depósito de ceniza, pómez y líticos (Oleada)	Pómez Gris	Vidrio
Depósito de ceniza, pómez y líticos (Masivo)	Granito	Cristales
Depósito de ceniza rico en bloques (Brecha de rezago)	Basalto-Andesita	Ignimbritas (amiguas) y Riolitas
Depósito de ceniza, pómez y líticos con desarrollo de filamentos (Ignimbrita solidada)		Pipa de desgasificación

Figura 25. Secciones estratigráficas donde se ubica la primera fase eruptiva en la caldera de La Primavera, sus características granulométricas y los componentes principales en cada sección; A) sección estratigráfica al NE de domo El Colli; B) en el poblado de La Primavera y C) en arroyo El Gallo.

Granulometría

El análisis granulométrico en matriz de la facies de brecha de rezago no soldada para el área al NE de domo El Colli presenta valores en la media de -0.101ϕ , mientras que para el área de La Primavera y Arroyo el Gallo se presentan valores de -0.101ϕ (Figura 25). El grado de selección varía de 1.69 a 2.09ϕ (pobrementemente seleccionados) al NE de domo El Colli, mientras que para el área de La Primavera y Arroyo el Gallo el grado de selección es de 2.18ϕ (pobrementemente seleccionado). Los depósitos que representan a esta facies son polimodales, con modas en -3.94ϕ , -3.5ϕ , -2.5ϕ principalmente. Los valores de *Skewness* en esta facies no soldada se comportan de manera asimétrica con mayor cantidad de material grueso. Los valores de la curtosis indican un comportamiento platicúrtico.

Componentes

El análisis de componentes en las muestras de la facies no soldada permite reconocer que los componentes con mayor proporción son los juveniles de pómez blanca con 25% al NE de domo El Colli, 29% al N de la caldera y 31% en Arroyo El Gallo. La pómez de color gris se presenta en porcentajes de 19%, 17% y 19% respectivamente. El contenido de componentes no juveniles como la obsidiana varía de 16%, 12% y 15%. El contenido fragmentos de ignimbritas antiguas y riolitas varía de 11% en la localidad de La Primavera, 9% al NE del domo El Colli y 8% en Arroyo el Gallo. Por otra parte, donde se presenta mayor contenido de ignimbritas antiguas y riolitas es al NE de domo El Colli (14%), mientras que en las cercanías con el poblado de La Primavera disminuye al 13% y en Arroyo El Gallo disminuye el contenido hasta en 7%. El contenido de granito se presenta en mayor proporción en el poblado de La Primavera (11%), y en menor proporción en el sector E y Arroyo el Gallo (9% y 8%). Otro componente con variaciones importantes es el contenido de basalto- andesita que presenta sus más altos contenidos en la fase de brecha de rezago al NE de domo El Colli (15%), mientras que en las cercanías con el poblado de La Primavera y Arroyo el Gallo se presentan en apenas 7% (Figura 25).

5.3 Segunda Fase eruptiva (ignimbrita soldada)

Esta fase eruptiva de la secuencia de la ignimbrita Tala es intra-caldera, ya que se observó principalmente en los sectores centrales y periferia de los límites de la caldera, sus localidades son las siguientes: Arroyo El Guayabo al sur de los cerros Chatos, Arroyo Hondo al SW del domo El Nejahuete y El Gallo, al E y SE del domo El Pedernal en el Arroyo El Gallo (Figuras 26 y 27, 28 y 29). No obstante que, en algunas localidades presenta componentes similares a la tercera fase eruptiva, se decidió separar sus depósitos como una fase eruptiva independiente, debido a que texturalmente presenta algún grado de soldamiento alto con desarrollo de *fiammes* en el centro de la caldera, hasta medianamente soldado (Figura 30 A, B y C y 32 A, B y C). En Arroyo El Guayabo se observaron alternado con facies de color gris claro con pómez blanca con unidades gris oscuro, donde resaltan pómez de color negro y donde también muestra estructuras columnares (Figuras 31 A, B, C, D y E).

En la columna compuesta, esta unidad intra- caldera, aparece entre los depósitos de la primer y tercer fase eruptiva. En la localidad La Primavera- Río Caliente, se observa sobreyaciendo a la primera fase eruptiva, mientras que en Arroyo El Gallo subyace a la tercera fase eruptiva, sin mostrar contacto inferior.

La fase eruptiva se presenta en tonos grises (con alteraciones en color café y marrón), a excepción de los arroyos Guayabo y El Gallo, donde se observan unidades de color gris oscuro a negro. Presenta espesores variables de 4 a 20 m, donde destacan las localidades de los Arroyos El Guayabo y Hondo con espesores de 13 y 20 m, mientras que en el poblado La Primavera se observan solo 4 m de espesor. Los horizontes de esta fase eruptiva son heterolitológicos, con horizontes soportados por matriz (70%), cuyos componentes principales corresponden a pómez juvenil blanca y gris (con diámetros mayores de hasta 13 cm), además de pómez negra (con diámetros de hasta 22 cm). Para Arroyo Hondo el principal componente es de pómez blanca con diámetros de hasta 13 cm a la cima mientras que a la base predominan los líticos accidentales de ignimbritas y basalto andesitas siendo el contacto gradual y textural con respecto a la fase de brecha de rezago. Por su parte en el Arroyo El Gallo se presentan componentes juveniles de pómez blanca, gris y negra, además de líticos de basalto- andesitas e ignimbritas antiguas. En el Arroyo Guayabo el componente principal es de pómez blanca (30-50%), y negra (15 a 45%), destacando esta última en un horizonte a la base de esta sección, mientras que, a la cima el contenido de pómez negra disminuye, las

formas de estas varían de subangulosas- subredondeadas. En los depósitos de los arroyos Hondo y El Gallo ocasionalmente se pueden observar litofisas.

En Arroyo Hondo, la fase eruptiva presenta mala selección y con un grado de soldamiento que varía de mediano a alto con presencia de pómez colapsadas (*fiammes*) de varios centímetros de largo (13 cm; Figura 31A y C) con una dirección de imbricación de N108° (Figura 26). El grado de soldamiento de la fase II en Arroyo El Guayabo es constante, donde se pueden observar estructuras de enfriamiento columnar, pipas de desgasificación y vesículas y es solo en Arroyo Hondo donde el soldamiento parece disminuir hacia la cima.

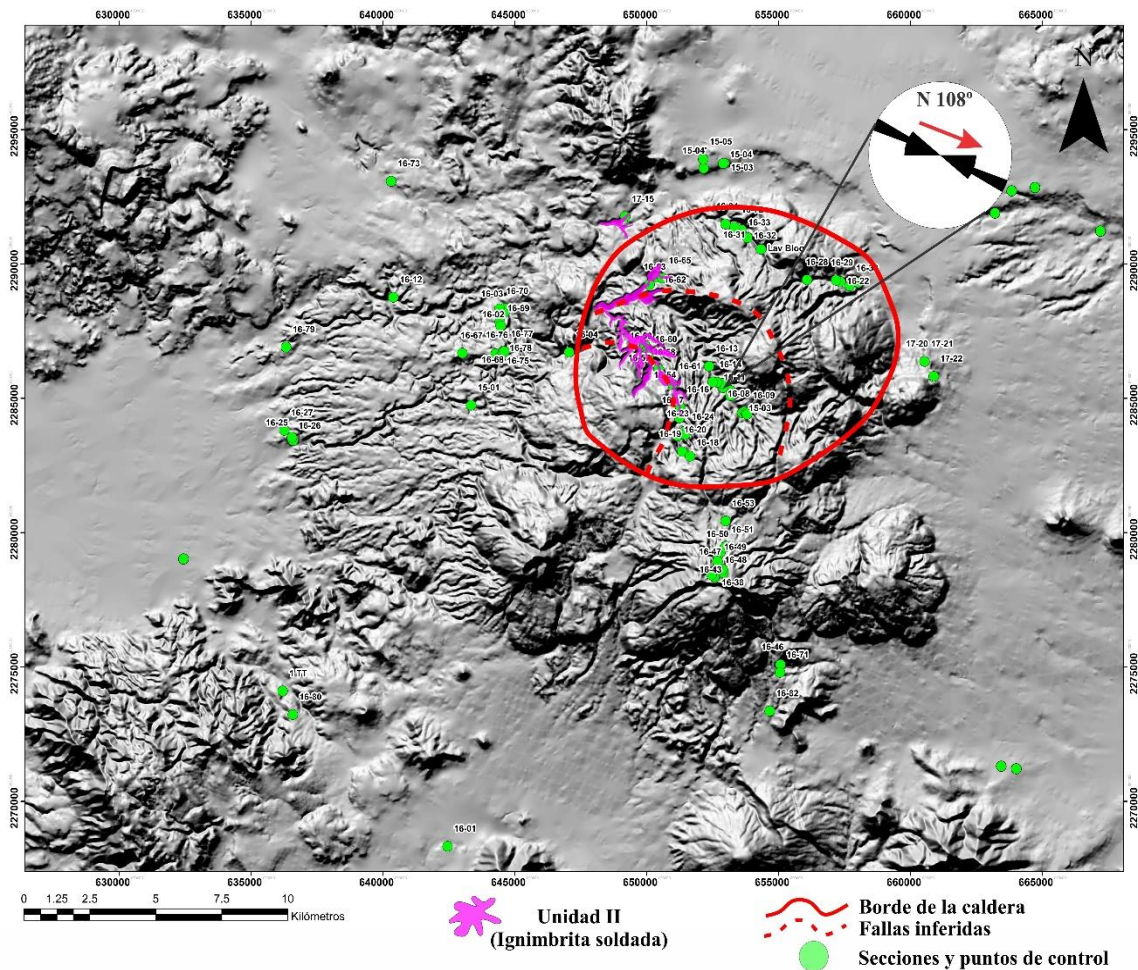
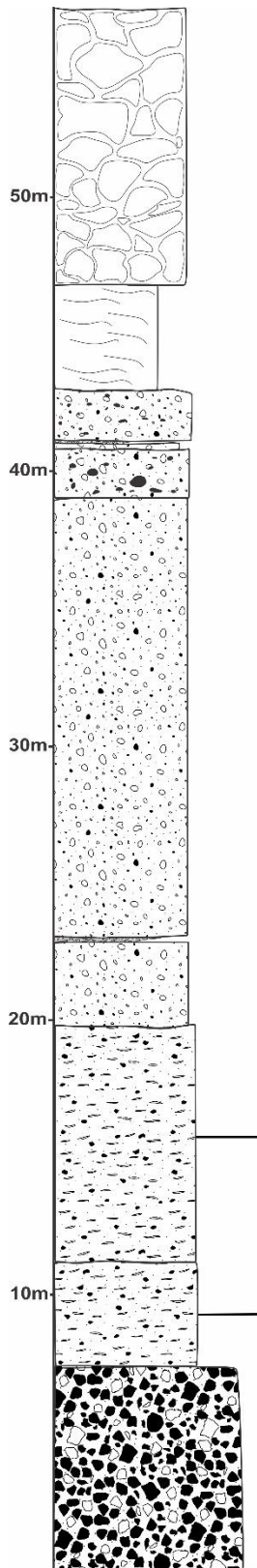


Figura 26. Ubicación de puntos donde se encontraron los depósitos de la segunda fase eruptiva (ignimbrita soldada), además de secciones y puntos de control (círculos verdes), configuración del anillo caldérico de la caldera (línea continua de roja), fallas inferidas (línea discontinua roja) y roseta con direcciones de paleocorrientes.

Arroyo Hondo (S-SW de Nejahuete)

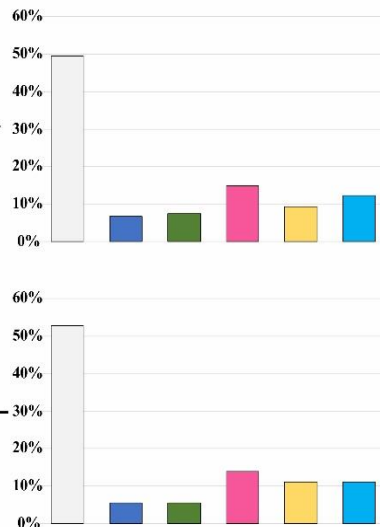
PR-16-05-09

Simbología



Depósitos	Componentes
Depósitos lacustres	Pómez Blanca
Depósito de ceniza, pómez y líticos (Oleada)	Pómez Gris
Depósito de ceniza, pómez y líticos (Masivo)	Granito
Depósito de ceniza rico en bloques (Brecha de rezago)	Basalto-Andesita
Depósito de ceniza, pómez y líticos con desarrollo de fiammes (Ignimbrita soldada)	Pómez Negra
Pipa de desgasificación	Obsidiana
	Vidrio
	Cristales
	Ignimbritas (antiguas) y Riolitas

Componentes Principales



Dirección
(Paleocorrientes)

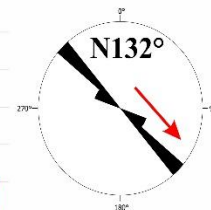


Figura 27. Sección estratigráfica en Arroyo Hondo donde aflora la segunda fase eruptiva (ignimbrita soldada), con los principales componentes observados en secciones delgadas y las direcciones de paleocorrientes medidas en *fiammes*.

Arroyo El Gallo (E de domo El Pedernal) PR-16-17-20

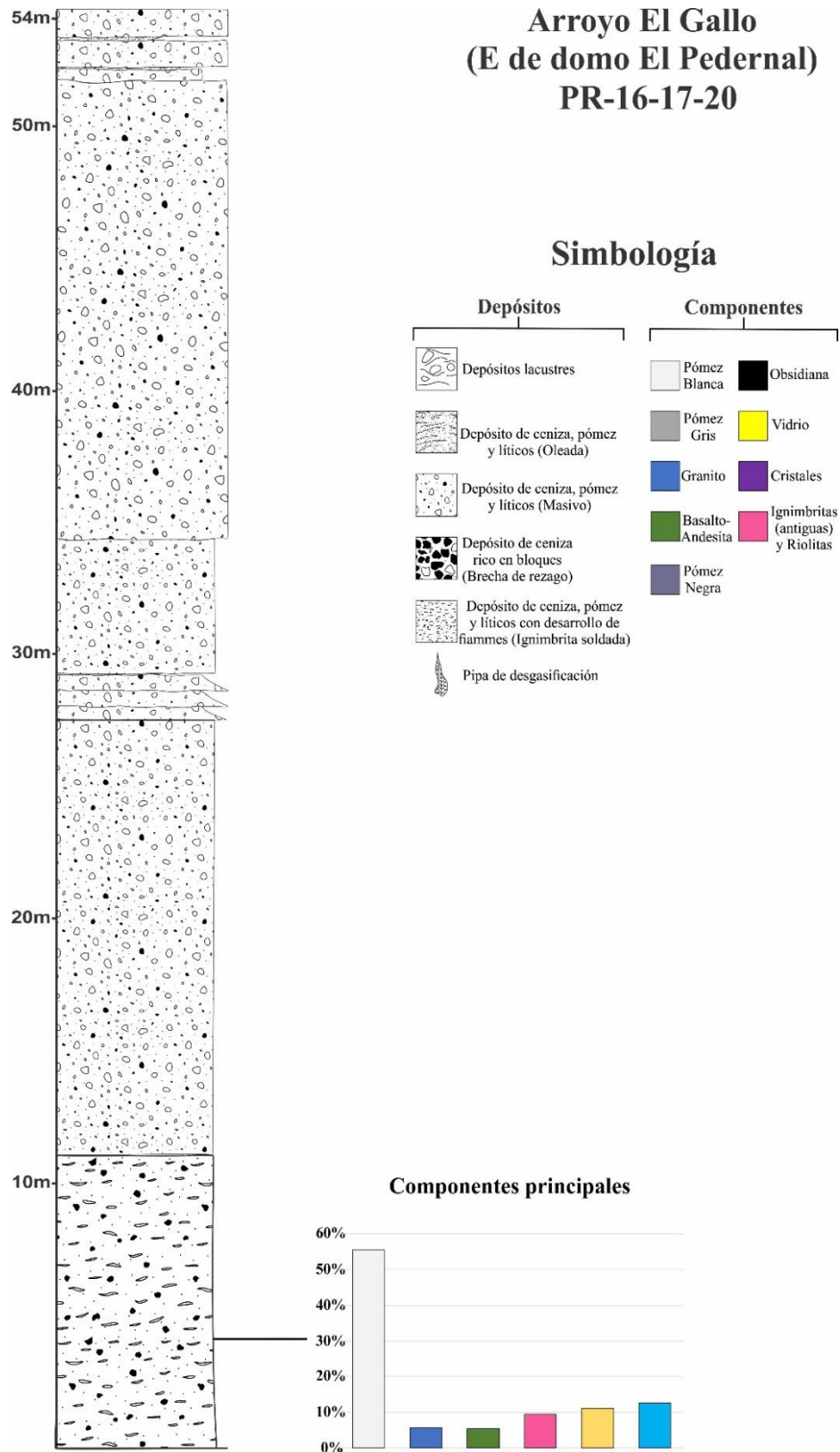


Figura 28. Sección estratigráfica en Arroyo El Gallo, al E de domo El Pedernal donde aflora segunda fase eruptiva. El grafico representa los principales componentes observados en secciones delgadas.

Arroyo El Guayabo (S de domo Los Chatos)

PR-16-62

Simbología

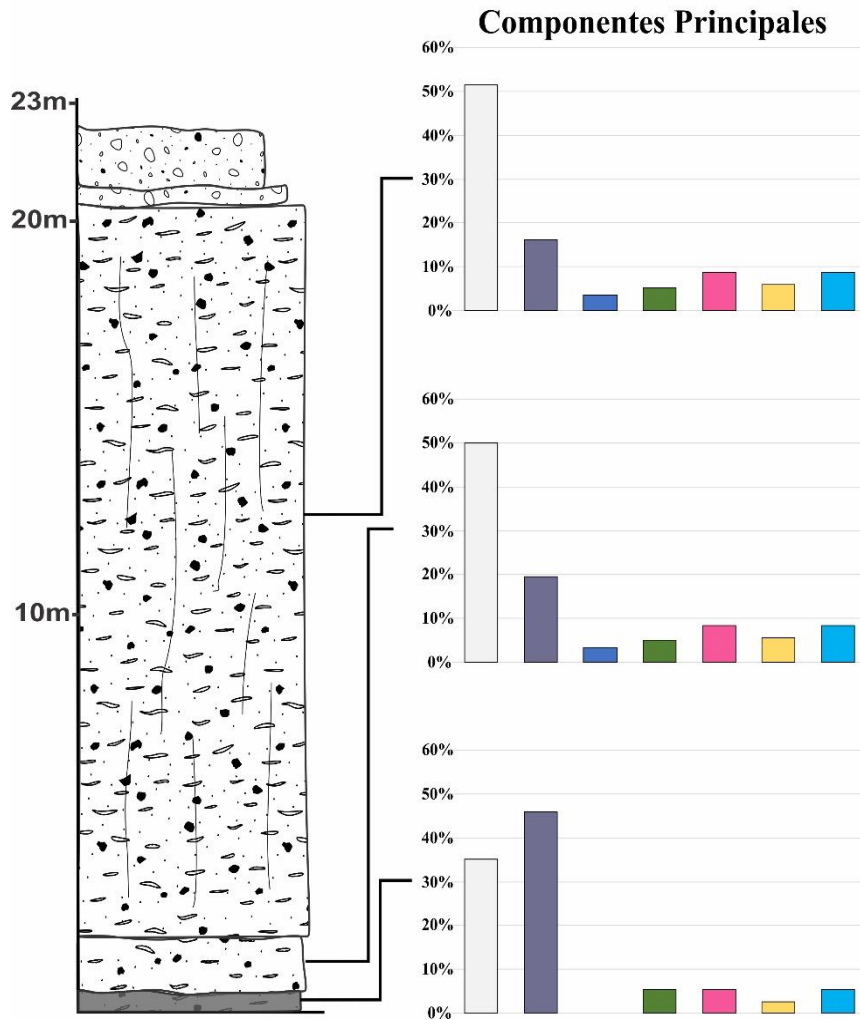
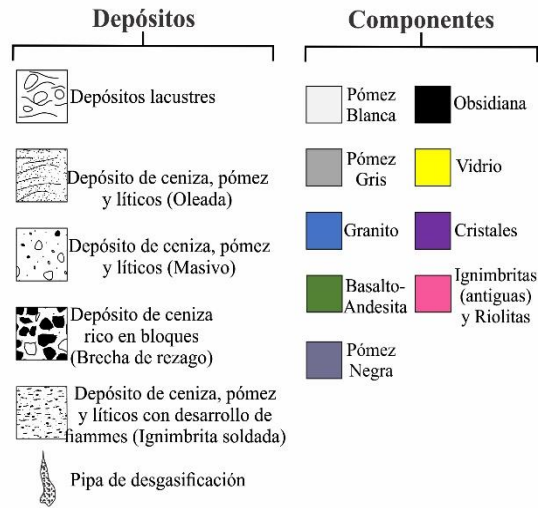


Figura 29. Sección estratigráfica en Arroyo El Guayabo, al S de domos Los Chatos donde aflora la segunda fase eruptiva. Los gráficos representan los principales componentes observados en secciones delgadas.

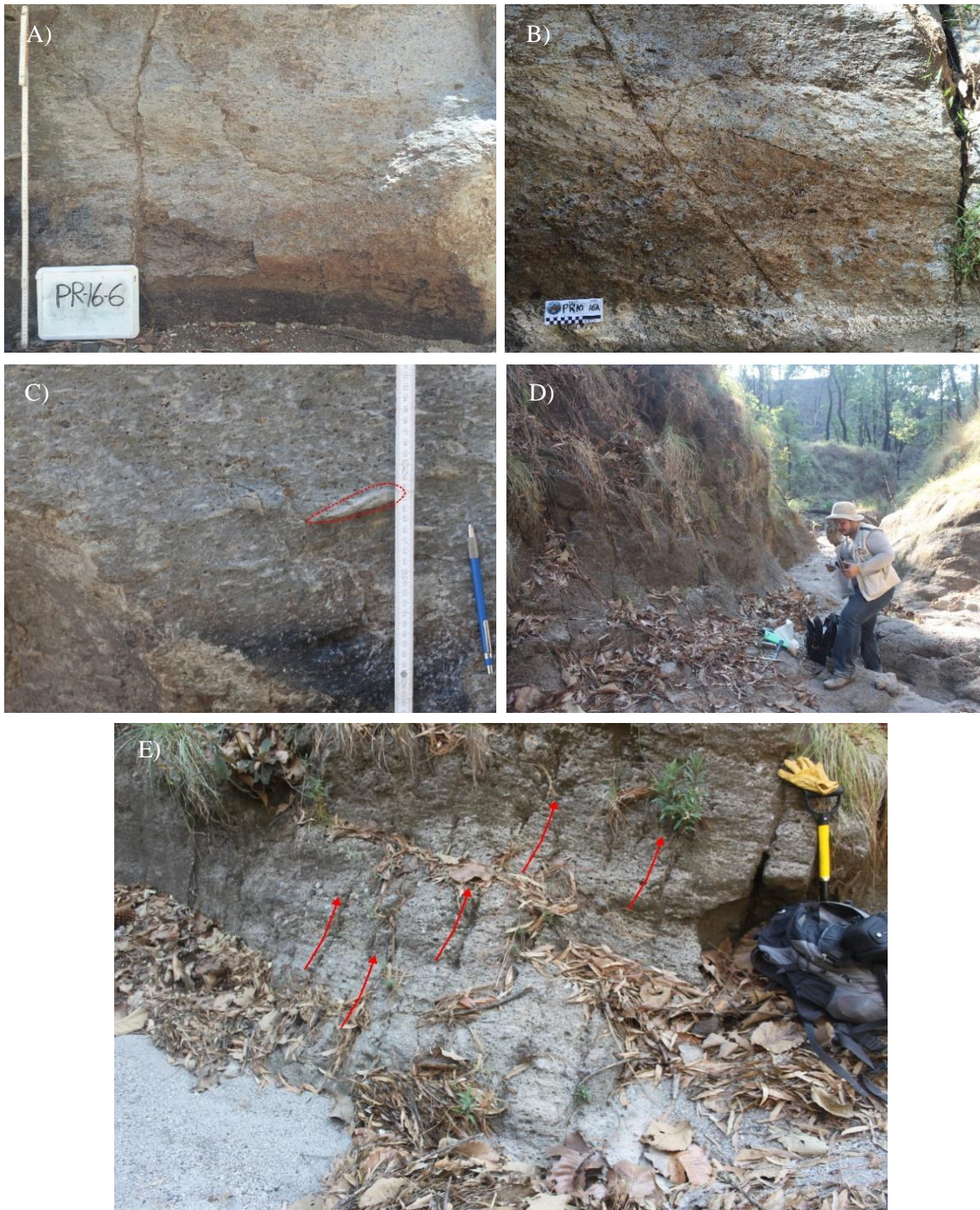


Figura 30. Afloramientos de la segunda fase eruptiva en los arroyos Hondo y Gallo. A) Afloramiento en arroyo Hondo, donde se observa el grado de soldamiento con presencia de *fiammes* de hasta 9 cm de largo; B) Afloramiento de la segunda fase eruptiva en arroyo Hondo con mayor contenido de líticos (clastos de color marrón); C) *fiamme* de pómez en arroyo Hondo de 11 cm de largo; D) Afloramiento en arroyo El Gallo donde se observa la segunda fase eruptiva y E) Afloramiento de ignimbrita soldada en arroyo El Gallo, donde se observan pipas de desgasificación.

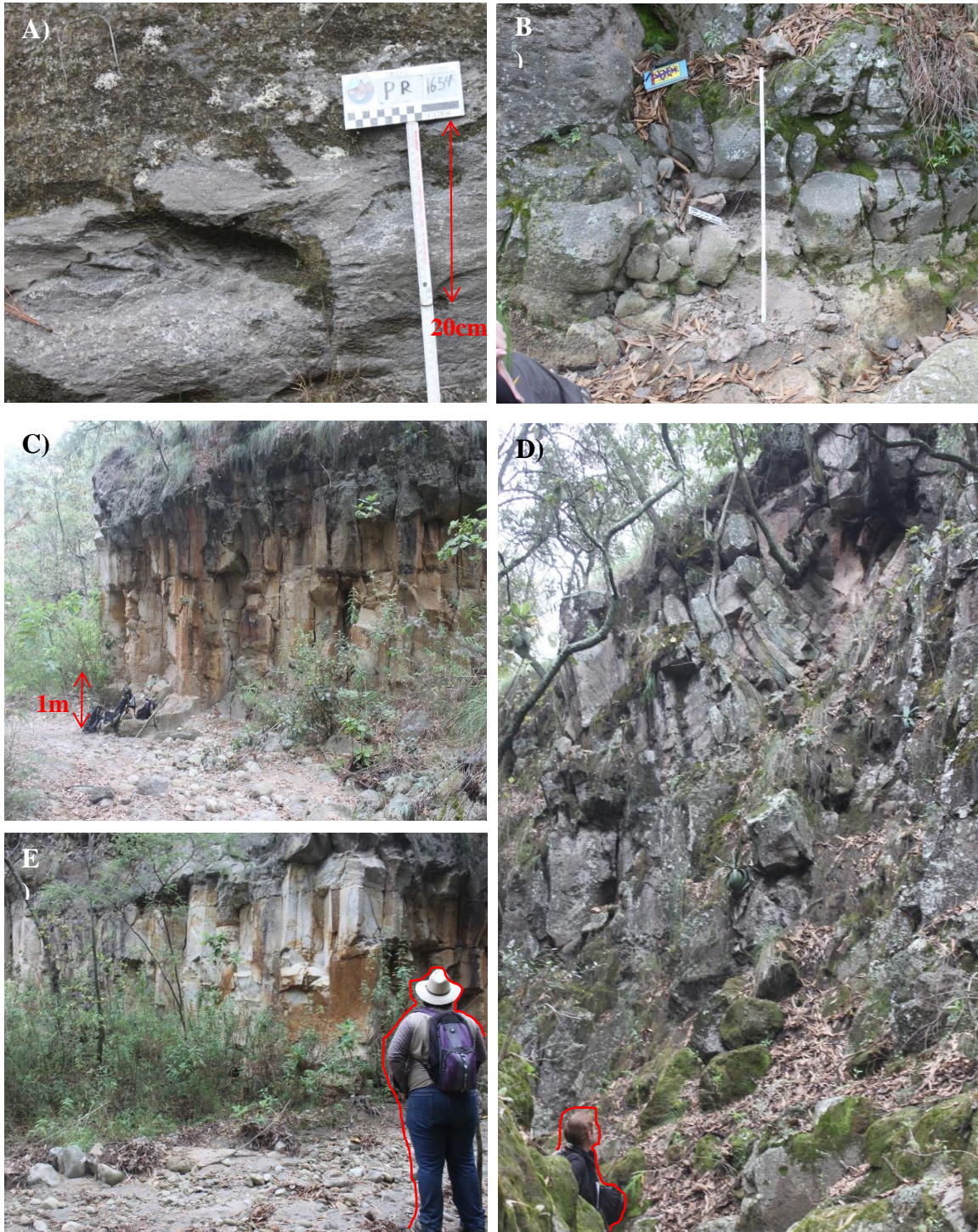


Figura 31. A) Segunda fase eruptiva (ignimbrita soldada) de color oscuro con pómez negra en Arroyo El Gallo; B) ignimbrita soldada de color oscuro en Arroyo El Guayabo; C) Estructuras columnares en Arroyo El Guayabo (referencia 1m); D) imagen de estructuras columnares en Arroyo El Guayabo (forma semi radial), la mujer como referencia mide 1.70m aproximadamente y E) imagen que muestra las estructuras columnares y una persona (1.82m) como referencia para mostrar el espesor de segunda fase eruptiva que presenta el desarrollo de ese tipo de estructuras por soldamiento.

Petrografía y componentes

Al igual que la facies soldada de la brecha de rezago, no se elaboró un análisis granulométrico y de componentes de manera convencional. Sin embargo, se realizó el análisis petrográfico y conteo de puntos con un microscopio petrográfico recalculando el porcentaje de componentes al 100%. Los componentes (líticos y minerales) se identificaron de acuerdo con sus características ópticas. En las muestras correspondientes segunda fase eruptiva que aflora en Arroyo Hondo, el análisis revela una textura eutaxítica un porcentaje de mesóstasis vítrea del 70% de color café claro-oscuro en luz plana (NII; Figura 32 A). Los componentes principales son de pómez juvenil blanca-gris (35% a 55%) siendo en Arroyo Hondo y El Guayabo donde se presentan los mayores porcentajes, mientras que la pómez negra solo se presenta en Arroyo El Gallo y arroyo El Guayabo donde varía de base a cima de 47% a 15%. Los clastos de pómez en Arroyo Hondo comúnmente se presentan colapsadas con texturas fibrosas- vesiculares (Figura 32 B). Los líticos accidentales principales son fragmentos de ignimbritas antiguas (Figura 32 C) y riolitas con porcentajes de 15% en Arroyo Hondo, 10% en Arroyo El Gallo, mientras que, en Arroyo El Guayabo aumentan de base a cima con valores de 5 a 9%. Los líticos de basalto andesitas y granito presentan valores de 5% en todos los puntos donde se observa esta unida, todos de formas subredondeadas. Los fenocristales en las muestras correspondientes a ignimbritas soldadas, son incoloros, de bajo relieve, algunos presentan aspecto terroso, maclado tipo *carlsbad* y polisintético, de formas comúnmente tabulares, subhedrales- anhedrales, en luz polarizada (NX) presentan colores de interferencia del primer orden y corresponden a Fd con valores de 11% en Arroyo Hondo y Arroyo El Gallo (Figura 32 y 33), mientras que el contenido de feldespatos (Fd) en Arroyo El Guayabo varía de base a cima 5 a 9% (Figura 32 D y 33 D). Otros minerales incoloros y de bajo relieve, de formas subhedrales, fracturados, con golfos de corrosión corresponden a cristales de cuarzo (qtz; 9% a 11%; Figura 32 E) generalmente rodeados por tridimita (trd), por último y en menor proporción piroxenos incoloros de relieve medio-alto, de formas subhedrales-anhedrales fracturados y con clivaje en dos direcciones a 90° (px; Figura 32 F). Para la unidad soldada que aflora en Arroyo el Guayabo, particularmente el horizonte de color negro, las muestras presentan una mesóstasis vítrea de color gris oscura (65%). El 35% restante en las muestras, los componentes principales, recalculados al 100% son de pómez juveniles blanca con valores de base a cima de 35% a 52% mientras que el contenido de pómez vesicular de color oscuro disminuye de base a cima de 45 a 17%, los líticos

accidentales se presentan en menor cantidad, 7% y corresponden a ignimbritas antiguas y granito (2%). Los cristales corresponden a fd (5 a 9%) > Qtz (2 a 5%). Cabe señalar que la mesóstasis y pómez de color negro solo se observan en Arroyo El Guayabo y Arroyo El Gallo.

Por otro lado, la petrografía de las pómez juveniles blanca y gris revelan un 5 % de cristales de fd (3%) > qtz (1.5%), mientras que en las pómez de color negro se presentan cristales de fd (3%) > qtz (1%,).

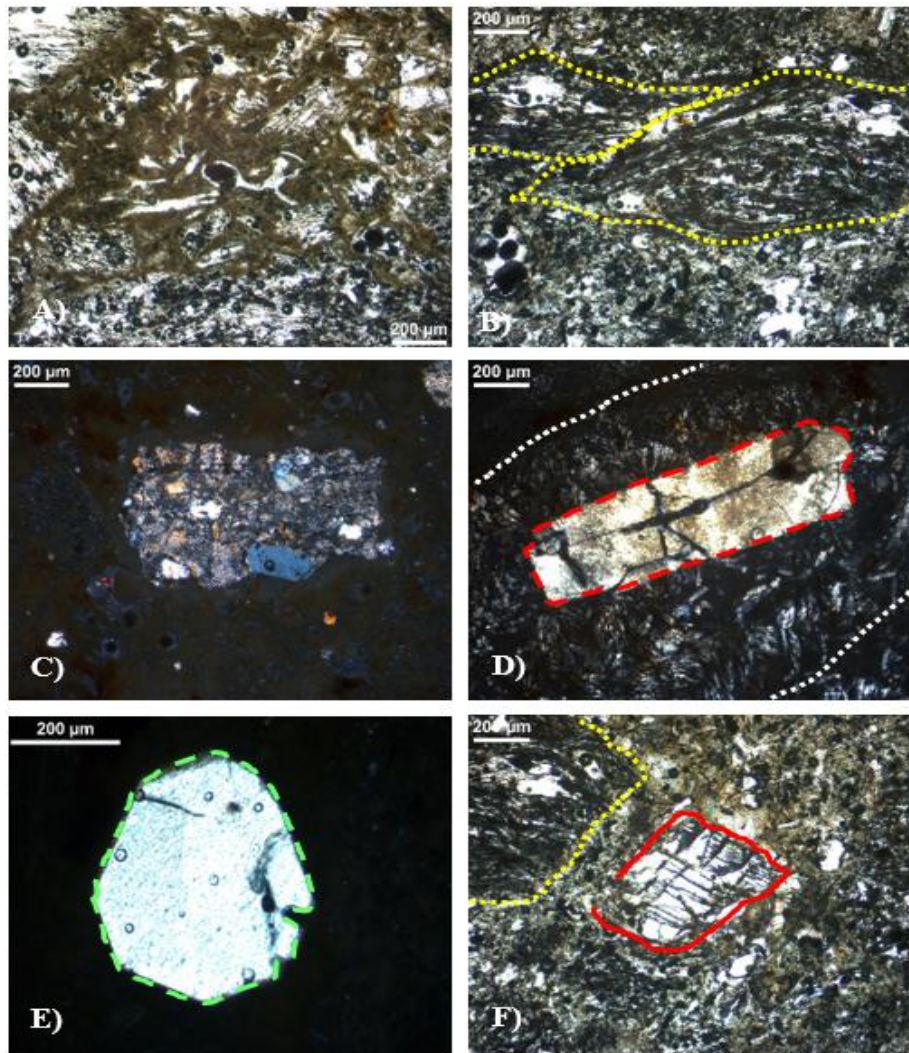


Figura 32. Fotomicrografías de la fase soldada en arroyo Hondo; A) Foto micrografía en NII que muestra la matriz eutaxítica de las muestra de la fase II; B) Pómez colapsada (fiamme) en la fase soldada; C) En NX se observa un lítico de ignimbrita antigua en la fase soldada de arroyo El Gallo; D) feldespatos de aspecto terrado, tabular rodeado de tridimita del fase soldada en arroyo Hondo E) Cristaloclasto de cuarzo en la fase soldada de arroyo Hondo y F) cristal de piroxeno subhedral en la fase soldada de arroyo Hondo.

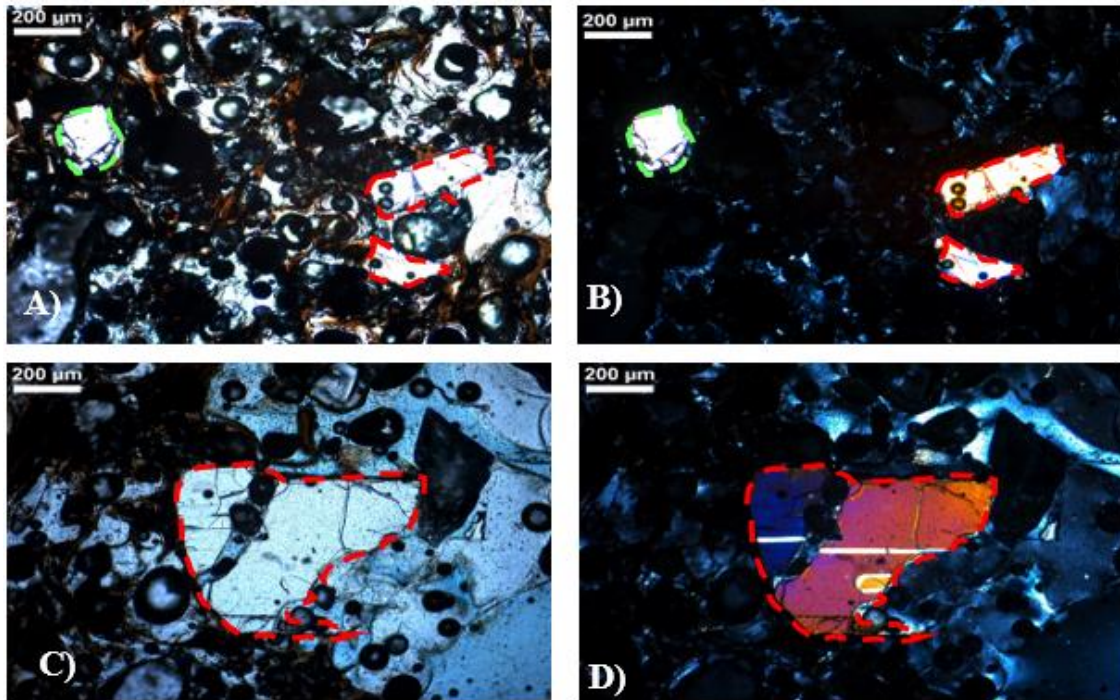


Figura 33. A Fotomicrografías de pómez de color negro con 2% de cristales de cuarzo (línea punteada en color verde) y fd (5%) en línea punteada en color rojo, se observan fracturados de formas subhedrales – anhedrales, fotos en NII (izquierda) y NX (derecha).

5.4. Tercera fase eruptiva (ignimbrita masiva)

Por su distribución (intracaldera y extracaldera), espesores y volumen son los depósitos más importantes de la ignimbrita Tala (Figura 34).

La descripción de esta fase eruptiva se ha dividido en unidades intra-caldera y extra-caldera (Fisher y Schmincke, 1984), para fines de esta descripción y con base en observaciones de campo (textura de depósitos y ubicación de brechas de rezago). La separación de las fases se realizó tomando como referencia el borde de la caldera (Figura 34).

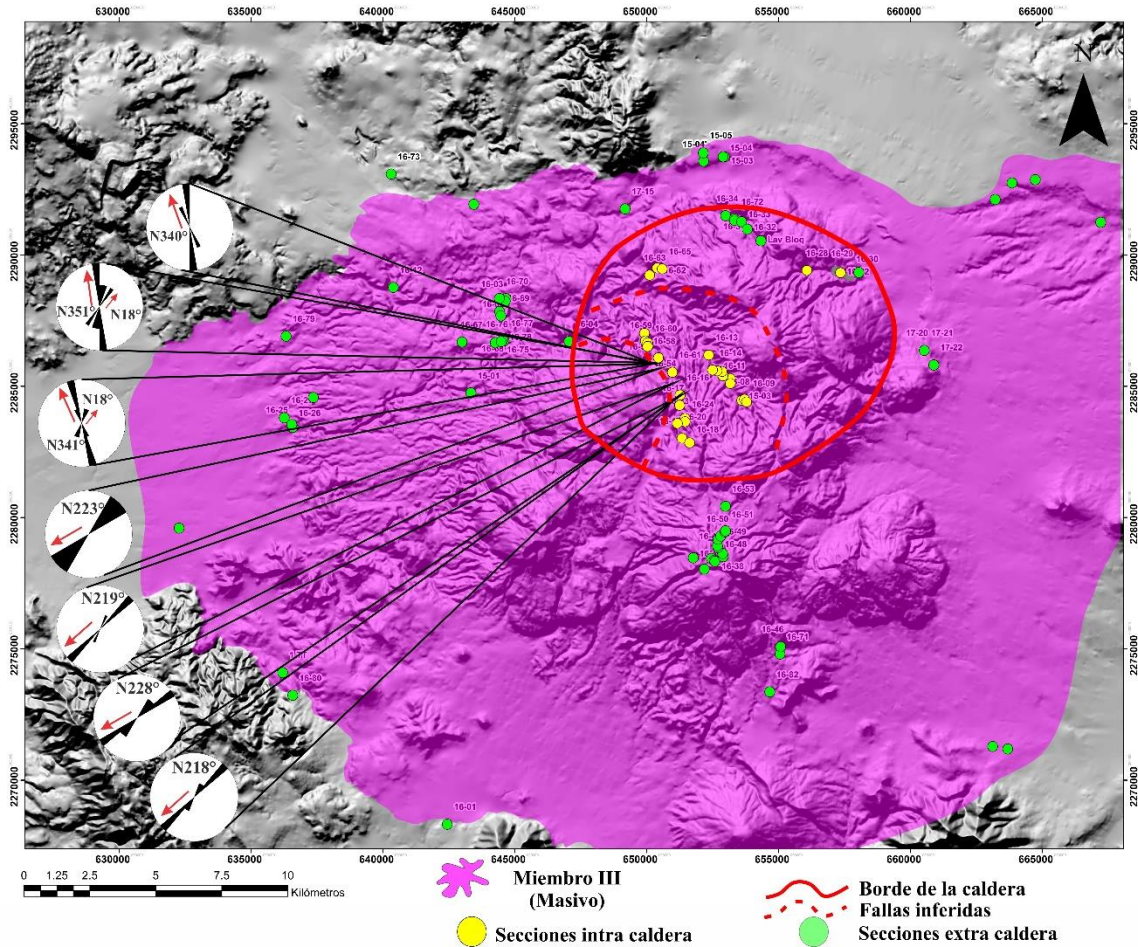


Figura 34. Localización y área de alcance cubierta por los depósitos de la fase masiva (color fucsia) delimitando las dos unidades de la fase eruptiva; intra- caldera (puntos color amarillo) y extra- caldera (color verde claro). Estas están delimitadas por el anillo caldérico propuesto (línea continua de color rojo). Las rozetas con direcciones de flujo (por imbricación de clastos) corresponden a la unidad intra- caldera.

5.4.1. Tercera fase eruptiva (unidad vulcanoestratigráfica intra-caldera)

Para la su descripción se tomaron como referencia las secciones de Arroyo Hondo (sección PR-16-05-09 40; Figura 35 A y B), Arroyo El Gallo (sección PR-16-17-20; Figura 35C), debido a que son las secciones estratigráficas más completas y que en conjunto muestran las variaciones temporales y espaciales más representativas de la unidad vulcanoestratigráfica de la tercera fase eruptiva (Figura 36, 37).

Los depósitos son de color beige a gris (con alteraciones en color rosa), presenta espesores de 25 a 50 m (Arroyo Hondo y Arroyo El Gallo; Figura 36 y 37). En general compuestos de pómez juvenil (blanca, gris y eventualmente negra) con porcentajes que van de 57 a 85 %, y líticos accidentales de granito, basalto- andesitas, ignimbritas y riolitas (15 a 43%; Figura 36 y 37), soportados por matriz del tamaño de la arena media a fina (60% a 75%). Normalmente, se presenta como una secuencia de horizontes que marcan pulsos masivos o en ocasiones pseudo estratificados de varios metros de espesor (1 a 20 m), separados ocasionalmente por depósitos de algunos centímetros de espesor (de 8 a 15 cm) correspondientes a depósitos de ceniza fina de oleadas. En el Arroyo El Gallo se midieron paleocorrientes en clastos imbricados con direcciones preferenciales al SW (N 218°, N 229°, N 219° y N 223°) a la base y parte media de esta fase, mientras que a la cima van al NW (N343°) y al NE (18°), (Figura 34 y 37). El grado de selección es muy pobre mientras el grado de compactación varía de no consolidado a moderadamente consolidados o muy ligeramente soldado en el contacto con los depósitos de la segunda fase eruptiva (soldada). En cuanto la forma de la pómez juvenil va de subredondeadas- sub- angulares, mientras los líticos accidentales son angulares a sub- angulares. El contacto entre la segunda fase eruptiva y esta, es transicional a medida que disminuye el grado de soldamiento, mientras que el contacto superior es erosivo (discordante) con respecto a la fase eruptiva freato-pliniano.

Granulometría

El análisis granulométrico en Arroyo Hondo muestra una mediana de base a cima de 1.33 a 2.01 ϕ , los horizontes son polimodales en -3.5, -0.5, 1.5, 3.4 ϕ y mal clasificados (1.77 ϕ a 2.72 ϕ). El *skewness* muestra un comportamiento ligeramente simétrico con tendencias a un comportamiento sesgado hacia la cima, siendo en la cima donde los depósitos se enriquecen en partículas finas. La *curtosis* se comporta de manera mesocúrtica a platicúrtica (Figura 36).

Los depósitos en Arroyo El Gallo de base a cima muestran tres comportamientos diferentes en cuanto a su granulometría el primero 1) con una mediana de -0.13 a 1.48ϕ , polimodal, en -0.5 , 1.5 , 3.4 , mal clasificados (2.60 a 1.82ϕ), con un comportamiento del *skewness* simétrico y curtosis con comportamientos de mesocúrtico a platicúrtico; 2) con una media de 1.43ϕ con modas en -3.5 y -2.5 , mal clasificado (2.18ϕ), con un comportamiento del *skewness* marcando un enriquecimiento en partículas gruesas (asimétrica positiva) y presenta un comportamiento platicúrtico y 3) con medianas de 2.0 a 1.54ϕ , polimodales en 1.5 , 3.5 y 4.5ϕ , mal clasificados (2.24 a 2.63ϕ), con un comportamiento asimétrico negativo con enriquecimiento en partículas gruesas, mientras que la curtosis presenta un comportamiento platicúrtico (Figura 37).

Componentes

El análisis de componentes en los depósitos en Arroyo Hondo predomina el contenido de pómez juvenil blanca (45% a 58%), con valores inferiores a la base. El contenido de pómez juvenil gris se presenta con valores de 9% a 16%. Los componentes no juveniles se comportan de manera muy similar de base a cima con valores en granito de 5%, obsidiana de 6 a 9%, andesitas de 3% e ignimbritas antiguas y riolitas con 3% (Figura 36).

En Arroyo El Gallo el contenido de pómez blanca varía de base a cima de 39 a 55%. El contenido de pómez juvenil gris presenta al menos dos ciclos donde su contenido disminuye de base a cima (11 a 9%). Los componentes no juveniles como la obsidiana primero aumenta de base a cima de 11 a 22% y después presenta valores en la cima de 9%. El contenido de basalto, andesitas e ignimbritas y riolitas, se mantiene en promedio 5%. (Figura 37).



Figura 35. Tercera fase eruptiva en su unidad litoestratigráfica intra- caldera; A y B) Afloramientos en Arroyo Hondo, en A, la escala en color rojo (1.8m) y en B) los depósitos presentan pseudo estratificación. C) La unidad intracaldera en Arroyo El Gallo (escala en color rojo 1.8 m).

Arroyo Hondo (S-SW de Nejahuete) PR-16-05-09

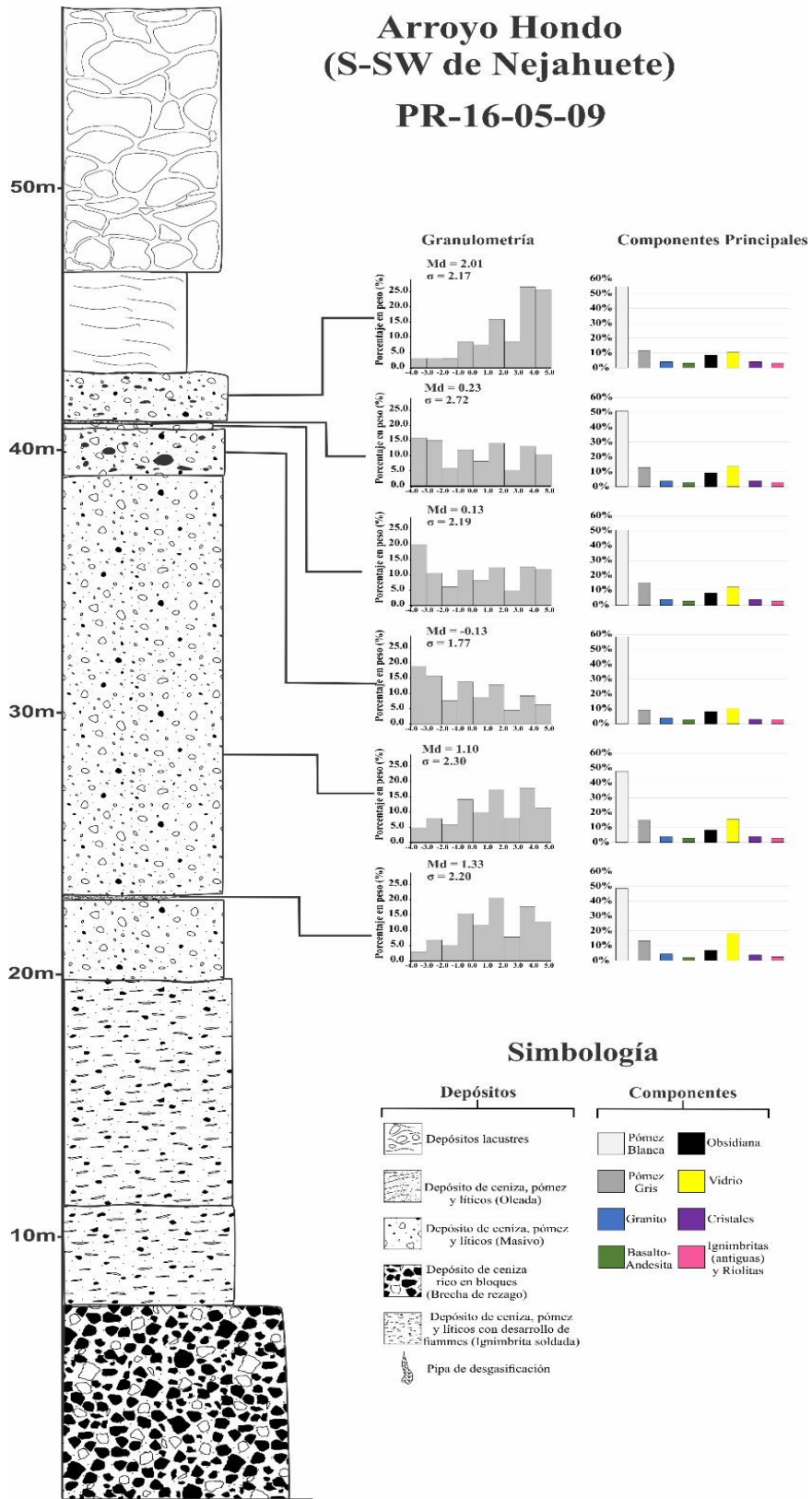


Figura 36. Sección estratigráfica de Arroyo Hondo (sección 16-05-09) mostrando las características granulométricas y de componentes de la tercera fase eruptiva, donde claramente sobreyace a la unidad II y subyace depósitos lacustres.

**Arroyo El Gallo
(E de domo El Pedernal)
PR-16-17-20**

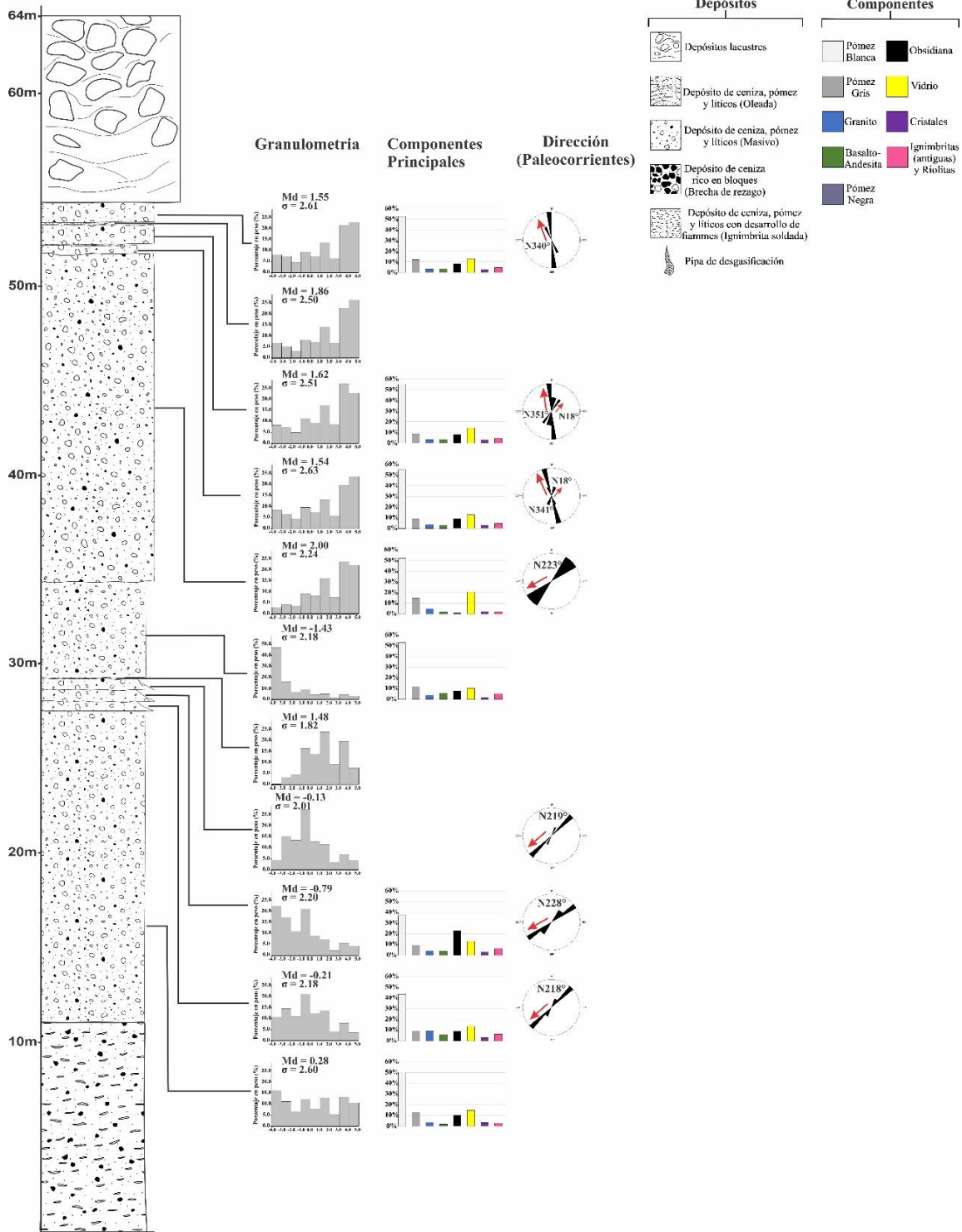


Figura 37. Sección estratigráfica de Arroyo El Gallo (sección 16-17-20) mostrando las características granulométricas y de componentes de la tercera fase, donde claramente sobreyace la segunda fase eruptiva y subyace depósitos lacustres.

5.4.2 Tercera Fase eruptiva, unidad vulcanoestratigráfica extra- caldera

Existen más afloramientos extra-caldera, por lo que la información de los depósitos de esta unidad es más abundante. De esta unidad se seleccionaron las de Arroyo Las Ánimas al W del domo El Pedernal, la sección Venta de Astillero, y la cantera SE del volcán Planillas como secciones tipo para describir los depósitos extra- caldera de la ignimbrita Tala (Figura 38, 39 y 40).

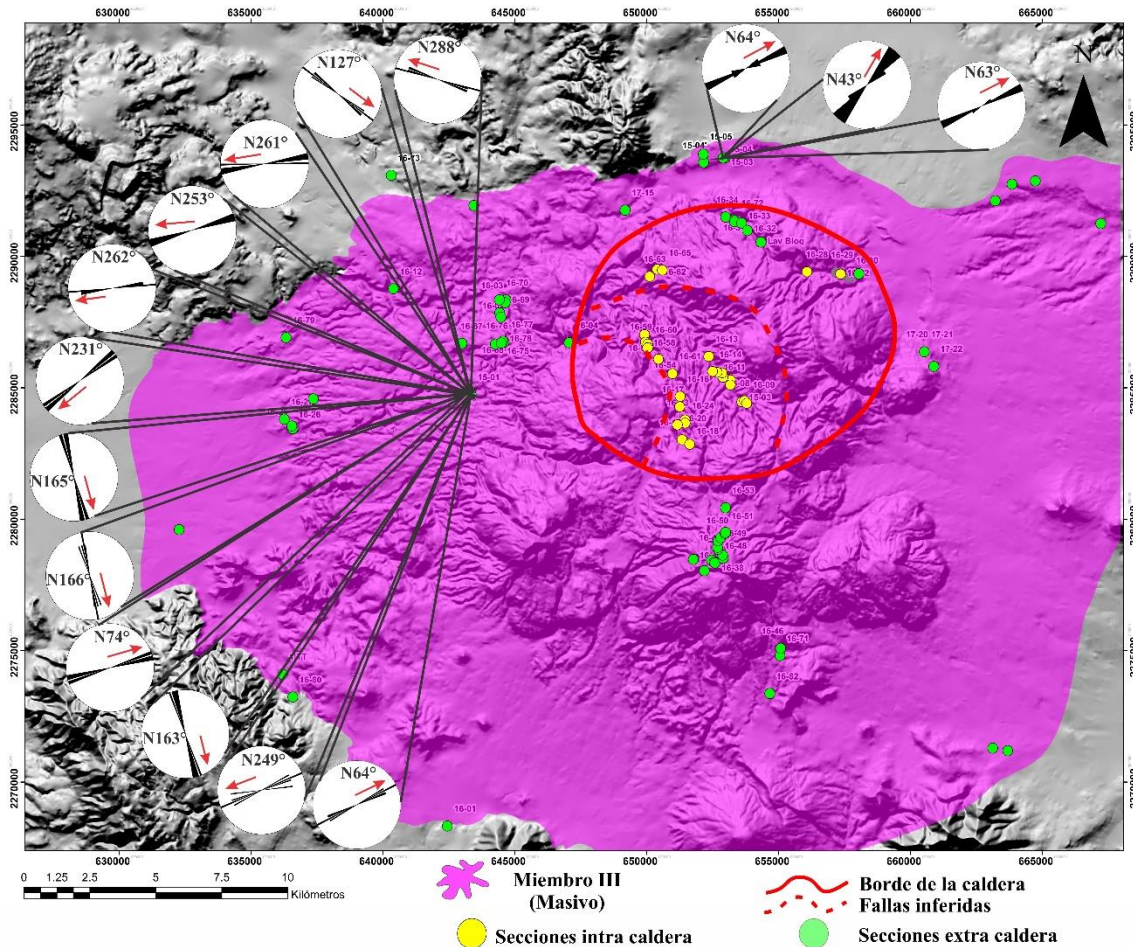


Figura 38. Localización del área de alcance por los depósitos de la tercera fase eruptiva (color fucsia) el cual delimitando las dos unidades vulcanoestratigráficas; intra-caldera (puntos color amarillo) y extra-caldera (color verde claro). Estas están delimitadas por el anillo caldérico propuesto (línea continua color rojo). Los estereogramas corresponden a la unidad extra- caldera de la tercera fase eruptiva.

En general presenta colores gris- rosa, beige y café claro, con espesores variables, desde 60 m con al menos 13 horizontes en Arroyo Las Ánimas (Figura 39 B,C y D), hasta 10 m al N de la caldera, cerca del poblado de Venta de Astillero con al menos 14 horizontes (Figura 39

A) y en el sector S, al SE del volcán Planillas con un espesor total de 28 m y al menos 6 horizontes (Figura 39 F). Generalmente se encuentran intercalados con depósitos de oleadas de 0.05 a 1 m y menos frecuentes con depósitos de caídas con espesor de 8 a 15 cm.

En general presenta pulsos o unidades de flujo masivos hasta con 25 m de espesor (Arroyo Las Ánimas) texturalmente muy similares, compuestos por pómez juvenil y en menos porcentaje líticos accidentales, soportados por matriz (60% a 75%) con tamaño de arenas finas a gruesas, masivos, en ocasiones pseudo estratificados y con dunas y pipas hacia la cima de los depósitos. Los depósitos de oleadas en Arroyo Las Ánimas se presentan con espesores de 5 cm a 1 m de espesor, donde los depósitos más delgados presentan laminaciones paralelas y cruzadas, mientras que los depósitos más gruesos presentan gradaciones inversas y laminaciones paralelas. Cabe señalar que en esta sección los depósitos de oleadas de apenas algunos cm (5 cm) se intercalan a la mitad de los depósitos de la tercera fase eruptiva con un depósito de caída de 15 cm de espesor que presenta *lapillis* acrecionales y estructuras de impacto.

En los depósitos correspondientes a la sección de Arroyo Las Ánimas se midieron imbricaciones de clastos, en la base con direcciones preferenciales que van de W (N 260°) y SW, mientras que en la cima al NE (N 63°, N 42° y N 64°; Figura 38). En la cima suelen presentar pipas de desgasificación. De manera general los depósitos correspondientes a esta unidad vulcanoestratigráfica presentan un grado de selección muy pobre, sin soldamiento, aunque en ocasiones se observan bien compactos. La forma de los clastos de pómez son subredondeadas- redondeadas mientras que los líticos accidentales son subangulares, subredondeados. El contacto inferior de esta unidad extra- caldera, no es visible generalmente y el contacto superior en sector N y S de la caldera se presenta erosivo discordante con depósitos de la cuarta fase eruptiva, mientras que en Arroyo Las Ánimas el contacto es concordante solo con los depósitos de caída de la cuarta Fase eruptiva.

Los depósitos extracaldera presentan un peculiar cambio de facies hacia la cima del depósito, principalmente se observa en los sectores norte y poniente de la caldera. Estas facies consisten en el desarrollo de estructuras cilíndrica de hasta más de 1 m de diámetro y varios metros de largo. En general dispuestos en forma vertical y ocasionalmente horizontales (Figura 40 C y D). Las estructuras parecen formadas del mismo material del depósito de las unidades masivas, pómez y ceniza, pero en las estructuras se presentan más compactas,

quizás con un soldamiento de bajo grado o cementadas, pero formando cilindros o tubos densos que en ocasiones dan una apariencia acanalada y estructura columnares (Figura 39 A).

Al poniente se observan formando caprichosas formas semicirculares de algunas decenas de metros (Figura 40 A y B). La forma de las estructuras cilíndricas se va desvaneciéndose gradualmente hacia la base, hasta pasar a la típica facie de depósitos masivos. En algunos puntos están en contacto con depósitos de la cuarta fase eruptiva.

Granulometría

El análisis granulométrico de estos depósitos revela que en Arroyo Las Ánimas la mediana presenta valores de -0.57 a 2.17ϕ , con valores de selección de 1.9 a 2.59ϕ (mal seleccionados), los depósitos son polimodales en -3.5 , -0.5 , 1.5 y 3.5ϕ . Los valores de *skewness* indican un comportamiento sesgado marcando una asimetría negativa y en algunos se presentan simétricos, mientras que la curtosis muestra un comportamiento mesocúrtico a muy platicúrtico. Estos depósitos masivos son mejor expuestos en la sección de Arroyo Las Ánimas (Figura 41). Los depósitos de oleadas con espesores cercanos a 1 m presentan características granulométricas similares a la de los depósitos masivos, aunque presentan laminaciones paralelas.

Los depósitos masivos de La Venta del Astillero presentan una media de 0.27 a 2.72ϕ , mientras que los depósitos con laminaciones que se intercalan con los depósitos masivos presentan una mediana de 0.27 a 1.90ϕ , así los depósitos con laminaciones paralelas y cruzadas presentan una mediana de 0.949 a 1.209ϕ , y se muestran polimodales (-2.5 , -0.5 , 1.5 , 3.4ϕ).

El *skewness* presenta una distribución asimétrica negativa en la mayoría de los horizontes (enriquecidos en partículas finas). Es solo en la base donde se presentan ligeramente simétricos con modas en -0.5 , 0.5 y 1.5ϕ , mientras que la curtosis se comporta de manera mesocúrtica a la base con tendencias a ser platicúrtica la cima de los depósitos (Figura 42). Los depósitos de caída que en ocasiones se intercalan con depósitos masivos, principalmente al N de la caldera, presentan valores con una mediana de -1.170ϕ , bimodales (-2.5 y -0.5ϕ). El *skewness* muestra comportamiento asimétrico, mientras que la curtosis se comporta muy platicúrtica.

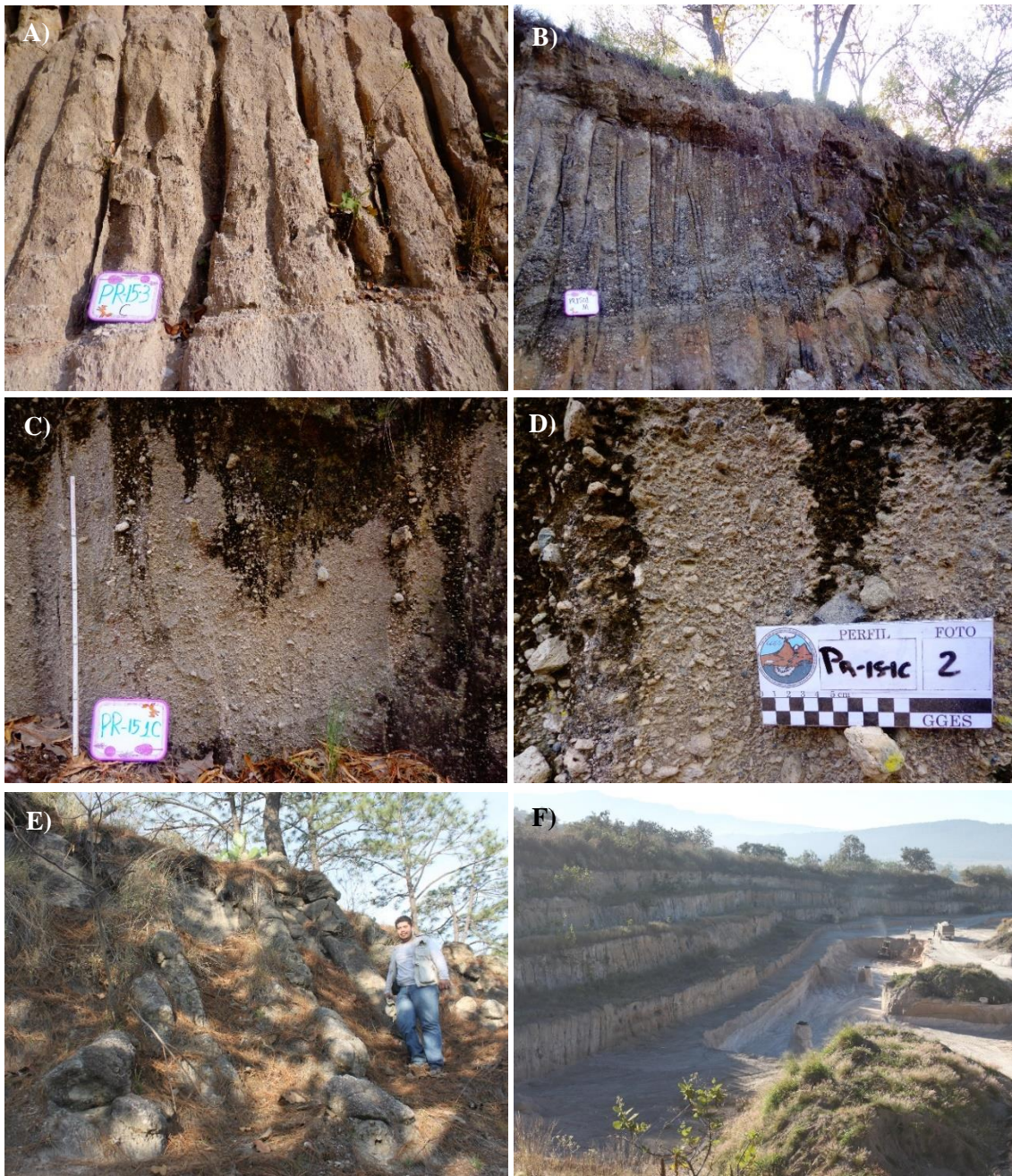


Figura 39. A) Ignimbrita masiva con fumarolas fósiles poco desarrolladas al Norte de la caldera; B) ignimbrita masiva en Arroyo Las Ánimas y fumarolas fósiles; C y D) horizontes extra- caldera en Arroyo Las Ánimas; E) estructuras de fumarolas fósiles al W de la caldera; F) Cantera al sur de la caldera, donde se observa mejor la potencia de los depósitos de la facie masiva de los depósitos extracaldera de la tercera fase eruptiva.

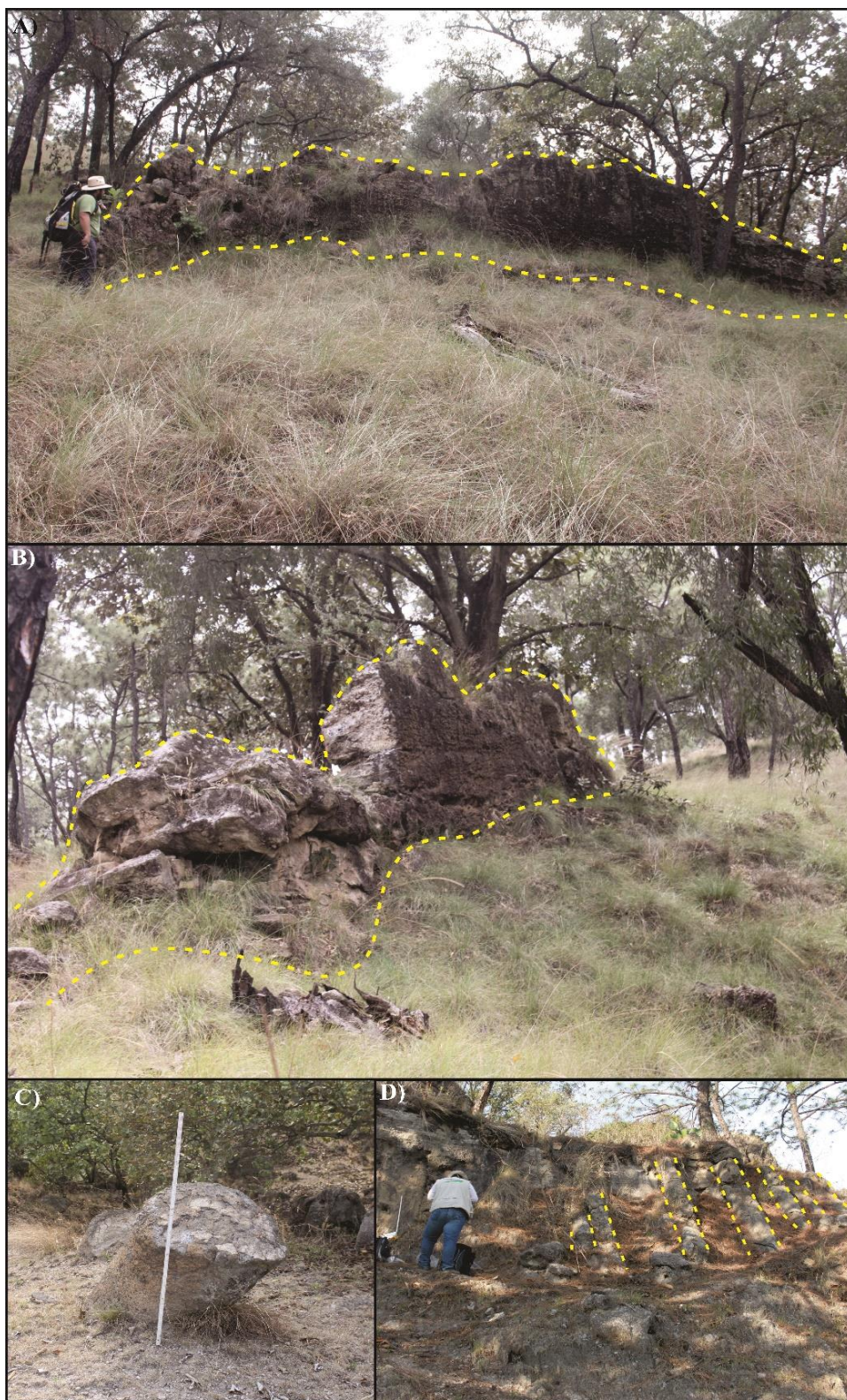


Figura 40. Estructuras formadas principalmente al W de la caldera, a la cima de la tercera fase eruptiva en la unidad litoestratigráfica extra-caldera; A) y B) Paredes consolidadas de ceniza, pómez y líticos, presentan formas semi circulares; C) Fumarola fósil con cerca de 0.5 m de diámetro; D) Fumarolas fósiles orientadas semi verticalmente (delimitadas por líneas discontinuas en color amarillo) de algunos metros de largo.

**Arroyo Las Ánimas
(W de domo El Pedernal)
PR-15-01**

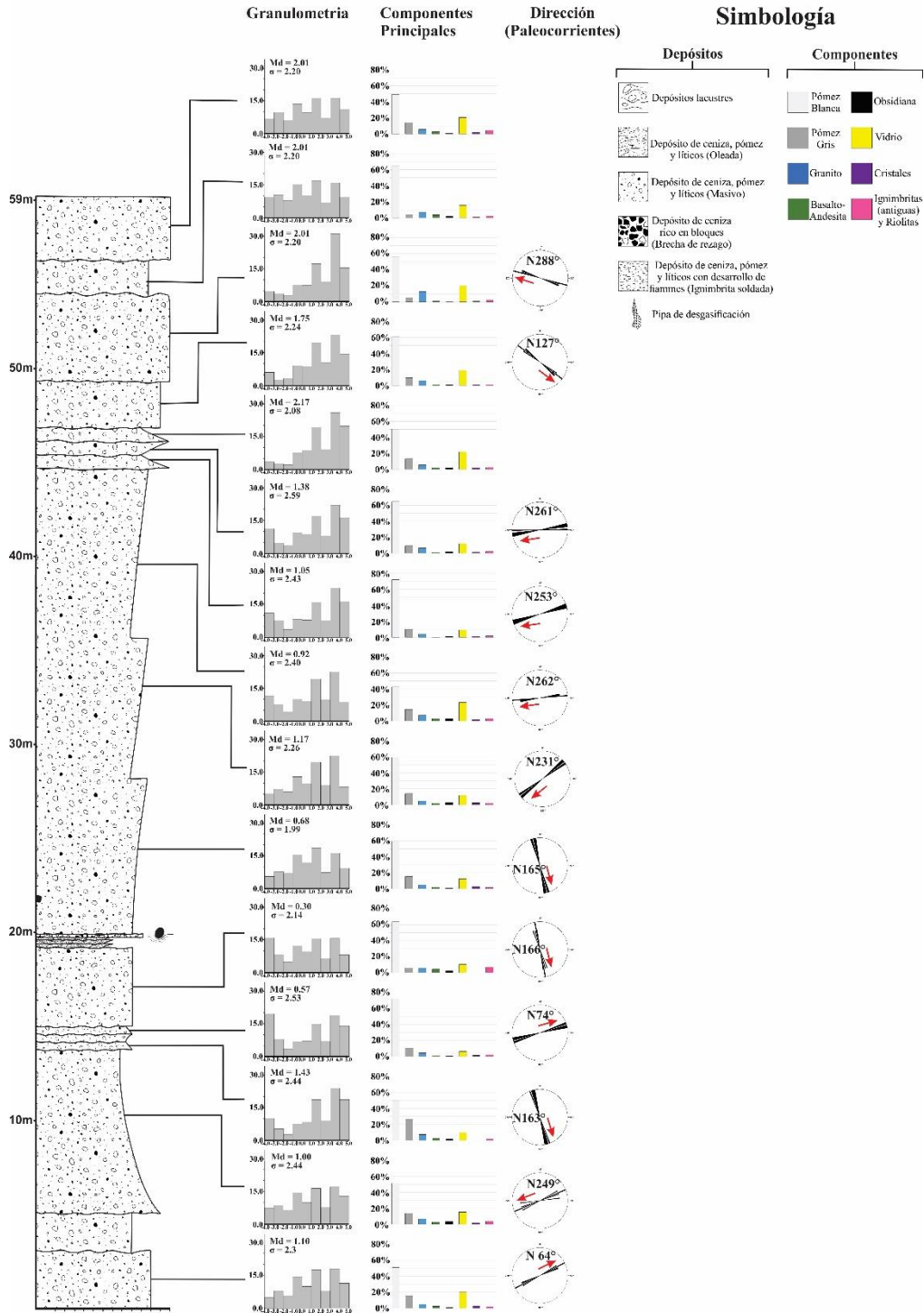


Figura 41. Sección estratigráfica en Arroyo Las Ánimas, al poniente de la caldera donde se exhibe la tercera fase eruptiva (masiva) de la unidad vulcanoestratigráfica extra-caldera de la ignimbrita Tala. Los gráficos representan las características granulométricas y los componentes principales en cada uno de los depósitos, además de las direcciones de flujo preferenciales de cada horizonte (rosetas).

**Venta de Astillero
(N de la caldera)
PR-15-03**

Simbología

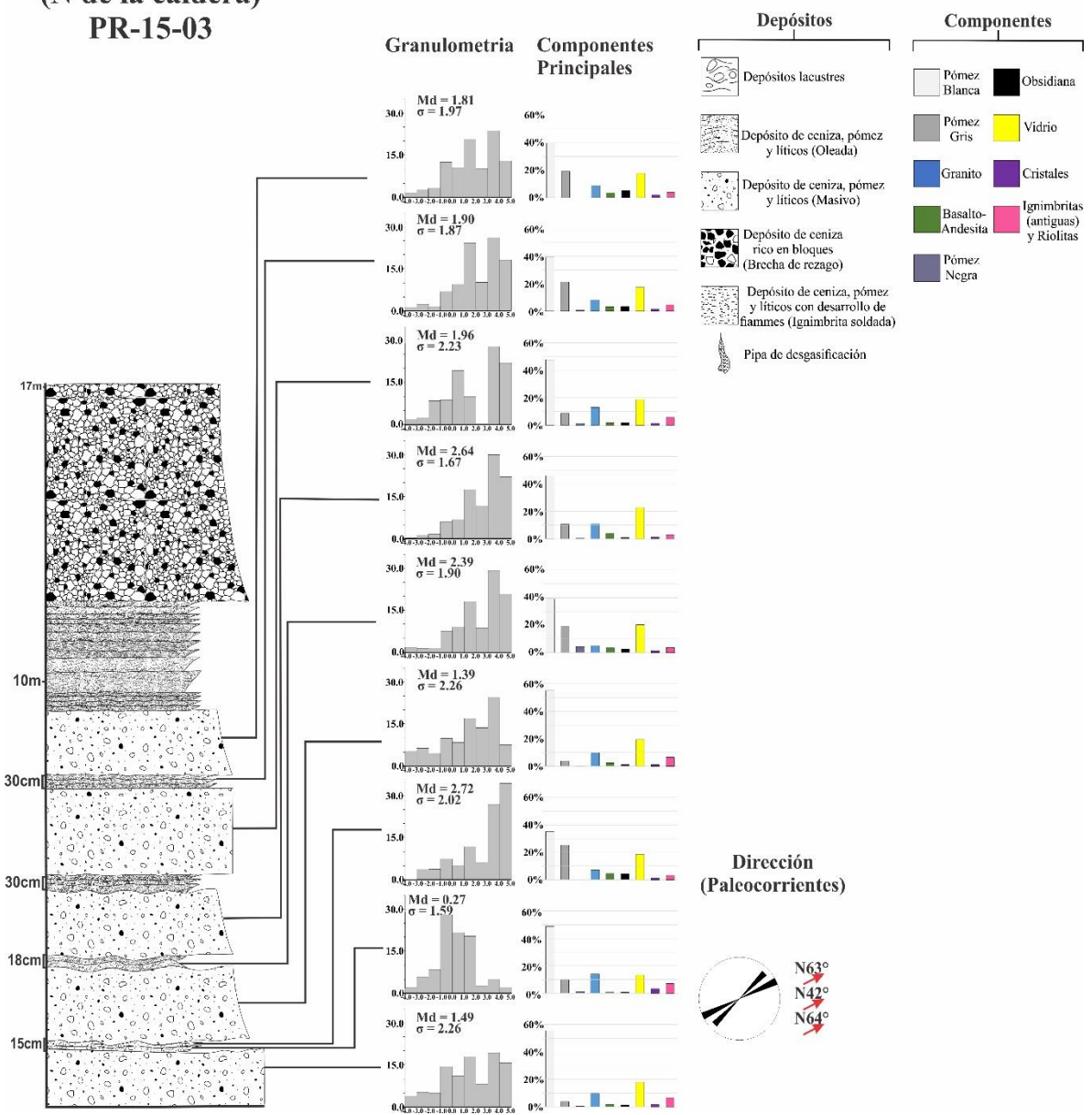


Figura 42. Sección estratigráfica en Venta de Astillero, al norte de la caldera, donde afloran los depósitos de la tercera fase eruptiva en la unidad vulcano-estratigráfica extra-caldera. Los gráficos representan las características granulométricas y el contenido de componentes en los depósitos. A la base se observan las principales direcciones preferenciales de los horizontes (roseta).

Componentes y Petrografía

El análisis de componentes de estos depósitos varía verticalmente, principalmente en la sección de Arroyo Las Ánimas. Los componentes juveniles corresponden a pómez blanca (36% a 70%) los cuales aumentan de base a cima. El contenido de pómez gris juvenil muestra valores de 5% a 27% con valores más altos en la base, mientras hacia la cima se mantiene de 5% a 13% (Figura 41). En la cima el contenido de vidrio presenta valores de 8% a 22% mientras en la base y parte media muestra valores de 22%. Los componentes no juveniles como granito presentan 3% a 15% con un aumento en la cima, mientras el contenido de basalto y andesitas se presentan con valores muy similares en toda la sección (3%), el contenido de obsidiana va 1% a 3%, aumentando hacia la base y la parte media de la sección. El contenido de ignimbritas antiguas y riolitas es de 1% a 3%, aunque en la base se presenta un horizonte con valores de 8% (Figura 41).

Al norte en la sección de Venta de Astillero se observa la presencia de una pómez juvenil de color oscuro la cual también se observa en los depósitos de la fase eruptiva II en Arroyo El Gallo y Arroyo el Guayabo. En esta sección de Venta de Astillero, aunque los valores son bajos, marca diferencias con el sector poniente y sur de la caldera. Los componentes juveniles presentes en la sección de Venta de Astillero, al norte de la caldera son de pómez blanca, el cual presenta al menos tres fluctuaciones de base a cima donde el contenido de pómez blanca inicia con ~56% y disminuye hasta 35%, mientras que el contenido de pómez gris presenta al menos tres ciclos donde aumenta de base a cima con valores de 5% a 25%: por otro lado el contenido de pómez de color negro aunque con valores bajos, decrece de base a cima de 4% a 1%. Los componentes no juveniles son accesorios de granito (10%), basalto andesitas presentan 5%, el contenido de obsidiana presenta un contenido de base a cima de 6% a 1 y 2%. El contenido de ignimbritas antiguas y riolitas disminuye de base a cima de 7% a 3% (Figura 42).

El análisis petrográfico de pómez juvenil (blanca y gris) con texturas fibrosas vesiculares, mostró una alta proporción de trizas pumiceas, y vidrio con formas principalmente cuspidas. La petrografía de pómez juvenil reveló que los clastos presentan texturas fibrosas-vesiculares con un bajo porcentaje de cristales incoloros (3%) y minerales coloreados (1%). Los minerales incoloros, generalmente presentan formas alargadas subhedrales, con aspecto terroso, maclado *carlsbad* y albita, de bajo relieve y colores de interferencia del primer orden

(NX), corresponden a Fd (Figura 44 B y C), además de minerales incoloros con formas subhedrales-anhedrales con golfos de corrosión, en ocasiones fracturados, de bajo relieve, generalmente con extinción ondulante que corresponden a Qtz (Figura 44 C). Los minerales coloreados son de color verde claro y con un pleocroísmo muy débil, de formas anhedrales y fracturados, relieve moderado y clivaje en 2 direcciones, corresponden a Px.

En menor cantidad se observan líticos con formas subangulares-subredondeadas correspondientes a líticos de ignimbritas antiguas (Figura 43 A y C), riolitas (Figura 43 B), basalto y andesítas con texturas microlíticas (Figura 43 D) y líticos de microgranito, además de cristales con texturas mirmequíticas con intercrecimiento de Fd y Qtz (Figura 43 F, 44 A y D).

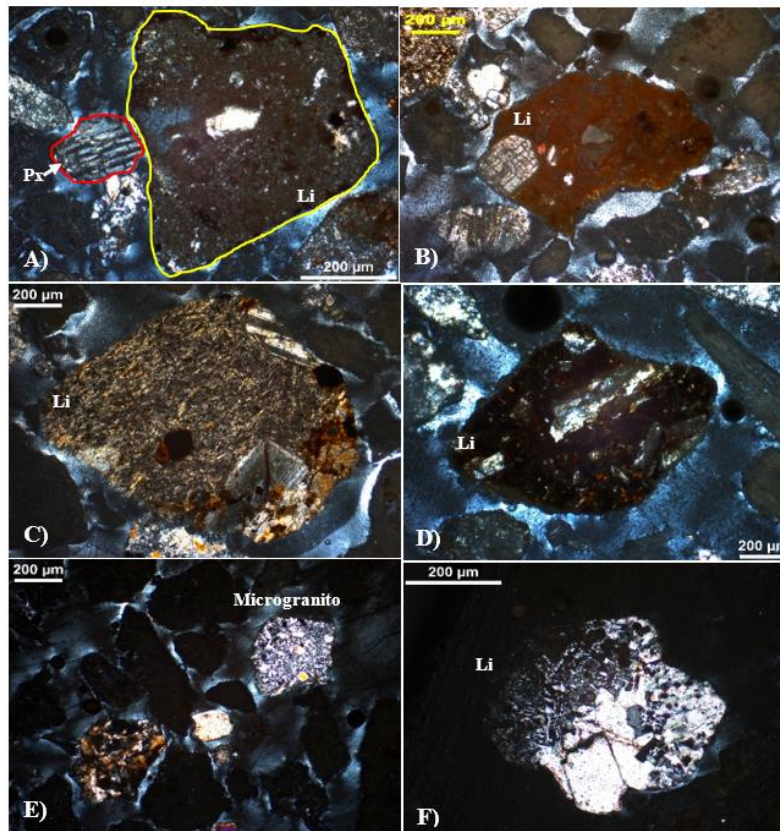


Figura 43. Micrografías de algunos componentes que se presentan en la unidad extra- caldera de la tercera fase eruptiva. A) Cristal de Px (delimitado en línea roja) y lítico de ignimbrita no soldada (delimitado por línea amarilla); B) Lítico de riolita; C) Lítico de ignimbrita con textura eutaxítica; D) Lítico de basalto-andesíta; E) Lítico de micro granito, (F) fenocristal con textura mirmequítica (Qtz y Fd).

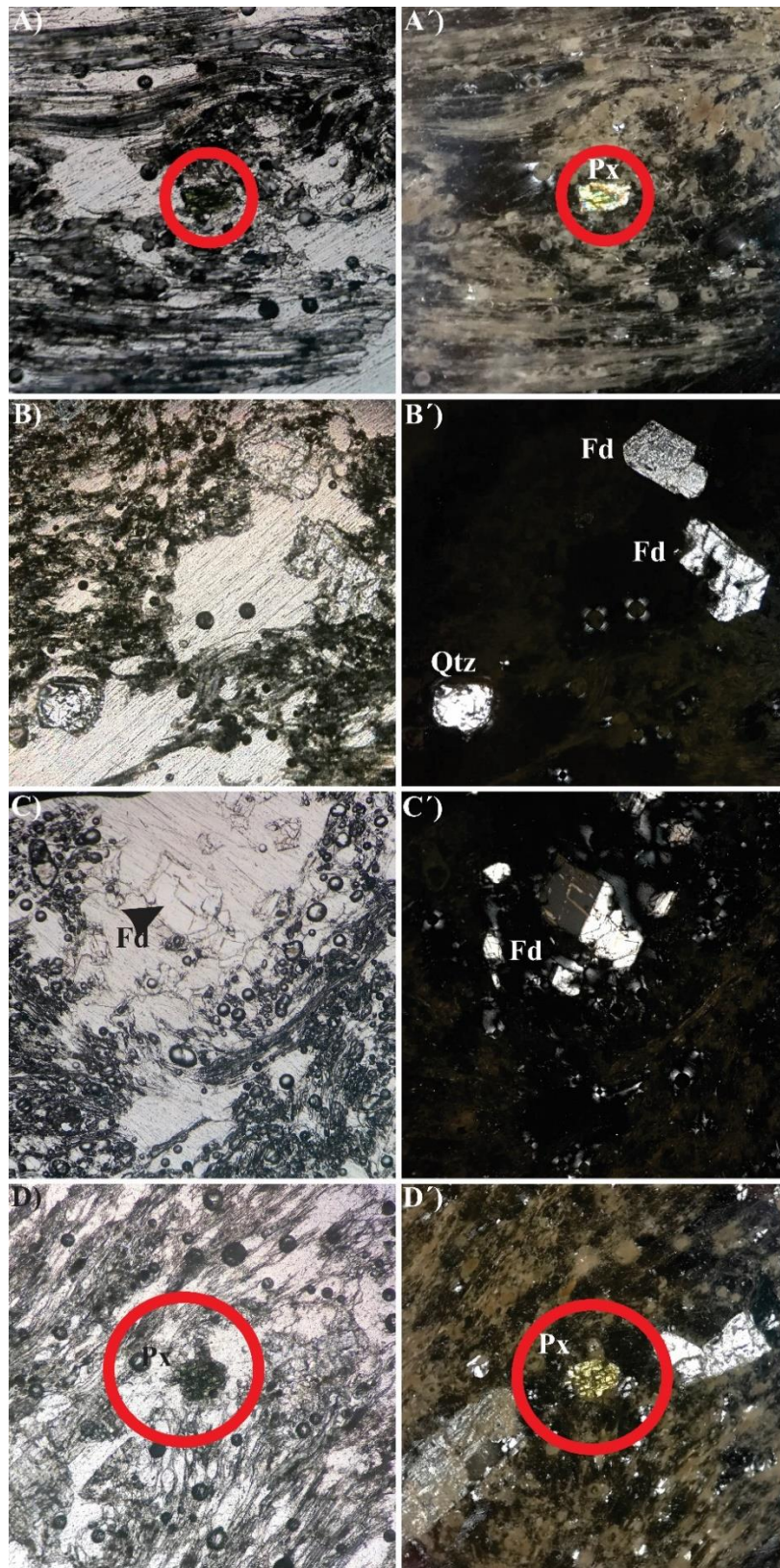


Figura 44. Fotomicrografías de los principales minerales en pómez; Se muestran cristales de Piroxeno (Px) en las muestras tanto en NII (A y D) y NX (A' y D'). Las fotos micrografías B y C Muestras cristales de feldespato (Fd) y cuarzo (Qtz) en NII (B y C) y en NX (B' y C').

5.5. Cuarta fase eruptiva (Freato-pliniana)

Los depósitos de esta fase eruptiva no presentan una distribución homogénea alrededor de la caldera de La Primavera, y siempre sobreyace a los depósitos de la fase eruptiva III, por su posición estratigráfica debió ser la última fase eruptiva asociada a la formación de la caldera de La Primavera. Las unidades que lo componen muestran una secuencia y características texturales que claramente las hacen diferente a los depósitos de la fase eruptiva III. Los depósitos de esta fase eruptiva presentan una compleja alternancia de unidades de corrientes piroclásticas de densidad masivas, diluidas y depósitos de caída, que muestran estructuras laminares ó paralelas, cruzadas y dunas intercalados, algunas de gran amplitud. La alternancia de unidades de esta fase eruptiva se ve coronada por la presencia de un depósito de caída que por sus características se decidió separar como una unidad vulcanoestratigráfica de la cuarta fase eruptiva. Los depósitos de esta fase eruptiva afloran en distintos puntos de la caldera (Figura 45), y de éstos, solo se seleccionaron algunas de las secciones estratigráficas más completas para su descripción. En la zona intra- caldera se ubicaron afloramientos que muestran la magnitud de esta fase eruptiva, tanto en Arroyo Hondo como en el Arroyo La Cuartilla, en la primera con la presencia de dunas cuyas direcciones de flujo preferenciales son N355° (Figura 45). Aunque también se tiene buenos afloramientos extra- caldera, por lo que se seleccionaron las 3 secciones estratigráficas más representativas las cuales se describen enseguida.

La primera sección se ubica al norte de la caldera, en las canteras sobre la carretera a la comunidad de Nextipac, la segunda, al nororiente sobre el Arroyo La Cuartilla y Boca de Arena y en el sector sur, la sección se ubica al sureoriente del volcán Planillas (Figura 45).

En general los depósitos presentan colores; gris claro (Arroyo La Cuartilla; Figura 46) y café claro-amarillo (rumbo a Nextipac y al nororiente del volcán Planillas; Figura 49 y 51 respectivamente). Se trata de una alternancia de horizontes de caída, oleadas y depósitos masivos de ceniza que tienden a formar dunas. En Arroyo La Cuartilla es donde presenta el mayor espesor (7 m) y donde su textura contrasta de manera clara con los depósitos masivos de la tercera fase eruptiva (Figura 46), a los que sobreyace. Lo mismo se observa en la sección de Venta de Astillero donde sus depósitos son de 2.5 m de espesor y presentan estructura laminar y cruzada de algunos cm de espesor (Figura 48 y 49), con *lapillis* acrecionales y donde se midieron direcciones de flujo en dunas, indicando una dirección preferencial N 350° (Figura 45 y 48). Al suroriente del volcán Planillas, los

depósitos de la cuarta fase eruptiva están representado por una secuencia de caídas, oleadas y depósitos masivos con un total de 6 m de espesor (Figura 50 y 51) con direcciones de flujo N 005° (Figura 45 y 50). En Arroyo La Cuartilla el depósito

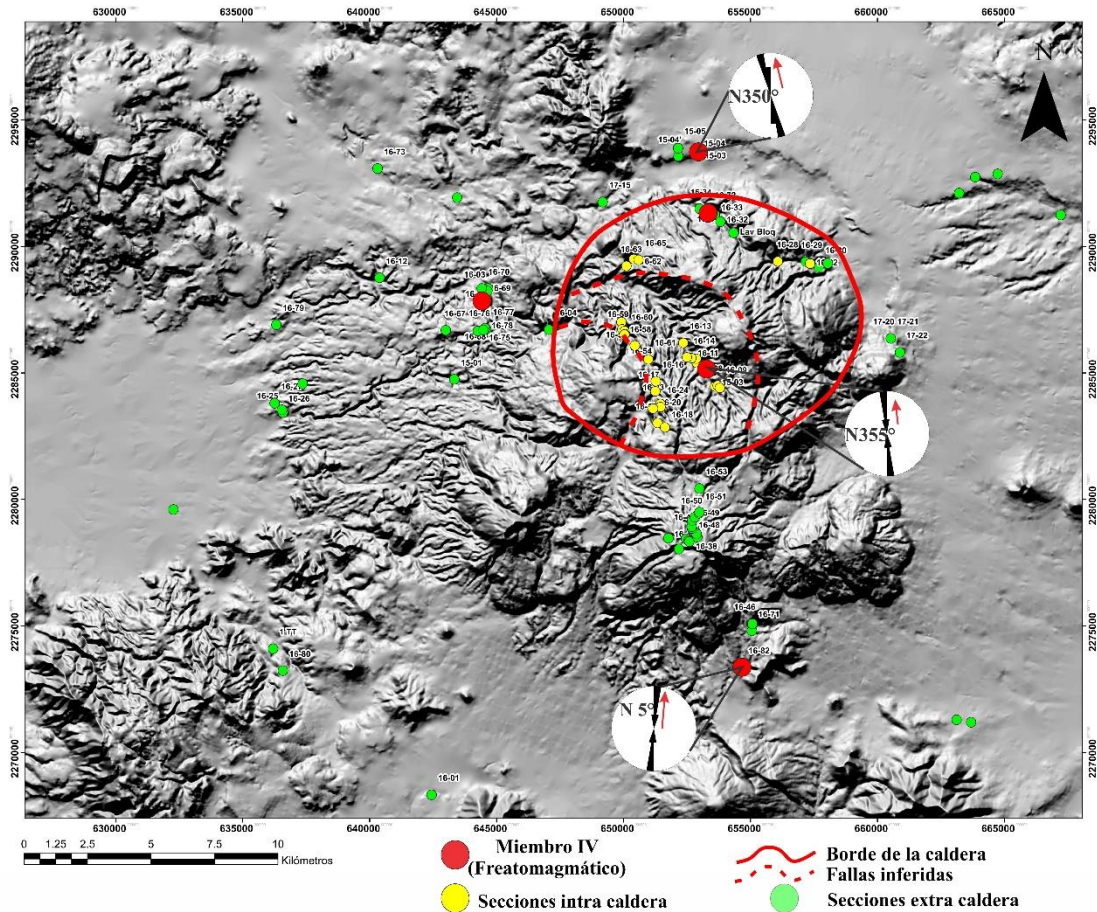


Figura 45. En círculos de color rojo se observan los afloramientos principales donde afloran los depósitos de la cuarta fase eruptiva. Los estereogramas corresponden a direcciones de flujo principales (imbricación de clastos).

compuesto por intercalaciones de caídas y oleadas donde se encontraron estructuras de impacto y deformaciones plásticas (Figura 47 A, B y C), asimismo hacia la base de la secuencia se observan depósitos de oleadas y horizontes masivos de ceniza (70 a 85%), que muestran una clara ondulación debido a la formación de dunas. Esta última fase eruptiva, se presentan horizontes masivos intercalados con horizontes que presentan laminaciones paralelas y cruzadas. El grado de selección y compactación es pobre y la forma de los clastos va de subredondeados- redondeados en los depósitos masivos, mientras que en los depósitos de caída los clastos son angulosos- subangulosos. Los

depósitos están compuestos por pómez blanca juvenil (34% a 40%) y gris (19% a 22%) con valores muy similares de base a cima.

Solo en la sección de Venta del Astillero al norte de la caldera, se observó como componente juvenil, adicional a la pómez blanca y gris, la presencia de pómez negra (3%; Figura 48). Además, presentan líticos accidentales de obsidiana, granito, ignimbritas, riolitas y basalto-andesitas (13 a 40%), cabe destacar que en la cuarta fase eruptiva, en la misma sección de Venta del Astillero se observa la presencia de *lapillis* acrecionales con diámetros de hasta 0.6 cm (Figura 49).

Granulometría

Para Arroyo La Cuartilla las unidades masivas presentan características granulométricas con rangos en la mediana de 2.72 ϕ , los cuales son bimodales con modas en -3.5 y 2.5 ϕ . El *skewness* presenta un comportamiento ligeramente simétrico (-0.05 ϕ) mientras que la curtosis es muy platicúrtica. En cuanto a las unidades de depósitos de caída se presentan con una mediana de 2.17 ϕ , polimodales con modas en -3.5, 0.5 y 4.5 ϕ . El comportamiento del *Skewness* es simétrico (0.48 ϕ), mientras que la curtosis presenta un comportamiento platicúrtico. Por último, las unidades de oleadas que presentan laminaciones paralelas y cruzadas presentan rangos en la mediana de 2.52 ϕ y son polimodales con modas en 1.5, 4.5 y -3.5 ϕ . El *skewness* para estos depósitos de oleadas, es ligeramente asimétrico negativo, mientras que, la curtosis presenta un comportamiento platicúrtico (Figura 46). El análisis granulométrico para el sector norte, rumbo a Nextipac muestra que los depósitos de oleadas revelan rangos en la mediana de 2.08 a 2.59 ϕ , polimodales, con modas en 3.4 ϕ , 4.5 ϕ y 1.5 ϕ y -0.5 ϕ). El valor de *Skewness* refleja una asimetría negativa de base a cima, mientras que la curtosis en los depósitos varía de platicúrtica a mesocúrtica (Figura 48).

Para la sección ubicada al sureste del volcán Planillas, el análisis granulométrico para los horizontes masivos presenta un rango de la media de 2.22 a 2.21 ϕ de base a cima, polimodal con modas en -3.5, 1.5 y -0.5 ϕ y unimodales (4.5 ϕ). El comportamiento del *skewness* es ligeramente asimétrico positivo a la base, mientras que, a la cima se presenta asimétricamente negativo, mientras que la curtosis varía de muy platicúrtica a platicúrtica. Los horizontes laminados de oleadas presentan rangos en media de 2.51 a 2.19 ϕ , polimodales con modas en -3.5, 1.5 y 4.5 ϕ (a la base) y de 4.5, -3.5 y 3.5 ϕ (a la cima). El *skewness* presenta un comportamiento de simétrico hacia la cima. Por último,

los horizontes de caídas presentan rangos en la mediana de 1.35 a 2.18 ϕ , unimodales (-1.5 ϕ) a bimodales (-0.5 y 4.5 ϕ). El *skewness* va de simétrico a ligeramente asimétrico positivo hacia la cima (enriqueciéndose en partículas finas), mientras que la curtosis presenta un comportamiento platicúrtico a mesocúrtico de base a cima (Figura 50).

Componentes

Para las unidades de oleadas el contenido de componentes dominantes es de juveniles, con pómez blanca (37%), mientras que la pómez gris presenta un contenido del 23% y por último el contenido de pómez negra es de 3%. Los componentes no juveniles son de líticos accidentales de granito con un 3%, basalto y andesitas con un 5%, obsidiana con 16%, y riolitas con 5%. Para las unidades masivas de Arroyo La Cuartilla, el contenido de componentes dominantes son juveniles con pómez blanca (39%) y pómez gris 23%, mientras que los componentes líticos corresponden a granito con 4%, basalto andesitas con 3%, obsidiana con 13% a 15%, ignimbritas y riolitas con 4%. Los depósitos de caída presentan pómez juvenil blanca (40%) y pómez gris (23%). En cuanto a los componentes líticos, corresponden a granito con 4%, basalto- andesitas con 5%, obsidiana con 16%, y por último ignimbritas y riolitas con 5% (Figura 46).

En la sección de Venta de Astillero se presentan en su mayoría componentes juveniles de pómez blanca con 37 a 38%, pómez de color gris con valores de base a cima de 18 a 19%. La pómez negra juvenil, se muestra solo en la parte media de estos depósitos con 4% (Figura 53). Los componentes no juveniles son accidentales de granito, varían en la base de 11%, 7% en la parte media y 10% a la cima. El contenido de basalto-andesitas varía de base a cima de 6% a 4% y 5%. El contenido de obsidiana varía de base a cima de 3 a 5% (Figura 48), mientras que las ignimbritas antiguas y riolitas, disminuyen ligeramente de base a cima (6% a 3%; Figura 48).

La sección que afloran al suroriente del volcán Planillas (cantera sur), se tiene tres diferentes unidades vulcanoestratigráficas; oleadas, *PDC* de ceniza masivos y depósitos de caída.

Los primeros están compuestos de pómez juveniles blanca y gris, donde la primera muestra variaciones de base a cima de 30 a 35% y la segunda se mantiene en 18%. Además, presenta un contenido de vidrio (8%) y material no juvenil como granito (5%), basalto- andesitas de 6 a 4% (disminuyendo de base a cima), e ignimbritas antiguas y riolitas que disminuye de base a cima (7 % a 5%; Figura 50).

Los depósitos de caída se componen de pómez juveniles blanca y gris, ambas disminuyen de base a cima, la primera de 41 a 34% y la segunda de 21% a 17%. Mientras el contenido de clastos no juveniles muestra 5% de granito, basalto- andesitas 13%, obsidiana 6% e ignimbritas y riolitas de 5 a 7% (Figura 50).

Finalmente, los depósitos de oleadas en esta sección se componen de pómez juveniles blanca (35 a 30%) y gris (19 a 14%), ambas disminuyen de base a cima, al igual que el vidrio (13% a 10%). Mientras el contenido de clastos no juveniles muestra una constante de 5% de clastos de granito y de basalto andesitas (6%), mientras los clastos de obsidiana e ignimbritas antiguas y riolita aumenta de base a cima de 12 a 24% y 5 a 8% respectivamente (Figura 50).

Arroyo La Cuartilla

PR-16-72

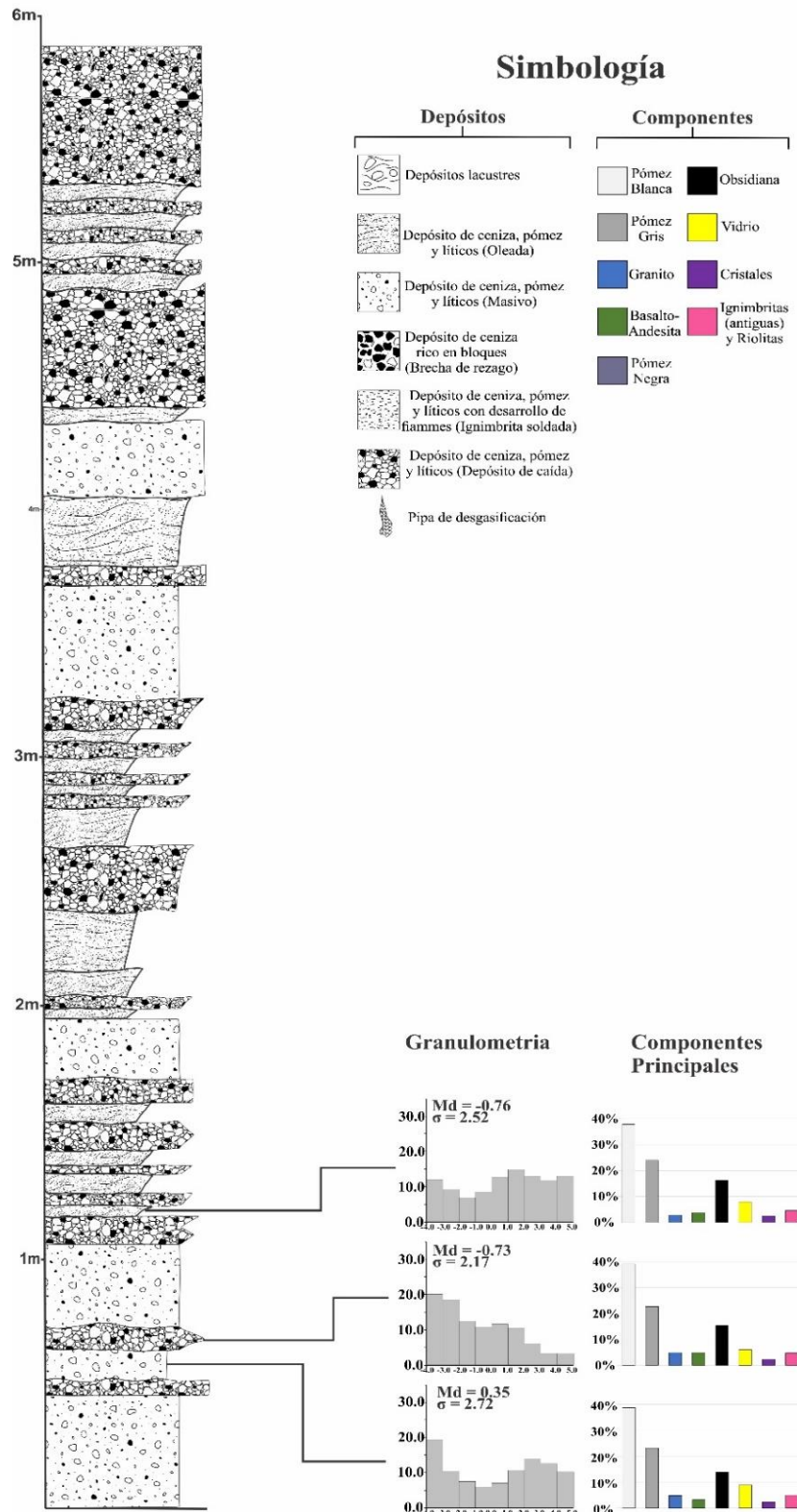


Figura 46. Sección estratigráfica donde se exponen las unidades de la cuarta fase eruptiva en Arroyo La Cuartilla, al sur de domo La Lobera. Los gráficos corresponden a las características granulométricas y los componentes principales en la sección.

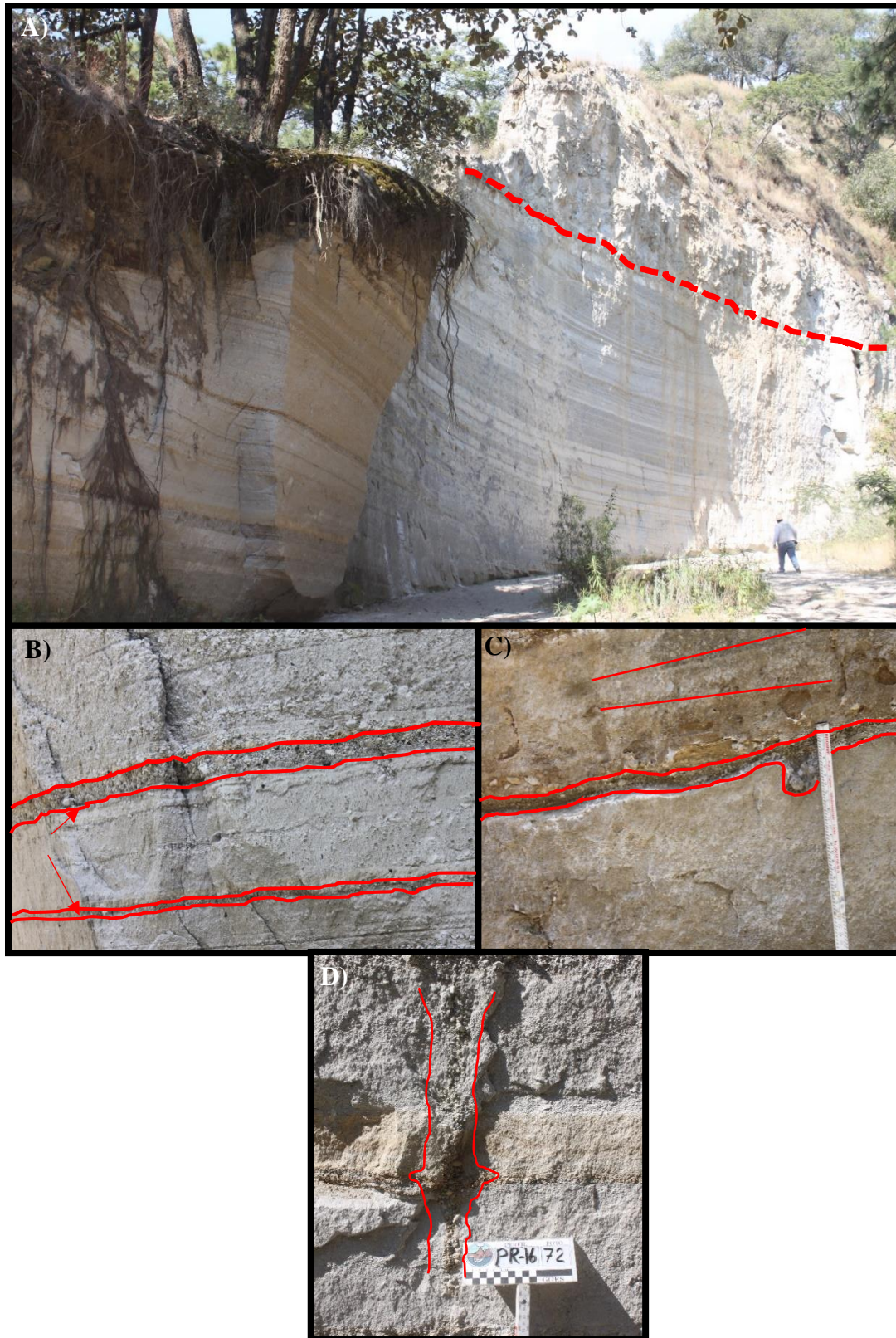


Figura 47. Arroyo La Cuartilla. A) afloramiento total en Arroyo La Cuartilla, subyaciendo el horizonte de la pómez Gigante y depósitos de lago (contacto línea discontinua roja); B) intercalación de depósitos laminados y depósitos de caída, donde se observan deformaciones plásticas por carga; C) depósitos laminados intercalando con depósitos de caída, y algunas estructuras de impacto); D) pipa de desgasificación cortando depósitos en Arroyo La Cuartilla.

Venta de Astillero
(N de la Caldera)
PR-15-03

Simbología

Depósitos	Componentes	
Depósitos lacustres	Pómez Blanca	Obsidiana
Depósito de ceniza, pómez y líticos (Oleada)	Pómez Gris	Vidrio
Depósito de ceniza, pómez y líticos (Masivo)	Granito	Cristales
Depósito de ceniza rico en bloques (Brecha de rezago)	Basalto-Andesita	Ignimbrit (antigua y Riolit)
Depósito de ceniza, pómez y líticos con desarrollo de fiammes (Ignimbrita soldada)	Pómez Negra	
Depósito de ceniza, pómez y líticos (Depósito de caída)		
Pipa de desgasificación		

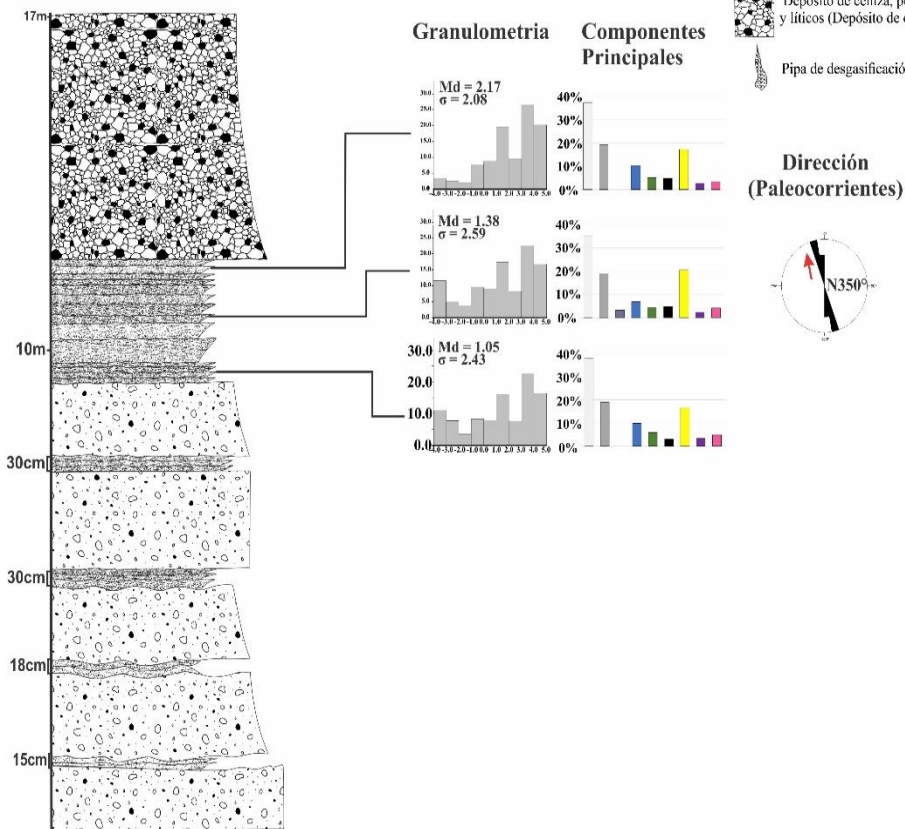


Figura 48. Sección estratigráfica donde se exponen las unidades de la cuarta fase en Venta de Astillero, al norte de la caldera. Los gráficos corresponden a las características granulométricas y los componentes principales en la sección

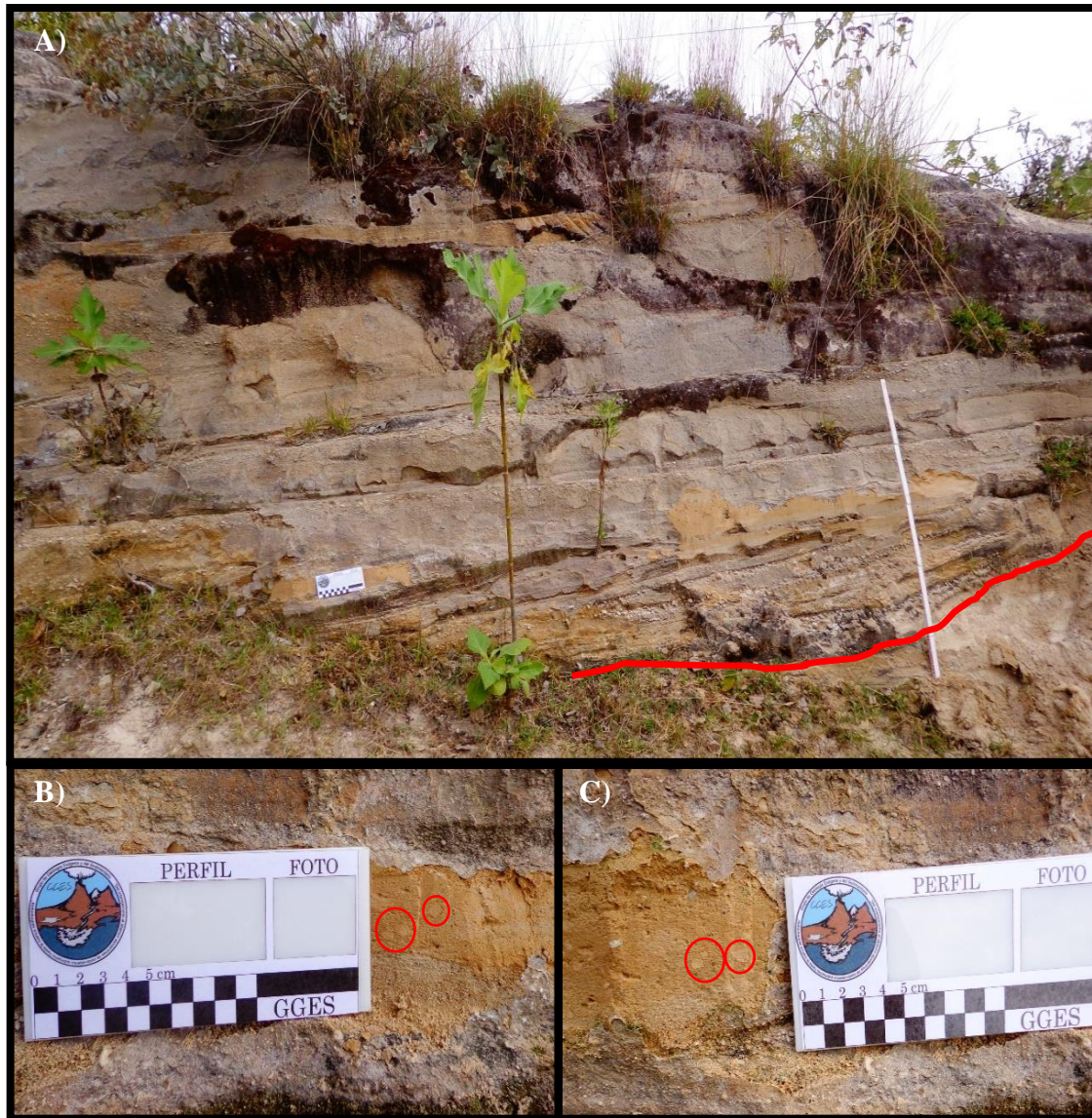


Figura 49. Depósitos de cuarta fase con laminaciones y estratificación cruzadas sobreyaciendo a los de la tercera fase III al norte de la caldera, (Venta del Astillero), delimitado por la línea roja. B y C) Detalle del mismo afloramiento, donde se muestran *lapillis* acrecionales, encerrados en círculos rojos.

Cantera sur (SE del volcán Planillas)

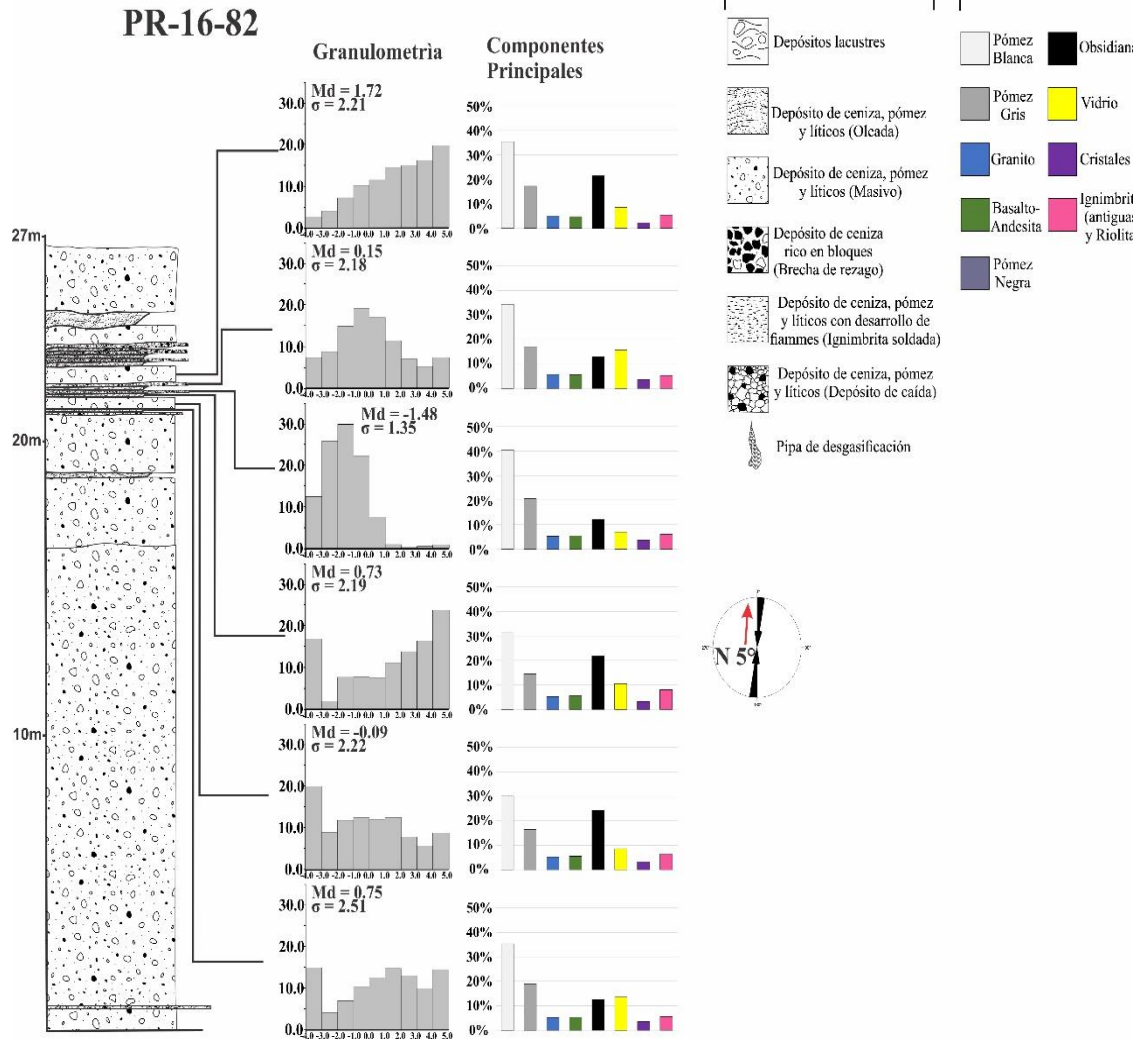


Figura 50. Sección estratigráfica donde se exponen las unidades de la cuarta fase eruptiva en el sector sur de la caldera, al suroriente del volcán Planillas. Los gráficos corresponden a las características granulométricas y los componentes principales en la sección.

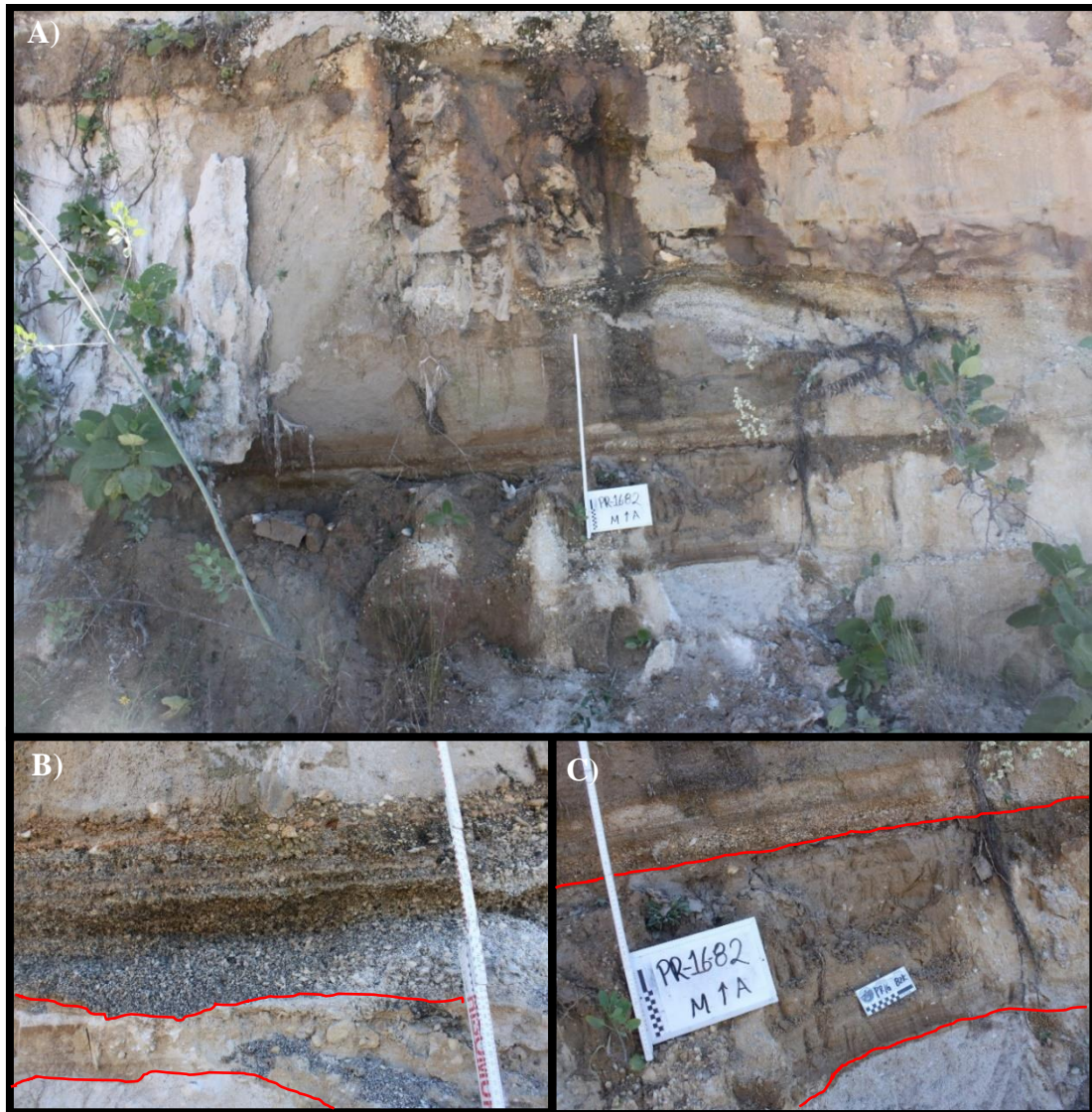


Figura 51. Al nororiente del volcán Planillas, A) depósitos de la fase eruptiva IV, sobreyaciendo a los depósitos de la tercera fase eruptiva, B) depósito de caída muy rica en líticos que intercala con depósitos de surge laminados y masivos y C) en el mismo afloramiento de A y B, depósitos de *surge* con estratificación cruzadas.

5.6. Unidad vulcanoestratigráfica de depósito de caída

Esta unidad vulcanoestratigráfica se interpreta como parte de la cuarta fase eruptiva y se trata de un depósito de caída que por su importancia en cuanto a potencia y dispersión se describe aparte, se encuentra separado por un contacto no erosivo de los depósitos de la tercera fase eruptiva en la parte poniente de la caldera (PR-16-78)), y coronando los depósitos de la cuarta fase eruptiva, aflora al W, SW y N-NE de la caldera (Figura 52 y 53 A y B), donde presenta espesores de 0.4 m a 1.15 m.

En el Arroyo La Cuartilla al N- NE de la caldera, al sur de la Mesa La Lobera, el depósito presenta un color gris- café (Figura 53 A), los depósitos están soportados clasto a clasto, presenta gradación normales y simétricas normal- inversa, contienen pómez de color blanca y gris con formas subangulosas- angulosas con diámetros de hasta 14 cm, así como líticos no juveniles de formas subangulosos-angulosos de obsidiana, ignimbritas y andesitas de hasta 5.5 cm de diámetro, el contacto en la base es no erosivo y el superior erosivo con depósitos fluviales. Mientras que, al poniente de la caldera, en los alrededores del Arroyo Las Ánimas, presenta 1.15 m de espesor y es de color gris claro con gradación simétrica inversa- normal, soportado grano a grano con pómez blanca y gris con formas angulosas- subangulosas con diámetros de hasta 12 cm, así como líticos no juveniles de formas angulares de obsidiana con diámetros de hasta 5.2 cm, de ignimbritas antiguas con diámetros de hasta 3.2 cm (Figura 53 B).

Granulometría

El análisis granulométrico de esta unidad litoestratigráfica que aflora en Arroyo Las Ánimas, una mediana de -0.95ϕ , mal clasificado (1.86ϕ), bimodal en -3.5 y -0.5ϕ . Los valores de *skewness* indican un comportamiento asimétrico positivo (0.84ϕ), mientras que la *curtosis* indica un comportamiento muy platicúrtico (Figura 54). Por otro lado, el grado de fragmentación el cual se calcula obteniendo el porcentaje de partículas menores a 0ϕ presentes en la muestra representativa del depósito, el cual presenta un valor del 41.56%.

Por otra parte, en Arroyo La Cuartilla, el análisis granulométrico revela rangos en la mediana de 1.29ϕ , el depósito es ligeramente bien clasificado que el depósito en Arroyo Las Ánimas (1.78ϕ), y es bimodal en -0.5 y -2.5ϕ . El valor de *skewness* indica un comportamiento simétrico positivo (0.34ϕ), mientras que la *curtosis* se comporta de

manera platicúrtica (Figura 55), con un grado de fragmentación ligeramente más bajo que en Arroyo Las Ánimas (39.17%).

Componentes

Los componentes principales en la unidad que aflora en Las Ánimas son pómez juveniles blanca y gris (38% y 19%) y no juveniles de obsidiana (17%), ignimbritas (8%), basalto-andesita (6%) y granito con solo el 3% (Figura 55). El análisis petrográfico de pómez permite reconocer el $Fd > Qtz > Px$.

A diferencia del Arroyo Las Ánimas el contenido de pómez juvenil blanca es de 32%, y el de pómez gris se mantiene (19%). Los componentes no juveniles son: obsidiana (19%), ignimbritas antiguas y riolitas (9%), basalto-andesita (9%) y granito con 5% (Figura 55).

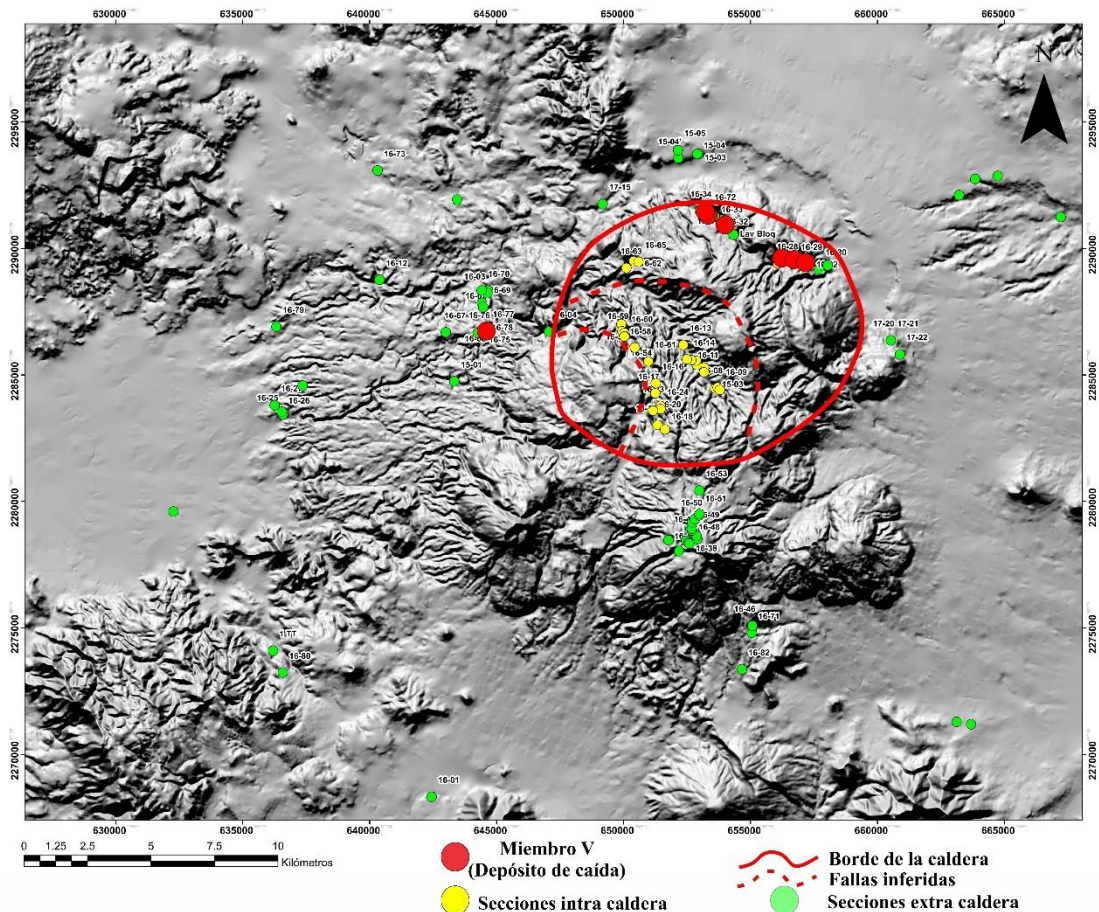


Figura 52. En círculos rojo se observan los puntos donde aflora la unidad de caída de la cuarta fase eruptiva.

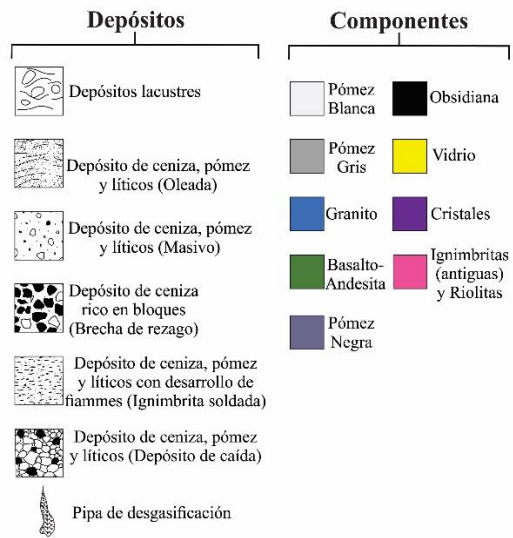


Figura 5. A) Deposito de caída (cuarta fase eruptiva) en Arroyo La Cuartilla, de 1.15 m de espesor. B) cerca de Arroyo Las Ánimas, poniente de la caldera, afloran el depósito de caída de 1.08 m de espesor sobreyaciendo los depósitos de la tercera fase eruptiva (limitado por líneas de color rojo).

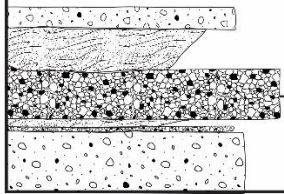
Arroyo Las Ánimas

PR-16-78

Simbología



5m



Granulometría

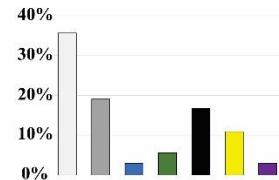
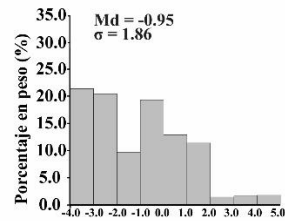


Figura 54. Sección estratigráfica cerca de Arroyo Las Ánimas donde aflora la unidad litoestratigráfica de caída, se muestran las características granulométricas y el contenido de componentes principales en el depósito de caída.

Arroyo La Cuartilla

Simbología

PR-16-33

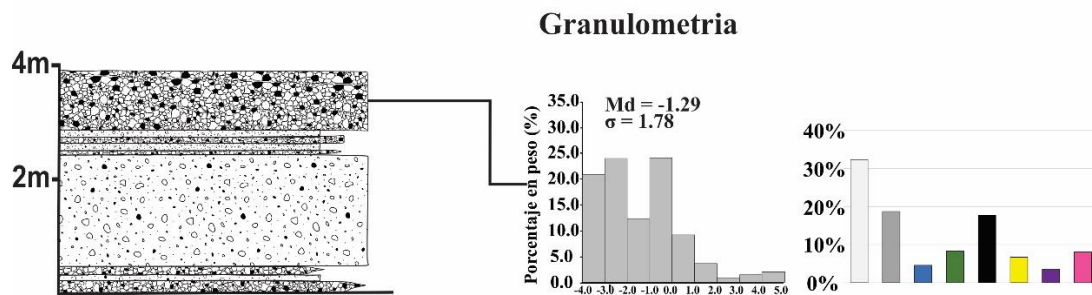
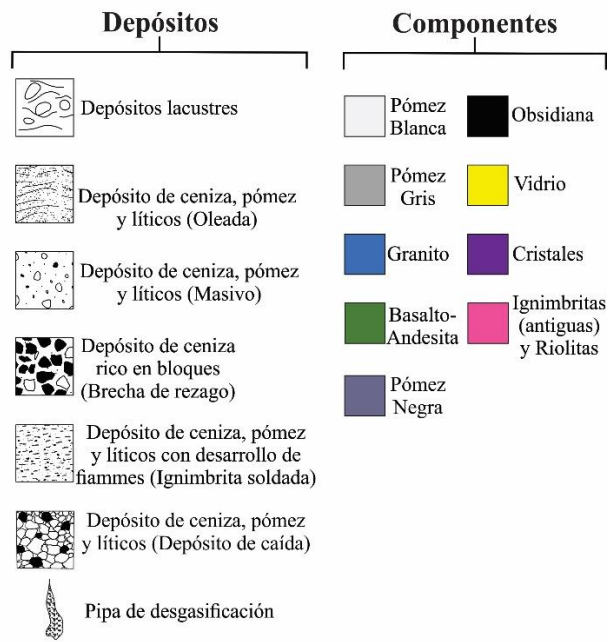


Figura 55. Sección estratigráfica en Arroyo La Cuartilla donde aflora la unidad litoestratigráfica de caída de la cuarta fase eruptiva, se muestran las características granulométricas y el contenido de componentes principales en el depósito de caída.

5.7 Geoquímica

El análisis geoquímico está basado en la composición química de las diferentes pómez as (blanca, gris y negra). Para el análisis, se seleccionaron 13 muestras de pómez juvenil de las distintas fases eruptivas que generaron la ignimbrita Tala, éstas se analizaron en el laboratorio Activation Labs, en Ontario, Canadá. Además, para complementar el análisis, se consideraron los datos químicos de las muestras publicados por Mahood (1981 a y b) y Clough (1981) que se incluyen en la tabla 4. En este capítulo y con base en el contenido de elementos mayores y trazas, se presenta una clasificación química de los magmas que dieron origen a la ignimbrita Tala, así como algunos aspectos relevantes que muestran detalles de petrogénesis de los magmas que generaron esta ignimbrita. Asimismo, se hacen algunas comparaciones con los resultados obtenidos en otros trabajos acerca de la composición y evolución geoquímica de los magmas que originaron la ignimbrita Tala (c.f. Mahood, 1981 a y b, Mahood y Charnick, 1985, Clough, 1980).

Tabla 4.- Elementos en pómez reportadas por Mahood (1981a y 1981; muestras TT-E, TT-L, 184, 252, 218) y Clough (1981; muestras G180, G566, G565, G564A).

Muestra	TT-E	TT-L	184	252	218	G180	G566	G565	G564A
Tipo de muestra	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez
Elementos									
SiO ₂	76.44	77.02	74.01	74.16	74.33	72.98	72.17	73.82	74.35
TiO ₂	0.09	0.13	0.09	0.13	0.13	0.15	0.11	0.12	0.09
Al ₂ O ₃	11.7	11.7	11.33	11.53	11.29	11.2	11.35	11.37	11.89
Fe ₂ O ₃	1.7	1.72	1.75	1.71	1.82	1.94	1.83	1.55	1.74
MnO	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.01
MgO	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.09	0.05	0.01	0.033
CaO	0.18	0.26	0.17	0.16	0.25	0.21	0.34	0.3	0.05
Na ₂ O	4.7	3.88	4.55	3.67	3.74	3.65	3.79	3.78	3.12
K ₂ O	4.72	4.81	4.57	4.75	4.64	4.77	4.56	4.88	4.58
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.02	0.02
LOI	0	0	0	0	0	0.4	1.36	0.63	0.12
TOTAL	99.62	99.62	96.56	96.19	96.3	95.46	95.62	96.52	96.003
H ₂ O	0	0	3.13	3.31	3.85	0	0	0	0
F	0.12	0.09	0.12	0.09	0.09	0	0	0	0
Cl	0.16	0.11	0.16	0.13	0.11	0	0	0	0
Sc	0.41	0.95	0.4	1.01	0.92	0.00	0.00	0.00	0.00
Be	0	0	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0	0	0	0	0	4	3	5	2
Cr	0	0	0	0	0	6	1	0.1	2
Co	0	0	0.3	0.4	0.7	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	0	4	4	4	3
Cu	0	0	0	0	0	6	56	7	4
Zn	179	114	173	105	110	84	99	90	110
Rb	275	171	266	174	165	137	169	157	212
Sr	0	0	0	0	0	3	0.1	0.1	0.1
Y	139	54	135	50	52	71	80	76	111
Zr	615	499	596	519	482	654	434	469	500
Nb	112	69	108	66	67	70	80	74	109
Mo	0	0	8	1	1	0	0	0	0
Sb	0	0	0.7	0.5	0.4	0	0	0	0
Cs	6.4	4.2	6.2	3.5	4.1	0	0	0	0
Ba	0	0	0	0	0	0.1	0.1	0.1	0.1
La	41	66	40	66	64	0	0	0	0
Ce	92	0	89	140	136	0	0	0	0
Pr	10	10	0	0	0	0	0	0	0
Nd	50	56	54	54	54	0	0	0	0
Sm	13.1	11.9	12.7	11.6	11.5	0	0	0	0
Eu	0.09	0.06	0.12	0.07	0.06	0	0	0	0
Gd	0	0	0.01	9.1	9.3	0	0	0	0
Tb	2.58	1.63	2.5	1.6	1.57	0	0	0	0
Tm	0	0	0.01	0.88	0.8	0	0	0	0
Yb	10.8	6.2	10.5	6	6	0	0	0	0
Lu	1.41	0.9	1.37	0.88	0.87	0	0	0	0
Hf	20	13.2	19.4	13.2	12.7	0	0	0	0
Ta	6.7	3.9	6.46	3.83	3.73	0	0	0	0
W	0	0	4.9	0.01	0.01	0	0	0	0
Pb	0	0	27	18	19	0	0	0	0
Th	27.3	18.9	26.4	19	18.2	18	18	21	24
U	9.5	6.2	9.2	6.1	6	0	0	0	0

5.7.1 Composición general

Los elementos mayores son elementos que se utilizan como base para la clasificación de rocas ígneas y son: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P, donde por su naturaleza las concentraciones de Ti, Mn y P son significativamente más bajas que las del resto de los elementos mayores (Rollinson, 1993). El principal uso de los elementos mayores es para la clasificación de magmas, mientras que los elementos traza se emplean para discriminar el ambiente tectónico, así como para definir procesos magmáticos asociados a un determinado marco tectónico.

La composición de elementos mayores (%m/m) y traza (ppm) de los clastos de pómez juvenil de la ignimbrita Tala (IT), colectadas en la caldera de La Primavera (CLP) se reportan en la Tabla 5.

Las pómez juveniles (blanca, gris y negra) en general muestran en lo general los siguientes valores en elementos mayores: %SiO₂ (71.38–75.42), Fe₂O₃^t (=1.96- 2.37), %MgO (=0.005- 0.5), %Al₂O₃ (=11.33- 12.83), %Na₂O (=2.57- 4.51), %K₂O (=4.33- 5.05). Otro aspecto importante en la composición de las rocas son los valores de pérdida por ignición (LOI= loss on ignition) que presentan un intervalo de 2.74 - 5%.

5.7.2 Clasificación química de roca.

Le Bas *et al.* (1986) proponen el diagrama de clasificación TAS (Total Alcalis- Silica), mostrado en la Figura 56 para la clasificación de rocas volcánicas, el cual puede ser empleado solo si:

1. Se trata de una roca volcánica.
2. Las proporciones mineralógicas no pueden ser determinadas debido a la presencia de vidrio o por la naturaleza de grano fino que presenta la roca.
3. Se disponen de análisis químicos de la roca.

Este diagrama tiene limitantes ya que está diseñado para rocas volcánicas frescas, y es inapropiado para rocas con altos contenidos de potasio y/o magnesio, y no debería ser utilizado en rocas intemperizadas o metamorfizadas, ya que el contenido de álcalis en las muestras tiende a ser movilizado. Sin embargo, Sabine *et al.* (1985) comprobó que muchas rocas meta volcánicas de bajo grado pueden ser satisfactoriamente clasificadas.

Tomando como base los análisis químicos de 13 muestras y usando el diagrama TAS, la ignimbrita Tala fue clasificada como de composición riolítica por su alto contenido de sílice (Figura 56, Tabla 5).

Tabla 5.- Composición de las muestras de la Ignimbrita Tala analizados en este estudio, elementos mayores (% m/m), traza y tierras raras (ppm).

Muestra	PR-15-01-A	PR-15-01-H1	PR-15-01-L	PR-15-03-A	PR-16-02-F	PR-16-08-C	PR-16-18 A	PR-16-25-A	PR-16-25-I	PR-16-27-G	PR-16-28 B	PR-16-33-I	PR-16-54-A
Tipo de muestra	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez
Elementos													
SiO ₂	74.77	73.34	72.82	75.42	71.38	73.89	73.1	73.4	73.23	71.89	73.92	74.11	74.17
TiO ₂	0.076	0.08	0.078	0.081	0.107	0.122	0.129	0.073	0.075	0.119	0.1	0.115	0.125
Al ₂ O ₃	11.51	12.38	12.19	11.52	12.83	11.33	11.96	11.35	11.54	11.91	11.34	11.4	11.75
Fe ₂ O ₃	1.96	2.03	1.93	1.97	2.18	2.29	2.3	2.06	2.05	2.33	1.99	2.12	2.37
MnO	0.039	0.043	0.039	0.042	0.04	0.035	0.049	0.043	0.04	0.043	0.038	0.044	0.041
MgO	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.01	0.05	0.005	0.005	0.04	0.005	0.005	0.03
CaO	0.12	0.14	0.15	0.16	0.2	0.24	0.2	0.1	0.11	0.3	0.19	0.26	0.17
Na ₂ O	4.3	4	3.91	4.51	3.5	2.82	2.57	3.93	3.85	3.5	3.83	3.72	3.66
K ₂ O	4.39	4.83	4.52	4.33	4.59	4.86	4.77	4.95	5.05	4.43	4.67	4.61	4.59
P ₂ O ₅	0.005	0.01	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.01	0.005	0.01	0.005	0.01	0.005
LOI	3.16	3.68	4.01	2.74	4.68	4.55	5	3.07	3.1	4.1	2.98	4.12	3.69
Sc	0.6	0.7	0.7	0.7	1.2	0.9	1.1	0.6	0.6	1.2	0.8	0.9	1.1
Be	11	11	12	11	7	5	6	10	10	6	6	6	5
V	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
Cr	2.5	2.5	2.5	17	21	2.5	17	26	2.5	2.5	12	7	20
Co	24	25	40	60	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Ni	0.5	0.5	0.5	0.5	4	8	5	7	5	4	5	5	9
Cu	0.5	3	11	0.5	14	11	7	7	6	8	7	6	11
Zn	159	186	163	152	137	100	113	169	171	115	112	108	104
Cd	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
S	0.003	0.015	0.007	0.002	0.005	0.005	0.003	0.005	0.003	0.006	0.003	0.004	0.003
Ga	33	31	32	31	33	23	29	30	33	27	27	23	27

Ge	2.7	2.6	2.8	2	2.5	1.7	2	2.6	2.6	2	2	1.9	2.1
As	5.4	6.6	5.4	3.9	5.2	5	5.4	4.6	7.7	2.3	2.1	2.4	4.6
Rb	245	243	257	237	183	155	165	248	266	181	173	150	152
Sr	1	1	1	1	4	1	7	1	1	16	1	1	1
Y	92.8	99.4	119	96	78.5	52.6	62.6	104	107	64.7	65.1	54.6	60.4
Zr	530	531	514	563	518	416	454	475	492	415	374	409	419
Nb	81.1	70	70.9	70	56.7	35.3	44.3	58.7	69.2	40.7	42.1	36.9	39.5
Mo	5	5	5	4	5	7	7	8	8	6	7	6	9
Ag	1.1	1.2	1.4	1.3	1.9	1.1	1.4	1.2	1.5	1	1	1	1
In	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.05	0.1	0.05
Sn	9	9	10	7	8	5	5	9	10	5	6	4	5
Sb	1.1	0.9	0.8	0.9	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.4	0.8	0.4	0.5
Cs	5.8	6.2	6.4	5.8	4	4.5	3.9	5.7	6	9.8	3.8	3.2	3.3
Ba	4	5	4	6	17	6	9	3	3	28	3	5	6
La	34.2	35.9	38.4	36.7	56.9	60.3	84.4	40.1	44.3	67.5	56.5	60.5	70.5
Ce	86.5	93.5	88.1	84.2	129	129	182	98.3	105	145	122	130	153
Pr	10.3	10.9	11.8	10.9	15	14.7	19.3	12.3	13.4	16.8	14.4	15	17
Nd	38.9	41.5	45.7	42.5	54.3	52.7	66.9	47.2	51.4	61.8	52.9	54.3	61.2
Sm	11.7	12.7	14.1	12.5	13.4	10.9	14.2	14.6	15	13.5	12.4	11.2	13
Eu	0.075	0.09	0.112	0.1	0.125	0.067	0.093	0.077	0.079	0.143	0.062	0.058	0.075
Gd	11.6	13.1	15.4	13.1	12.6	9.58	12	15.5	15.9	12.2	11.4	9.91	11.4
Tb	2.35	2.59	3.09	2.6	2.27	1.57	1.95	2.92	2.99	1.95	1.93	1.68	1.88
Dy	15.6	17	20.1	16.3	14.4	9.98	12.1	18.6	19.6	12.4	12.1	10.3	11.4
Ho	3.16	3.27	3.95	3.3	2.8	1.91	2.36	3.67	3.93	2.38	2.39	1.98	2.19
Er	9.32	9.9	11.8	9.8	8.34	5.75	6.79	11.1	11.7	7.04	6.92	5.95	6.73
Tm	1.41	1.52	1.85	1.49	1.27	0.877	1.02	1.65	1.77	1.07	1.06	0.889	0.998
Yb	9.22	10.1	12.2	9.7	8.48	5.78	6.9	10.9	11.5	6.96	7.01	5.97	6.65
Lu	1.36	1.4	1.79	1.4	1.29	0.905	1.02	1.54	1.68	1.08	1.08	0.92	1.02

Hf	19.8	17.2	17.5	17.9	13	7.7	10.9	12.3	15.4	8.8	9.3	8.1	8.9
Ta	7.74	7.82	8.3	7.9	7.29	4.03	5.28	8.51	9.32	5.11	5.13	4.14	4.68
W	220	298	367	464	9.7	1.9	4.2	11.3	14.4	10.7	1.8	1.4	2.6
Tl	0.71	0.64	0.61	0.025	0.56	1.31	0.7	0.81	0.84	0.62	0.62	0.57	0.59
Pb	25	26	24	23	27	19	24	30	31	22	23	19	22
Bi	0.2	0.2	0.3	0.1	0.2	0.3	<0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2
Th	24.8	26.8	29.2	25.3	25.2	17.4	23.6	27.1	30.6	20.7	20.5	17.7	19.9
U	9.83	10.5	11.1	9.7	8.38	5.81	6.88	11	12	6.99	7.09	6.1	6.59
Au	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Br	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	2.4	0.25	0.25	0.25
Ir	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
Se	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	4	1.5	1.5
W	220	298	367	464	9.7	1.9	4.2	11.3	14.4	10.7	1.8	1.4	2.6
Tl	0.71	0.64	0.61	0.025	0.56	1.31	0.7	0.81	0.84	0.62	0.62	0.57	0.59
Pb	25	26	24	23	27	19	24	30	31	22	23	19	22
Bi	0.2	0.2	0.3	0.1	0.2	0.3	<0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2
Th	24.8	26.8	29.2	25.3	25.2	17.4	23.6	27.1	30.6	20.7	20.5	17.7	19.9
U	9.83	10.5	11.1	9.7	8.38	5.81	6.88	11	12	6.99	7.09	6.1	6.59
Au	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Br	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	2.4	0.25	0.25	0.25
Ir	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
Se	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	4	1.5	1.5

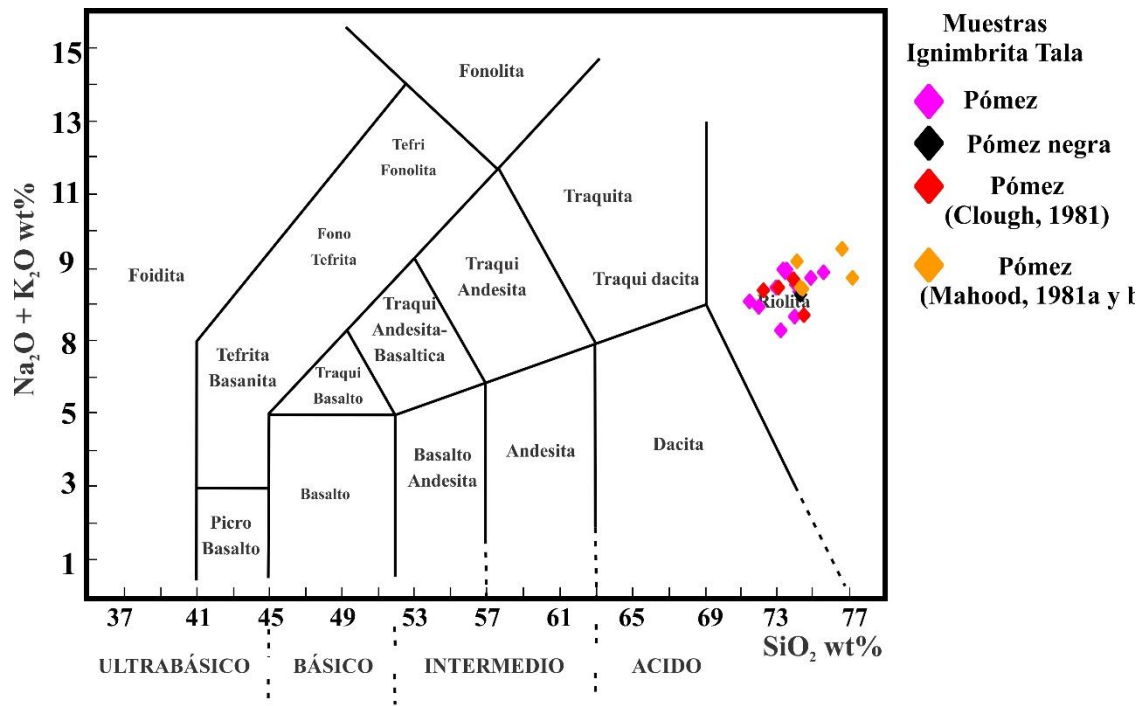


Figura 56.- Diagrama de clasificación TAS (Le Bas *et al.*, 1986) basado en las concentraciones de SiO₂ vs Na₂O + K₂O, donde se grafican las muestras de la ignimbrita Tala, así como las publicadas por Mahood (1980 y 1981 a y b) y Clough (1981).

Por otra parte, Winchester y Floyd (1977) propusieron un diagrama (Figura 57) para la clasificación de rocas volcánicas antiguas y alteradas, sin embargo, se ha probado su uso para secuencias volcánicas recientes (Wilson, 2007). La Figura 57 muestra la relación de elementos inmóviles Nb/Y vs. Zr/TiO₂, donde los resultados indican que las muestras de la ignimbrita Tala se ubica en el campo de las comenditas, las que son consideradas como una variedad riolitas peralcalinas cuya asociación mineral se componen de feldespatosódico > albita y cuarzo bi-piramidal.

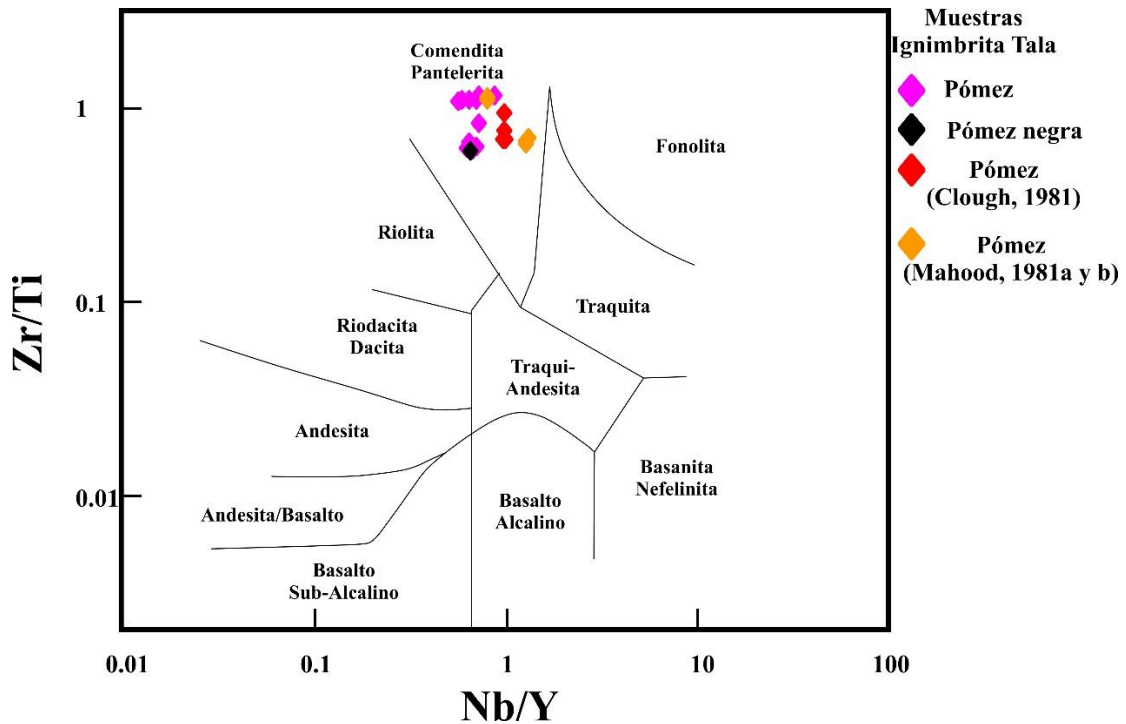


Figura 57.- Diagrama de clasificación para rocas volcánicas propuesto por Winchester y Floyd (1977) entre las relaciones Nb/Y vs Zr/Ti que grafica las muestras dentro del campo de comenditas- panteleritas.

Por otra parte, las muestras de la ignimbrita Tala, fueron graficadas en el diagrama de índice de aluminosidad de Shand (1951) (ACNK vs. ANK) donde las rocas muestran una tendencia de peralcalinas a peraluminosas, con ligeras tendencias a rocas meta aluminosas (Figura 58). Asimismo, la relación $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Irvine y Baragar, 1971) sugiere que las muestras de la Ignimbrita Tala pertenecen a la serie subalcalina (Figura 59), mientras que el diagrama propuesto por Middlemost (1975) indica que las muestras tienden a la serie potásica con relaciones en los porcentajes en peso de Na y K similares (Figura 60).

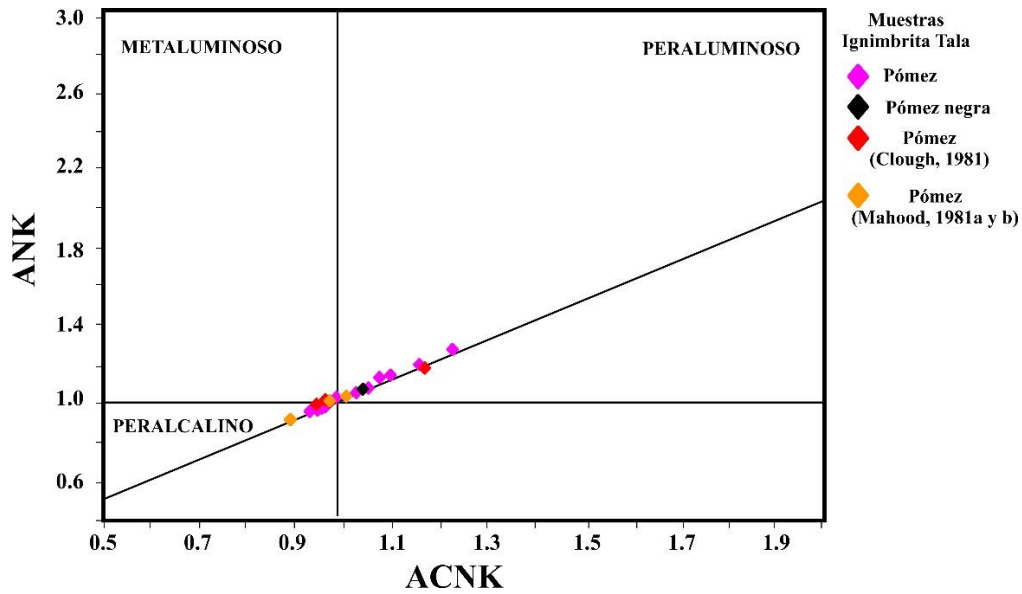


Figura 58.- Diagrama que muestra el índice de aluminosidad de Shand (1951) donde se enfrentan los valores molares $ACNK(Al_2O_3/[CaO+NaO+K_2O])$ vs $ANK(Al_2O_3/(Na_2O+K_2O))$ donde se grafican las muestras de la ignimbrita Tala de este estudio y los autores previos.

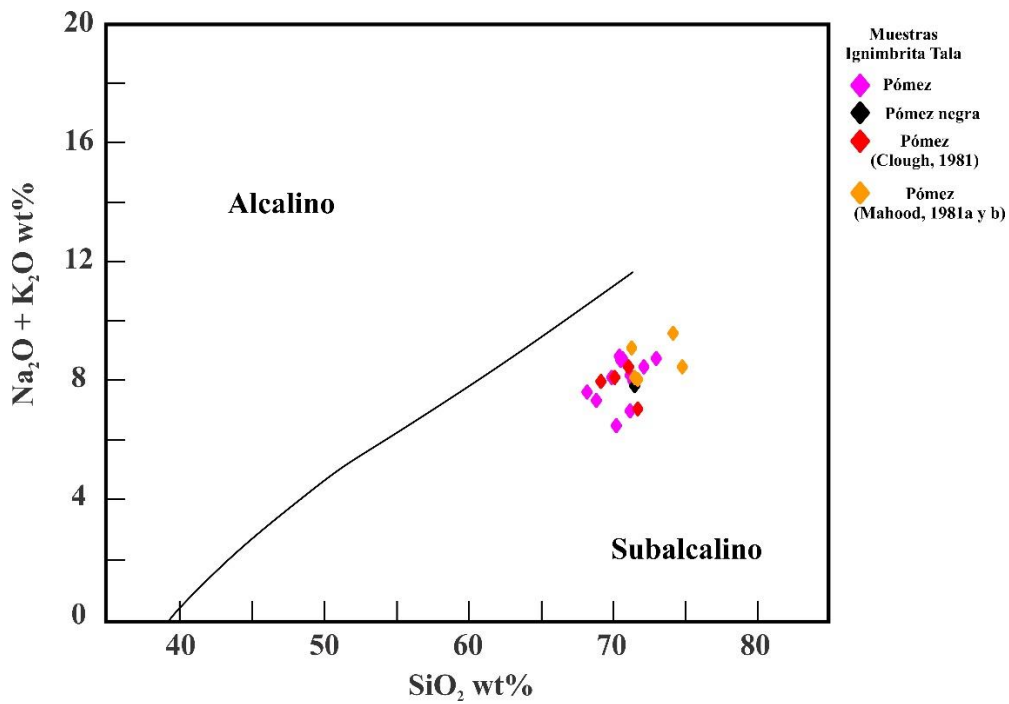


Figura 59.- Diagrama que enfrenta SiO_2 vs Na_2O+K_2O propuesto por Irvine y Baragar (1971). Las muestras de la ignimbrita Tala se ubican en el campo subalcalino.

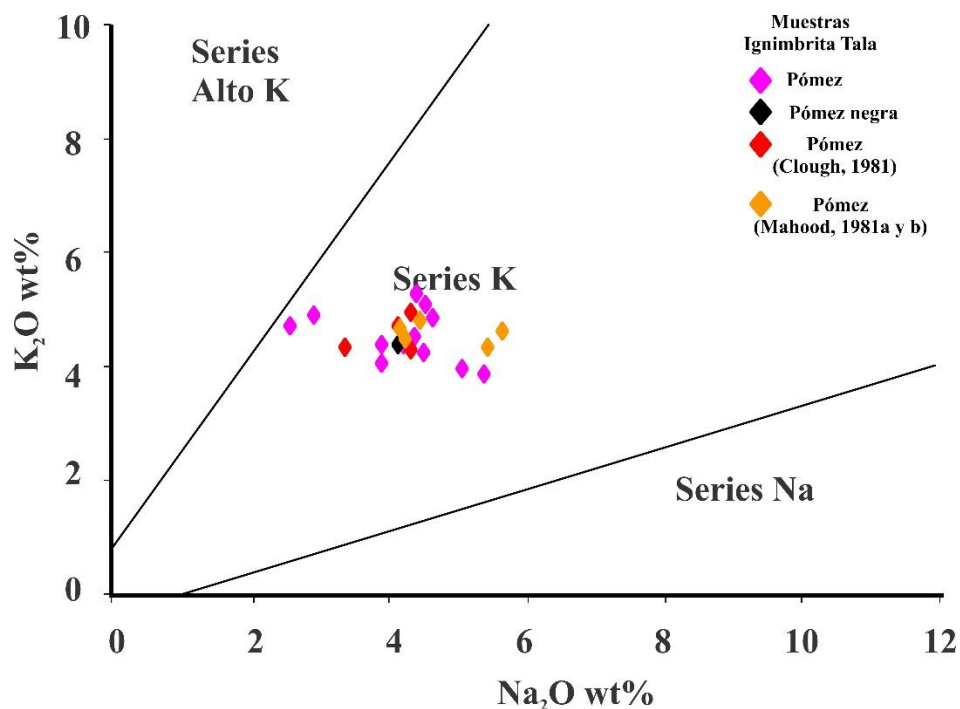


Figura 60.- Diagrama que enfrenta el porcentaje en peso de Na_2O vs K_2O ubicando las muestras de la ignimbrita Tala en la serie potásica.

5.7.3 Diagramas Harker

Harker (1909) señala que el contenido de SiO_2 va de la mano con la evolución magmática, y sus diagramas usan el eje de las abscisas para indicar el grado de evolución. Mientras que, en el eje de las ordenadas se van cambiando los óxidos restantes para mostrar variaciones y tendencias entre dos elementos, donde uno invariablemente es la sílice. Asimismo, en rocas ácidas es común comparar contenidos de elementos mayores y algunos elementos traza contra el contenido de SiO_2 .

Este tipo de diagramas (tipo Harker) evidencia de manera general por medio de una relación lineal negativa, cuando los valores disminuyen al aumentar el contenido de SiO_2 para los óxidos mayores con índices de correlación (r) que van de -0.19 a -0.69; TiO_2 ($r = -0.21$), Al_2O_3 ($r = -0.69$), K_2O ($r = -0.19$), Fe_2O_3 ($r = -0.33$), LOI ($r = -0.57$), MgO ($r = -0.37$), CaO ($r = -0.29$), con excepción del Na_2O que presenta una relación lineal positiva ($r = 0.42$), indicando que éste se incrementó conforme aumenta el contenido de sílice (Figura 61).

Por otro lado, en los análisis de elementos traza, solo se utilizaron los valores de nuestras muestras, debido algunos elementos traza no están presentados en las muestras de trabajos anteriores. Al respecto, el comportamiento de los elementos traza presentaron una tendencia lineal negativa con los siguientes índices de correlación: Cs ($r = -0.30$), Ba ($r = -0.65$), Sr ($r = -0.57$), Eu ($r = -0.66$), Ce ($r = -0.33$), Sm ($r = -0.49$), Nd ($r = -0.42$), Lu ($r = -$

0.10) con la excepción de Rb ($r= 0.08$), Zr ($r= 0.08$), Hf ($r= 0.21$), Nb ($r= 0.016$) que presentan un relación lineal positiva (Figura 62).

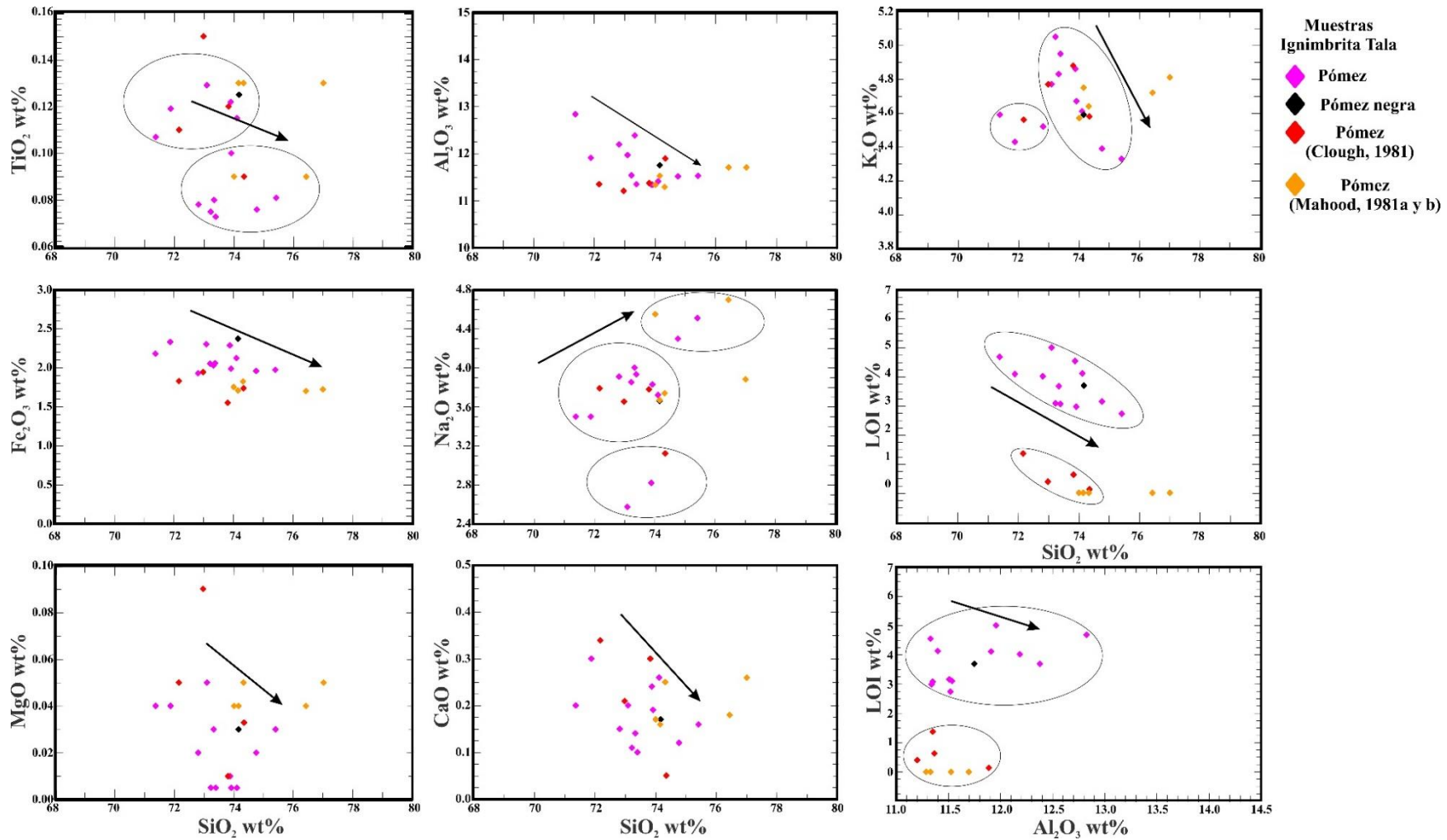


Figura 61.- Diagramas bivariantes (Harker) que muestran la relación del contenido de SiO_2 vs TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Fe_2O_3 , Na_2O , LOI, MgO, CaO y Al_2O_3 vs LOI, donde se grafican las muestras de la ignimbrita tala analizados en este estudio y las analizadas por autores previos.

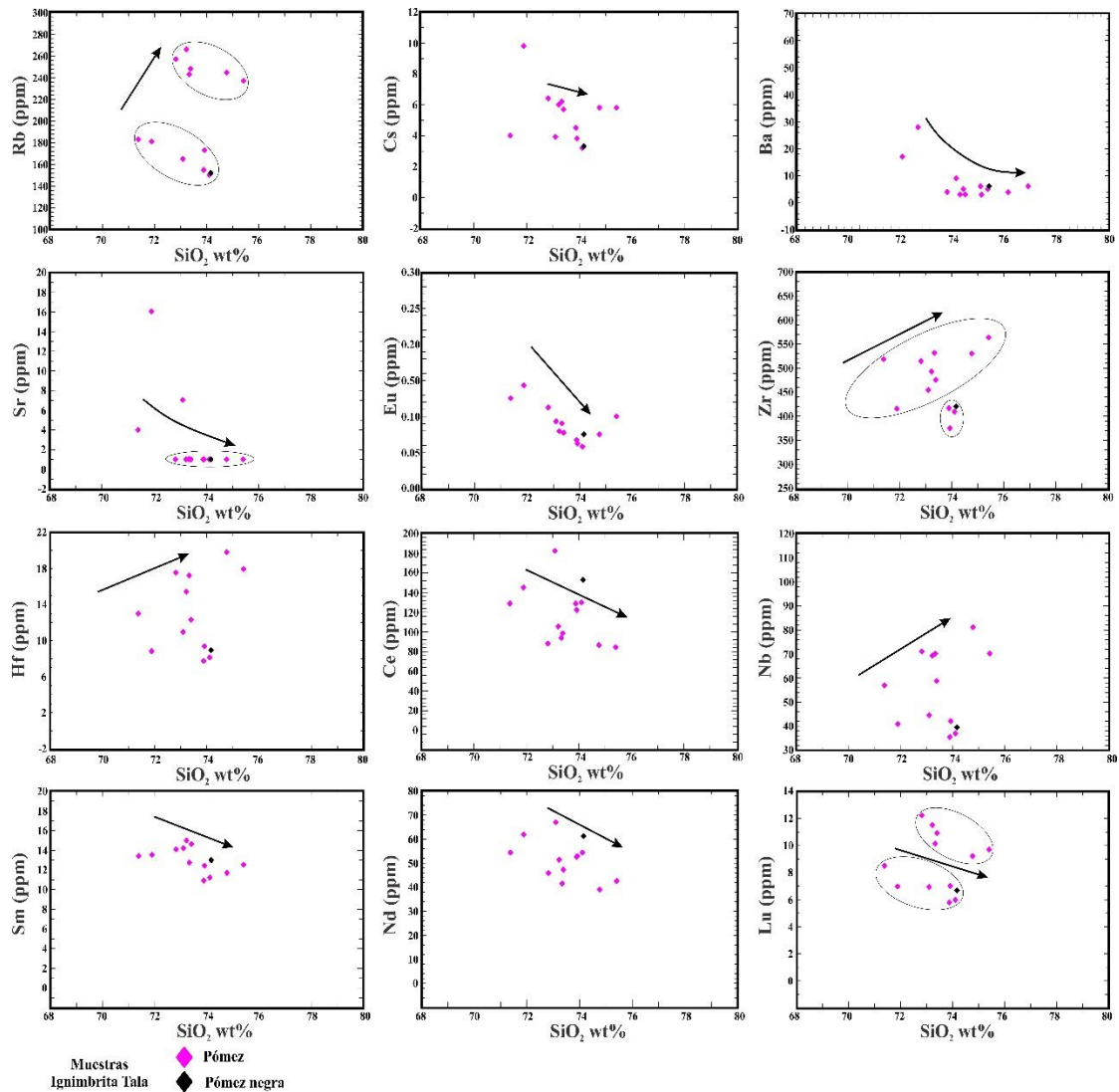


Figura 62.- Diagramas bivariantes (Harker) para algunos elementos traza, mostrando la relación negativa de SiO₂ vs Cs, Ba, Sr, Eu, Ce, Sm, Nd, Lu y algunos con relaciones positivas en SiO₂ vs Rb, Zr, Hf y Nb.

5.7.4 Elementos traza

Los elementos traza incompatibles se concentran principalmente en la porción líquida mas que en la sólida. Estos son subdivididos en dos grupos de acuerdo a la relación valencia- radio iónico: los de alto radio iónico y bajo campo de esfuerzo “*Large ion lithophile elements*” (LILE) y los de bajo radio iónico y alto campo de esfuerzo “*High field strenght elements*” (HFSE).

Los elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) incluyen: K, Rb, Cs, Ba, Sr, Pb⁺², Eu.

La cantidad de Rb en las muestras es alto con respecto a la Corteza Continental Superior (CCS), con un rango de 150 a 266 ppm, asociado principalmente a minerales potásicos,

probablemente, a la presencia de feldespato, mostrando una ligera correlación positiva con respecto al contenido de SiO₂.

El contenido de Cs en las muestras presenta un rango 3.2 a 9.8 ppm, muy similares a los que presenta la CCS (7 ppm), mientras que los contenidos de Ba son muy bajos (3-28 ppm) con relación al promedio en la CCS (700 ppm), posiblemente asociado al fraccionamiento de las plagioclasas en el magma (Wedepohl, 1995).

Los valores de Sr en las muestras son muy bajos (1-17 ppm) con respecto al promedio en la CCS (350). Las bajas concentraciones en las muestras se pueden también asociar al fraccionamiento en plagioclasas.

Las cantidades de Eu se presentan en un rango que va de 0.058 a 0.14 ppm, lo cual indica que son valores bajos comparados con lo de CCS (0.95, Wedepohl, 1995), y los bajos contenidos se les atribuye a procesos de fraccionamiento de plagioclasa.

Por otra parte, los elementos de bajo radio iónico y alto campo de esfuerzo “*High field strenght elements*” (HFSE) incluyen elementos como el Th, U, Ce, Pb⁺⁴, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta.

Los contenidos de Th, U y Pb son ligeramente enriquecidos comparados con el promedio en la corteza (10.3 y 2.5 ppm, Wedepool, 1995).

El contenido de Zr y Hf en las muestras presentan una relación lineal positiva con respecto al SiO₂ y se observa con valores enriquecidos en las muestras, lo que indica una afinidad con respecto a la CCS (Taylor y McLennan, 1985)

Los contenidos de Ce son altos en las muestras (84-182 ppm) con respecto a los que presenta la CCS (65.7 ppm, Wedepool, 1995).

El contenido de Nb en las muestras de la ignimbrita Tala es alto con valores de 35- 80 ppm, mientras que los valores promedio en la corteza rondan la 9.8- 26 ppm, además asociado a esto, los valores de Ta son también altos con respecto a la corteza, esto se debe a que, durante la diferenciación magmática, estos elementos fuertemente relacionados, se acumulan.

Diagrama de lantánidos (tierras raras) normalizados a condrita.

De acuerdo con los patrones de lantánidos normalizados a condrita (Sun y Mc Donough, 1989), las muestras de la ignimbrita Tala (Figura 63) muestran un enriquecimiento en

lantánidos ligeros con valores de hasta 33* condrita, el diagrama presenta una marcada anomalía en Eu, utilizando el método descrito por Taylor y McLennan (1985), asociado a la fracción de plagioclasa (Eu/Eu^*N : promedio = 0.021207). El patrón de los lantánidos pesados es plano asociado a rocas volcánicas félsicas.

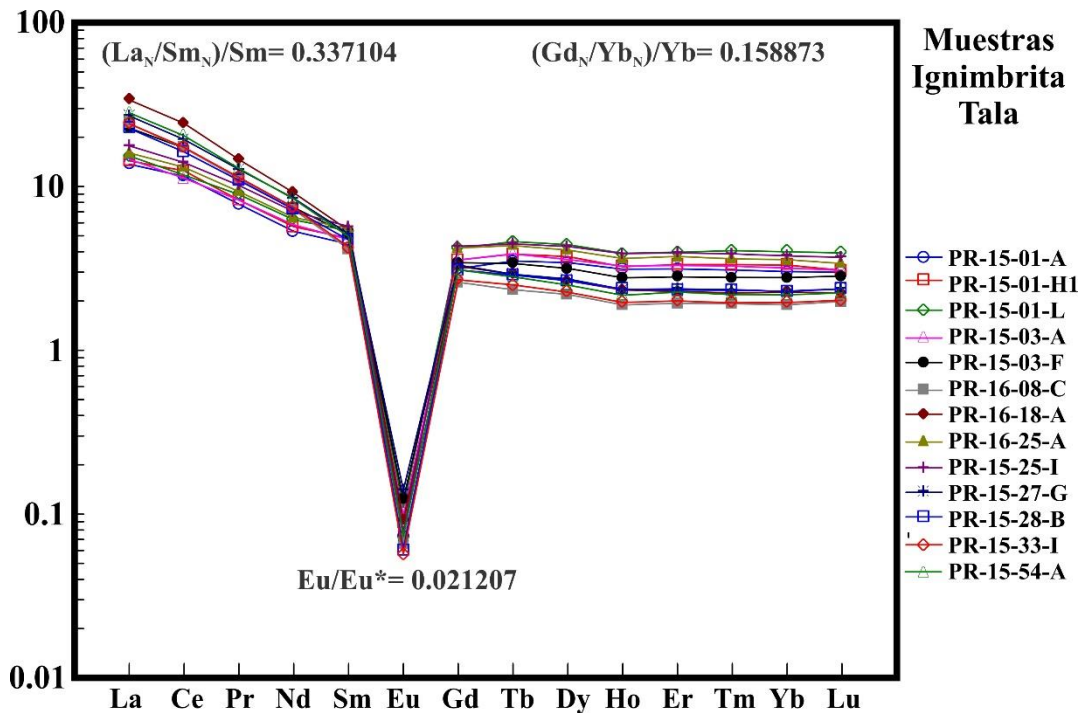


Figura 63.- Diagrama de lantánidos para las muestras de pómez de la ignimbrita Tala, normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989).

5.7.5 Ambiente Tectónico

Los elementos inmóviles son bastante útiles para determinar el ambiente tectónico, en el que el magma original fue generado. Por lo tanto, en el presente estudio se emplearon los diagramas de discriminación tectonomagmática propuestos por Pearce (1984) y Harris *et al.* (1986), donde, las muestras de la ignimbrita Tala presentan relaciones de elementos inmóviles relacionadas a granitos intra-placa “Within Plate Granites” (WPG, Pearce, 1984; Figura 64 a y b) y vinculadas a un vulcanismo intra-placa de acuerdo con el diagrama de Harris *et al.* (1986; Figura 64 c).

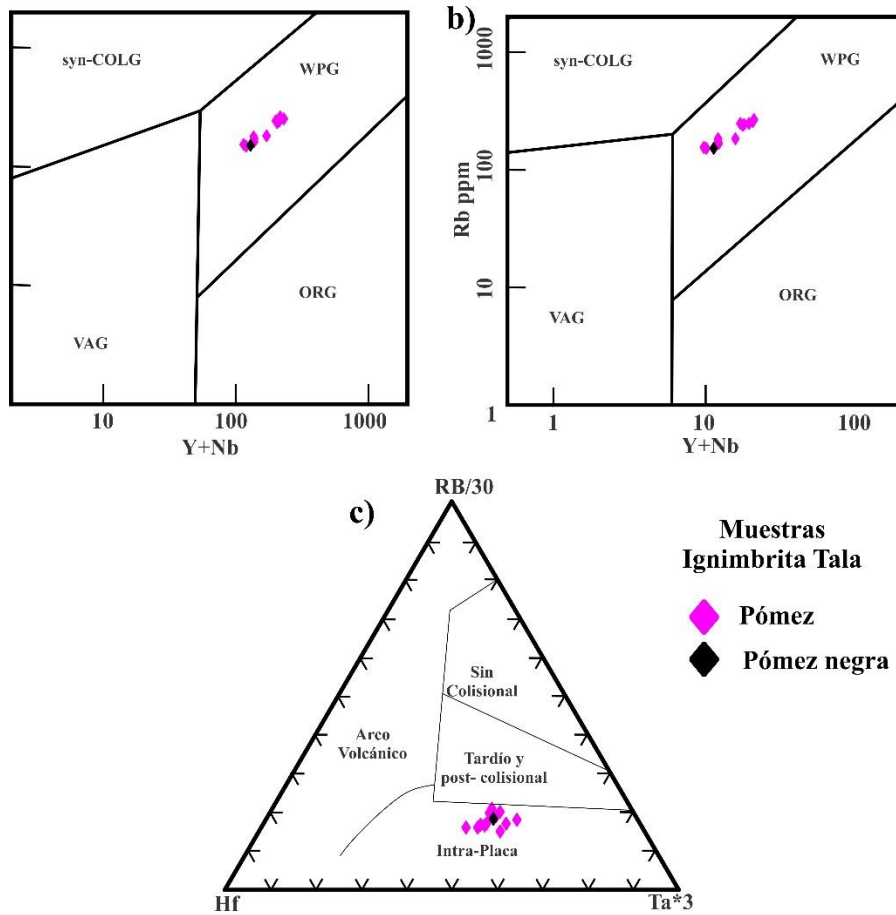


Figura 64.-Diagramas de discriminación tectonomagmática para las muestras de la ignimbrita Tala. Los diagramas Y+Nb vs Rb (a) y Yb+Ta vs Rb (b) fueron propuestos por Pearce (1984). Los campos son syn-COL (*syn-collision granites*), WPG (*within plate granites*), VAG (*supra-subduction zone ocean ridge granites*) y ORG (*ocean ridge granites*) y el diagrama ternario Rb/30-Hf-Ta*3 (c) propuesto por Harris *et al.* (1986).

Discusión

Mecanismo de formación y tipo de caldera

La formación y desarrollo de la caldera de La Primavera no se podría entender sin tomar en cuenta el contexto tectónico en el que está ubicada, asociado a un *rift* continental, formado por un punto triple conformado: por los *rifts* de Colima, Chapala y Tepic-Zacoalco (Bloque Jalisco; Stock, 1993). La caldera de La Primavera se ubica ~ 40 Km al norte de esta unión triple, por tanto, la interacción entre esfuerzos de carácter regional y local derivados del mismo desarrollo de la caldera, han determinado las características vulcanotectónicas de la caldera de La Primavera.

Sobre el papel que juega la tectónica regional y en particular en ambientes extensionales, se han desarrollado una serie de modelos analógicos donde se han simulado los procesos de colapso y resurgencia, que han ayudado a entender los procesos vulcanotectónicos en el desarrollo de una caldera (c.f Troll *et al.*, 2002; Bosworth, 2003; Acocella *et al.*, 2004; Acocella, 2007; Marotta y de Vita, 2014), destacando los trabajos relacionados con la caldera Glencoe, Escocia (Moore y Kokelaar, 1998) y la zona volcánica Taupo, Nueva Zelanda (Spinks *et al.*, 2005), donde es evidente el papel que ha jugado la tectónica extensional en la arquitectura de las calderas.

Los rasgos estructurales regionales realizados con alinamiento de conos cineríticos y grandes estratovolcanes (Tequila, Ceboruco etc), en las inmediaciones de la caldera de La Primavera, son claras evidencias de que está emplazada sobre un lineamiento de carácter regional WNW- ESE, asociado al desarrollo del *rift* Tepic-Zacoalco (Figura 65).

No obstante que 44 km al SE de la caldera se presenta una serie de lineamientos W-E relacionados al *rift* de Chapala, es claro que estructuras locales preexistentes con dirección NW-SE asociadas al *rift* Tepic-Zacoalco, son las que estarían influyendo en la forma elongada o elíptica de la caldera, donde el eje mayor se alinea ya sea de manera oblicua o paralela a la extensión regional, tal y como lo ha sido propuesto en distintos modelos de formación de calderas (Bosworth, 2003; Acocella, 2007, Marotta y de Vita, 2014). En el presente trabajo se delimitó el anillo caldérico con base en la ubicación de brechas de rezago (Figura 18), además por el evidente anillo de domos post-caldera aparentemente emplazado sobre el límite estructural de la caldera. El anillo presenta una forma elíptica con el eje mayor orientado WSW-ENE perpendicular al plano de mayor extensión. Este anillo caldérico está delimitado al N por la lineación de domos de Mesa La Lobera, al

oriente por el flanco oriental del domo El Chapulín, al S cortando los domos, Culebreado, Tule e Ixtahuatonte, y al poniente por el domo El Pedernal.

Existen estructuras dentro de la caldera que permiten inferir la influencia de fallas regionales NW- SE en el desarrollo de estructural locales (arco de Arroyo Hondo), durante el proceso de formación de la caldera, JICA (1986) reporta fallas con orientación NE- SW mediante la perforación de pozos (Figura 66), mientras que Bolos *et al.*, 2019 reportan fallas con la misma orientación asociadas a la actividad fumarólica del sector intra- caldera en la caldera de La Primavera. Esto aunado a las evidencias de campo asociadas a la presencia de brechas de rezago delimitando el anillo de la caldera, y en la parte central al SSW del domo Nejahuete, donde es evidente el levantamiento de un bloque que conforma el domo El Nejahuete y domo Cerro Alto, así como un claro desnivel en hacia el poniente y norte de la caldera (Figura 67), que podría indicar un desplazamiento entre los bloques. Ambos rasgos parecen mostrar el movimiento de bloques independientes, lo que dió paso al desarrollando una caldera con un modelo mixto en rompecabezas o en bloques y bisagra (*piecemeal y trap door*; Miura, 2005) similar a el modelo de la caldera Valles -Toledo, USA (Goff y Grigsby, 1982) y en Dorobu, Japón (Miura y Tamai, 1998), producto de la actividad de colapso-resurgencia.

La actual configuración de la caldera parece responder a los modelos propuestos por Marotta y de Vita (2014), donde la extensión regional genera un graben delimitado por dos fallas normales con bordes opuestos, donde primero se desarrolló el colapso del techo del cámara magmática y la posterior resurgencia de este, genera una serie de fallas normales e inversas y antitéticas resultado del campo de esfuerzos con dirección SW- NE, donde las antitéticas se forman como producto de la constante extensión y la resurgencia de la caldera formando bloques con distintas elevaciones (c.f. Marotta y de Vita, 2014).

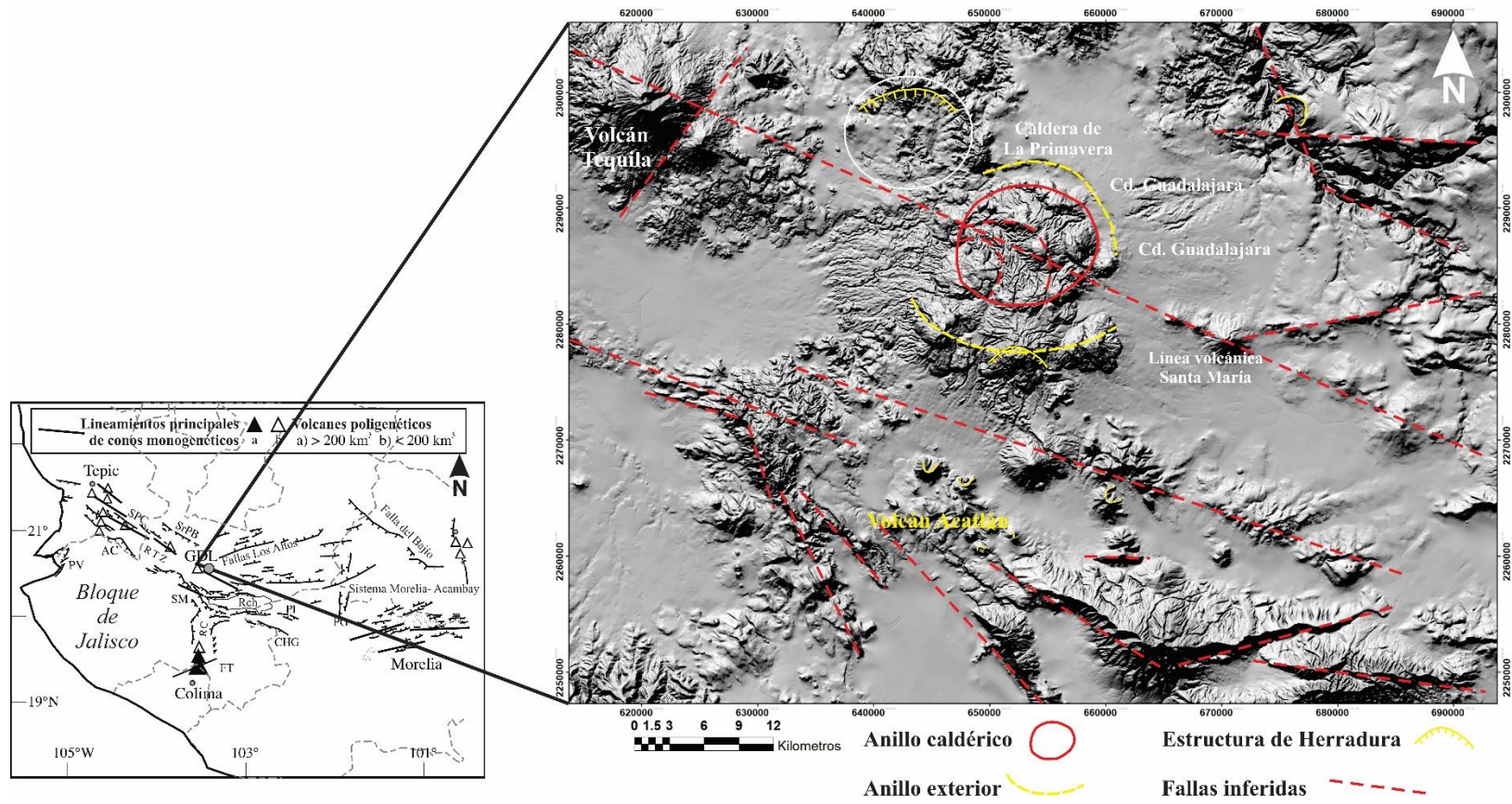


Figura 65.- Modelo digital de elevación en escala de grises (modificado de Mazzarrini *et al.*, 2010) muestra la localización de la caldera de La Primavera y sus cercanías con el punto triple asociado a los *rifts* de Tapeic-Zacoalco (RTZ), Chapala (RCh) y Colima (RC), marcando los lineamientos principales asociados. El mapa a color muestra los lineamientos asociados a la caldera con respecto a los volcanes adyacentes, remarcando los lineamientos volcánicos principales, anillo de la caldera y fallas inferidas posiblemente relacionadas a la tectónica extensional que generó la caldera de La Primavera.

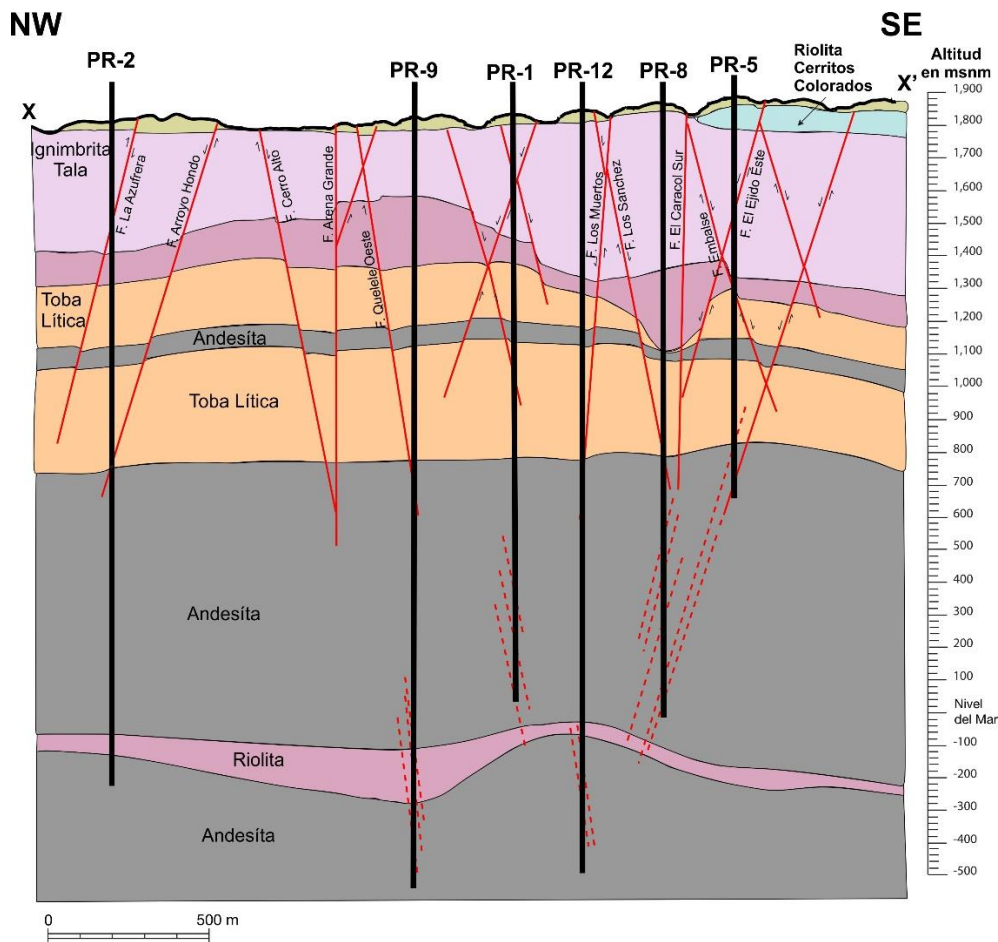


Figura 66.- Perfil estratigráfico con perforación de pozos y fallas en el centro de la caldera reportados por JICA (Japan International Cooperation Agency)

Las etapas de formación de la caldera son bastante similares a los modelos de evolución de Smith y Bailey (1968) y los de Colle (2005) donde al inicio de formación de la caldera se presenta un levantamiento regional en relación con el ascenso de magma, acompañado de constante actividad de tectónica extensional, donde primero se genera un vulcanismo efusivo pre-caldera al NW y al SW de la caldera (Figura 68). Para posteriormente, aprovechando las zonas de debilidad asociadas a fallas regionales, el magma asciende para formar caldera y el emplazamiento de ignimbritas (*syn caldera*).

Durante esta etapa se emplazó la ignimbrita Tala, con un volumen que oscila entre 15 km³ según Demant y Vincent (1978), 20 km³ y 700 km² según Mahood (1980) y 23 km³ según Wright et al., (1981). Sin embargo, en el presente trabajo se determinó un área de 789 km² la cual está basada en los resultados del trabajo de campo (columnas

estratigráficas), perfiles de perforación de pozos por JICA y puntos de verificación, mientras que, el volumen es la suma de los promedios de los espesores medidos en cada sección estratigráfica (32 m promedio) más las perforaciones realizadas por CFE en la parte central de la caldera multiplicadas por el área implicada, dando como resultado 26.6 km³.

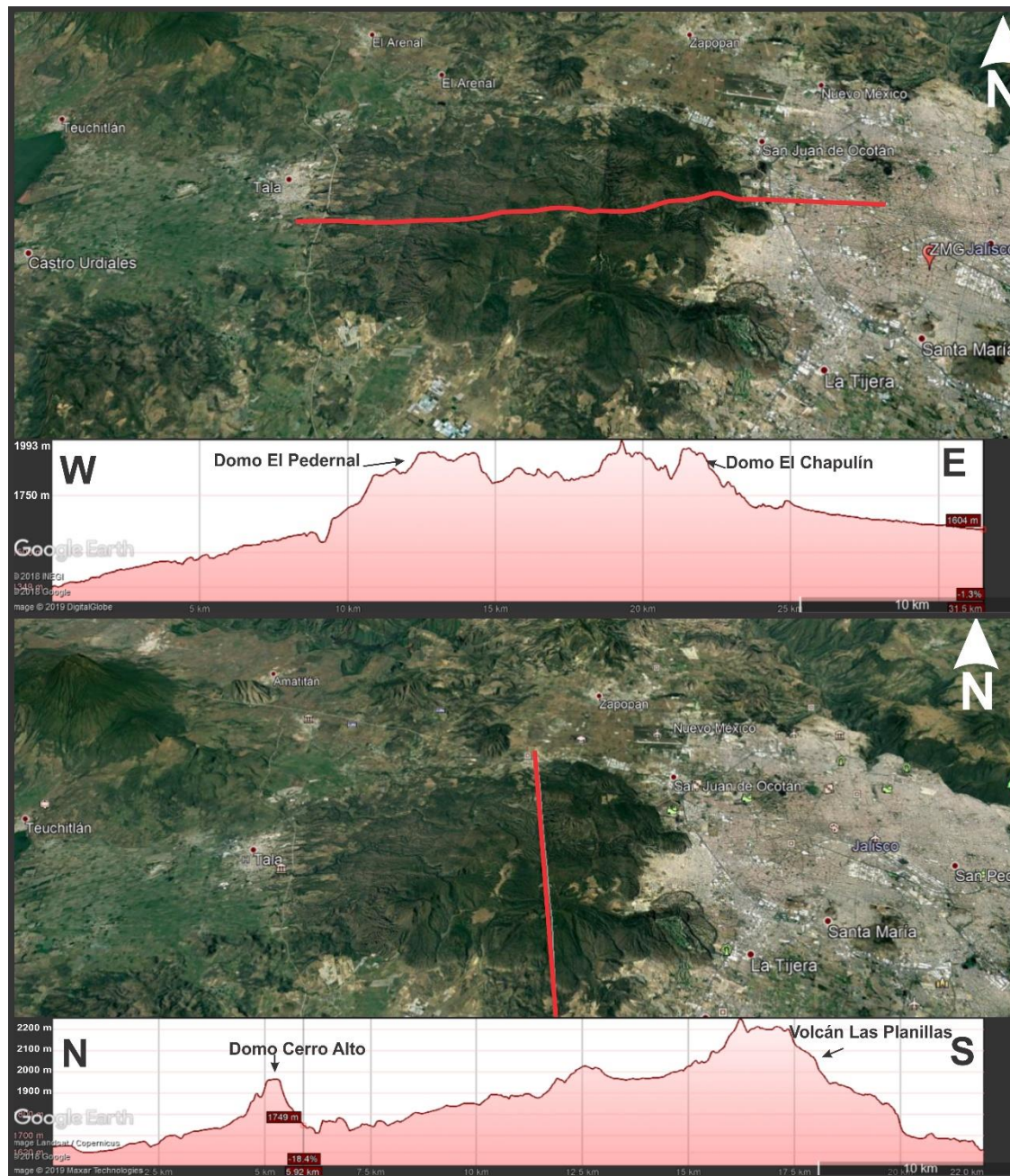


Figura 67.- Perfiles altimétricos W-E (arriba) y N- S (abajo) de la caldera Primavera con exageración 1:3, donde se observa una ligera pero mayor inclinacion hacia el W y N de la caldera (imagen extraída de Google Earth, 2018).

Con la idea de contrastar los resultados de este trabajo con anteriores, a continuación, se hace un resumen de la descripción de los depósitos de la ignimbrita Tala propuesta por al menos dos autores. Mahood (1980 y 1981) considera tres unidades de formación de la caldera: pre-caldera, sin-caldera y post-caldera, de las cuales, la ignimbrita Tala es la unidad de formación sin-caldera y la divide en al menos tres unidades separadas localmente por depósitos fluviales. Por otro lado, Wright *et al.*, (1981) mencionó que la ignimbrita presenta varias unidades de flujo las cuales se intercalan con *surges*, lahares y depósitos fluviales que se presentan entre dos depósitos de caída. Sin embargo, los resultados del estudio estratigráfico mostraron que el emplazamiento de la ignimbrita Tala, fue más complejo de lo que se ha reportado, y fue producto de al menos 4 fases eruptivas, cada una caracterizada por uno o varios mecanismos eruptivos, tanto magmáticas como freatomagmáticas, lo que sin duda es el producto de la influencia de factores internos tales como las características físico-químicas del magma y factores externos como el flujo de agua subterránea, las características estructurales, del sustrato y topográficas (Németh y Kereszturi, 2015), las cuales jugaron un papel determinante en la generación de las diferentes fases eruptivas que en conjunto forman la ignimbrita Tala.

Lavas pre-caldera

Estas unidades que afloran al sur a manera de lavas de composición basáltica y andesítica (Luhr y Lazaar, 1985); al surponiente de la caldera afloran los depósitos de la ignimbrita Acatlán (Wright y Walker, 1977), hacia el oriente de la caldera aflora la ignimbrita San Gaspar y los depósitos de la ignimbrita Guadalajara. Al nororiente se compone de lavas dacíticas y riolíticas ricas en fenocristales con edades de 2.4 Ma (Mahood y Carmichael, 1985). Mahood (1980) reporta lavas y domos de composición riolítica con un contenido de cristales (10%) con edades de 120 a 100 Ka, estas están compuestas al N por el domo Rio Salado y el flujo Cañón de las Flores y el domo Mesa El León datado en 100 Ka, mientras que, al sur afloran un grupo de lavas afíricas y porfíricas pobremente expuestas (Figura 68).

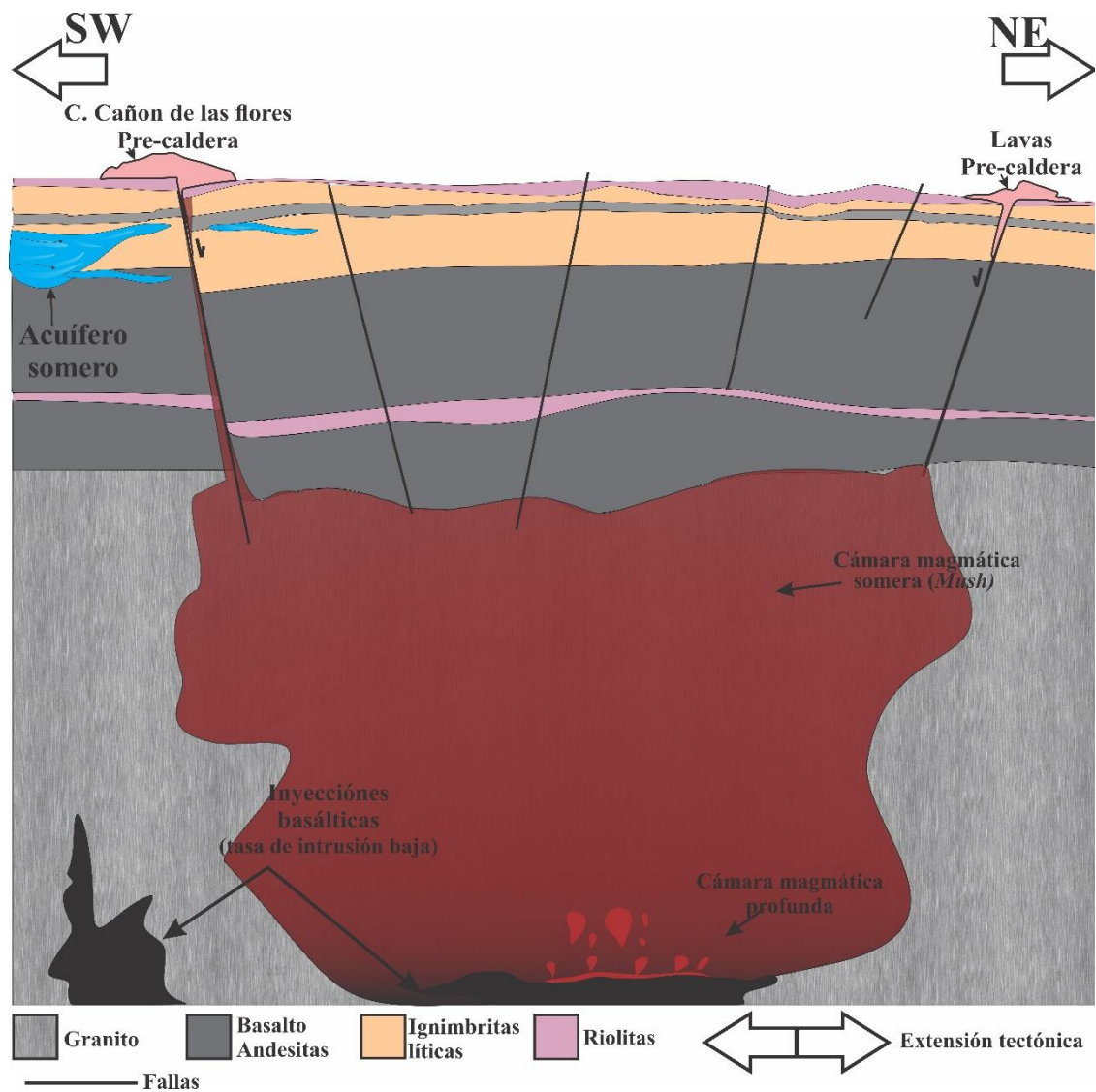


Figura 68.- Generación de etapa pre-caldera (lavas) en la caldera de La Primavera, se muestran las unidades estratigráficas previas al desarrollo de la caldera en un sistema extensivo y la generación de fallas. También se muestra una configuración inferida de la cámara magmática del vulcanismo asociado a la caldera.

Primera fase eruptiva (brecha de rezago)

Uno de los problemas asociados al emplazamiento de las *PDC's* asociadas a la ignimbrita Tala, es la ubicación del punto de aporte de material piroclástico, ya que no existe como tal un conducto que explique el emplazamiento de las distintas fases eruptivas de la ignimbrita Tala. Dada la génesis de los depósitos, la (s) zona (s) de aporte o fuente (s) se ha inferido por la presencia de depósitos de co- ignimbritas o brechas de rezago.

Un depósito de brecha de rezago es aquella que se deposita, debido a la dinámica y diferencias en la densidad de flujo, se caracteriza por desarrollarse cerca del sitio de salida, producto de colapso de una columna eruptiva y por la incapacidad de ésta de soportar clastos demasiado grandes y pesados o de incorporarlos y transportarlos grandes distancias como parte de los *PDC's* (Wright y Walker, 1977). Existen dos modelos de emplazamiento para las brechas de rezago: *i*) por colapso de la columna en la zona de deflación en la cual deja los fragmentos grandes y pesados que no pueden ser acarreados en el resultante flujo piroclástico (Wright y Walker, 1977) y *ii*) como de una capa gigante depositada por una corriente de densidad sostenida, en donde los lentes irregulares de brecha lítica pobre en ceniza, cercanos a la fuente, se deben a una vigorosa elutriación durante el asentamiento de los bloques, los que desplazan al gas con ceniza y pómez (Branney y Kokelaar, 1997).

En el caso de las brechas de rezago de la ignimbrita Tala se puede dividir en dos facies: *i*) soldada, ubicadas en el centro de la caldera al SW de domo el Nejahuete y al NE en Arroyo Boca de Arena (Figura 23 y 24) y *ii*) no soldadas, ubicadas en varios sectores de la caldera que indican que su emplazamiento fue através de varios puntos asociados a fallas o fracturas casi anulares y no por un solo conducto central como lo proponen varios autores (c.f. Mahood, 1980 y Wright, 1981; Figura 18)

La facies soldada, probablemente es producto de una mayor temperatura de emplazamiento y compactación por carga, ya que en Arroyo Hondo se observa el mayor espesor de esta facies (Figura 24 a y 25), el desarrollo de *fiammes* su imbricación parece mostrar que el soldamiento se desarrollo al momento del depósito y que no es un proceso posdeposicional (Braney y Kokelaar, 1992, 2002) y aunque en Arroyo Boca de Arena el espesor medido no es considerable, no se observó la base del depósito (Figura 24 c-e y 25). La imbricación de clastos ayudaron a determinar paleo-corrientes con variación en la dirección al W al SW y al SE principalmente, lo que indica una dispersión casi radial, concidiendo con un emplazamiento por colapso de la columna eruptiva y/o producto de la salida de material de distintos puntos con direcciones distintas (Figura 23), además esta imbricación de clastos, en algunos casos la gradación de los depósitos (Figura 28 y 29) y el bajo ángulo en las capas que conforman los mismos (Figura 24e), parecen estar más relacionados con el modelo de emplazamiento propuesto por Branney Kokelaar (1997) para las brechas de rezago de la ignimbrita Acatlán, (Figura 69).

Los datos granulométricos muestran de manera general un patrón típico de brechas (Figura 30) como el propuesto por Druit y Sparks (1982) y que tan solo en Arroyo Boca de Arena (flanco NE de la caldera) donde los depósitos muestran de base a cima un aumento claro en el tamaño de las partículas gruesas, y se encuentran separados por capas finas de ceniza de algunos centímetros de espesor probablemente asociados a los mismos depósitos solo que se segregaron por la elutriación de las partículas finas en los mismos depósitos, esto muestra que los depósitos son el producto de una erupción pulsante, que por el aumento en bloques hacia la cima indicando un aumento en violencia de las explosiones que erosionó o abrieron más el conducto por el cual salió el material piroclástico (Figura 26). La forma de los bloques presentes en la fase eruptiva va de subangulares a redondeadas con texturas por astillamiento térmico (Figura 24d), estas texturas se forman por las tensiones causadas por la rápida expansión térmica y / o la contracción de los márgenes de los bloques y fueron en parte responsable de las formas redondeadas de los bloques durante el emplazamiento de la ignimbrita o de al menos de esta fase eruptiva (Branney y Kokelaar, 2002). Estos bloques pueden ser derivados de la erosión de las paredes del conducto, y en menor medida por *bulking* o asimilación del sustrato debido a la densidad de la corriente.

El contenido de componentes en las brechas de rezago son los mismos. El contenido de pómez blanca domina en la mayoría de los afloramientos (25 a 60%; Figura 25 y 30) y es solo en Arroyo Boca de Arena, donde la pómez gris se va por encima de la pómez blanca (25-27%; Figura 26), lo que posiblemente indique que el magma que generó la ignimbrita Tala no sea del todo homogéneo o provenga de diferentes reservorios asociado a un modelo complejo de *mush* cristalino, como el propuesto para *Log Valley* y otros trabajos (Cashman y Giordano, 2014; Hildreth *et al.*, 2017).

Los líticos dominante en la porción central de la caldera (Figura 25) son de ignimbritas y riolitas antiguas, andesitas y granito, el contenido de obsidiana solo se presenta a nivel afloramiento que en total suman 40% aproximadamente del cual predominan las ignimbritas y riolitas con 14%, que según los pozos de CFE estaría a una profundidad de 800 a 1000 m de profundidad. En Arroyo Boca de Arena el contenido de líticos corresponde a granito (11%), basalto-andesitas (5 a 8%), obsidiana (9 a 13%), ignimbritas y riolitas (hasta 15%). El componente más móvil en esta sección son las ignimbritas y riolitas que muestran un aumento de base a cima de 5 a 15%, que según información de los pozos de CFE indicarían aumento de erosión en las paredes del conducto entre los 800

y 1000 m de profundidad, dado que es la profundidad a la que reportan estas rocas. Por su parte, los componentes de obsidiana, basalto- andesitas y granito disminuyen ligeramente (Figura 26), lo podría indicar una migración del conducto de salida donde mayormente erosiona a las ignimbritas y riolitas. Al NE de domo El Colli, en el sector E de la caldera el contenido de líticos evidencia un alto contenido de ignimbritas y riolitas (14%), obsidiana (14%) y basalto andesita (12%) lo que probablemente indique que las capas aportadoras de estos componentes sean más gruesas en esta zona, mientras que al N de la caldera las capas más gruesas podrían ser las ignimbritas, riolitas y granito. Por último, en Arroyo El Gallo los componentes de líticos se conservan con valores de 7% para la mayoría de los componentes líticos tales como el contenido de granito, basalto andesitas ignimbritas y riolitas con un enriquecimiento en el contenido de obsidiana (16%; Figura 30).

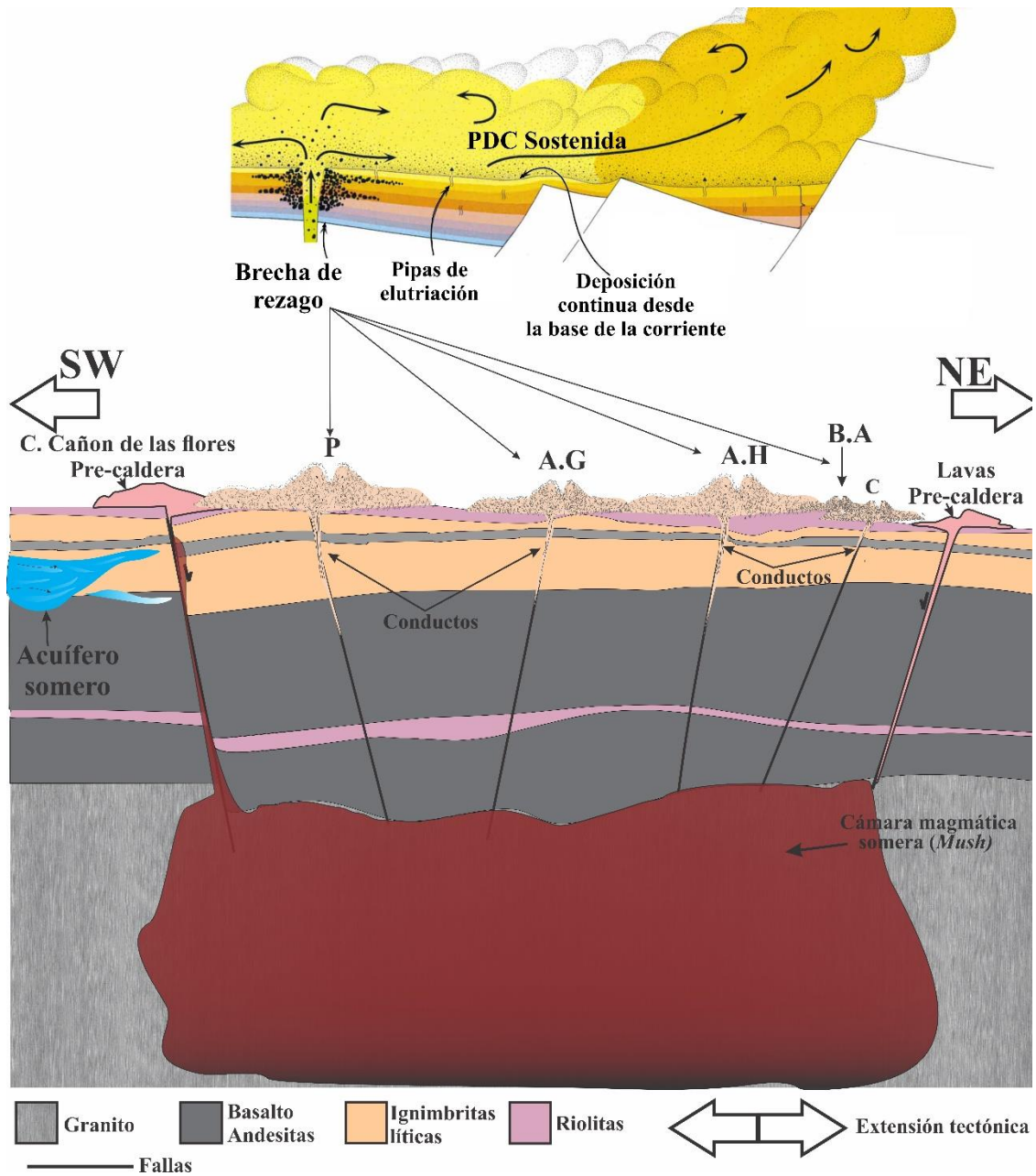


Figura 69.- Primer fase eruptiva (brecha de rezago) y su emplazamiento a partir de múltiples conductos en distintos sectores de la caldera; P (brecha de rezago en poblado de La Primavera, A.G. (brecha de rezago en Arroyo El Gallo, A.H. (brecha de rezago en Arroyo Hondo), B.A. (brecha de rezago en Arroyo Boca de Arena), C (brecha de rezago cerca del domo El Colli). Las brechas se muestran con un modelo de emplazamiento similar al propuesto por Branney y Kokelaar, (1997), en la parte superior de la imagen.

Segunda fase eruptiva (ignimbrita soldada).

Esta fase eruptiva se caracteriza por presentar texturalmente distintos grados de soldamiento, esto es debido a variaciones de temperaturas y compactación por carga, esto ultimo depende del espesor del depósito. Las temperaturas de soldamiento inician cerca de los 600 a los 750° C para magmas de composición riolitica, dependiendo de la presión de carga, contenido de agua y vidrio (Friedman *et al.* 1963, Bierwirth, 1982). Los depósitos asociados a esta fase eruptiva no son reportados por Mahood (1980) pero si son reportados por Whight (1981), quien identifica la pómez negra al W de la caldera, pero no da detalles texturales.

Esta fase eruptiva sobreyace a la fase eruptiva I, separándola estratigráficamente por cambios de carácter textural. Esta fase se presenta solamente intra-caldera y generalmente se observa sobre las brechas de rezago. En las distintas zonas donde aflora presenta distintos grados de soldamiento. Los principales afloramientos se ubican en Arroyos con orientación NW-SE (arroyos Hondo, El Gallo y El Guayabo) mientras que la dirección de paleo-corrientes indican un sentido hacia el SW (N132°). La dirección coincide con la dirección de las estructuras de falla (Bolós *et al.*, 2019) intracaldera más notables que podrían estar asociadas a uno de los bloques en los que colapsó y resurgió la caldera de La Primavera, y coincide con el cauce del Arroyo Hondo, donde los depósitos de esta fase eruptiva, presentan un alto grado de soldamiento con algunos cambios en el color de la ignimbrita de color gris con tonalidades cafés, lo cual probablemente se asocia a los distintos estados de oxidación del hierro contenido en los depósitos, como lo propone Cas y Wright (1987). En este afloramiento los clastos de pómez juveniles están formando *fiammes* (Figura 35). Mientras que en Arroyo El Gallo ubicado hacia el SW de la caldera, presentan un grado de soldamiento un tanto menor con pipas de desgasificación (Figura 35), litofisas y los *fiammes* son menos desarrollados que en Arroyo Hondo. Por su parte en el Arroyo El Guayabo, al N-NW de la caldera se presentan dos unidades separadas por tonalidades y por cambios ligeros en el grado de soldamiento; *i*) una unidad moderadamente a bien soldada, de color oscuro, asociada: con ceniza y pómez de color negro y *ii*) una unidad de color gris-rosa densamente soldada con desarrollo de columnas de enfriamiento (Figura 36).

En Arroyo Hondo presentan altos contenidos de matriz (60-70%), pómez juvenil como el componente predominante con 55 a 55% de base a cima. Aun con altos contenidos de

líticos no juveniles (~25 %) principalmente y hacia la base donde se observan algunos bloques, quizás aun con la influencia de los depósitos ricos en líticos de la brecha de rezago. Con relación al Arroyo El Gallo, esta fase presenta características ligeramente distintas a las del Arroyo Hondo con la presencia de pipas de desgasificación y litofisas, y la presencia de pómez negras no colapsadas, aunque en general el porcentaje de pómez blanca es similar a los depósitos de Arroyo Hondo, mientras que el contenido de líticos disminuye (8%) con 5% y 3 % de ignimbritas, riolitas, basalto-andesitas y granito respectivamente.

Por último, en Arroyo El Guayabo la base de los depósitos presentan la pómez negra como componente dominante con 46%, en relación con la suma de las pómez blanca y gris con 35% (Figura 34) y solo 3% de líticos de basalto andesitas e ignimbritas. Mintras hacia la cima de esta unidad, en la unidad gris- rosado, el contenido de pómez blanca y gris aumentan a 50% mientras que el contenido de pómez negra disminuye a 19% y 15%, y el contenido de líticos aumenta ligeramente de base a cima, donde el granito reaparece (2%), y los otros componentes se mantienen con 3% de basalto-andesitas, ignimbritas y riolitas con un contenido de 4 a 5%. El ligero aumento de líticos y la reaparición del granito posiblemente indiquen una posible migración o erosión del conducto. El grado de soldamiento en esta fase eruptiva, posiblemente, reflejan en parte variaciones en las propiedades reológicas del magma (Branney y Kokelaar, 1992).

Las variaciones en el grado de soldamiento y la presencia de estructuras de gasificación, litofisas, *fiammes* e imbricación de estos, permiten pensar en diferentes mecanismos de soldamiento, así como pensar que este proceso pudo desarrollarse de forma sindepositacional y a altas temperaturas (imbricación de *fiammes*) y post-depositacional, (ver Smith (1960; Braney y Kokelaar, 1992 y 2002). En cuanto al mecanismo de emplazamiento, el carácter masivo y la ausencia de depósitos de caída, aunque si hay depósito de surge, hacen pensar en una erupción con altas tasa de emisión que por su densidad no desarrollaron columnas eruptivas por lo que se emplazaban casi en forma directa al salir del conducto como voluminosos *PDC's* de ceniza y pómez (Figura 70). La alta cantidad de cenizas vítreas emplazada a alta temperatura sumada a la compactación del depósito y la topografía, generaron ignimbritas densamente soldadas (intra-caldera) como lo propone el modelo de Cas y Wright (1987; Figura 70)

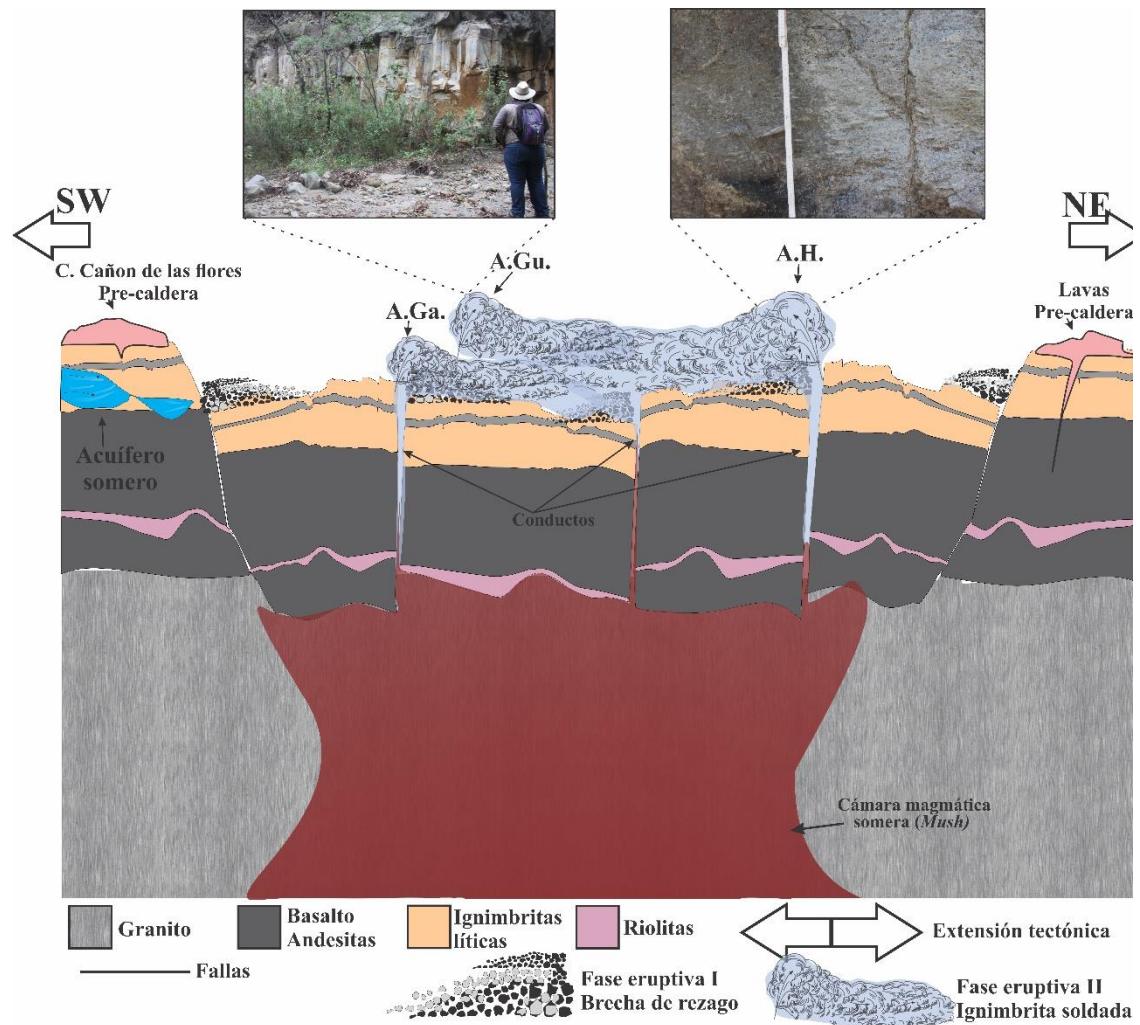


Figura 70.- Fase eruptiva II (soldada), con el desarrollo de conductos de aporte, movimiento en los bloques que conforman la caldera, y el carácter intra-caldera de esta fase eruptiva señalando los puntos donde se ubica; A.Ga (Arroyo El Gallo), A.Gu. (Arroyo El Guayabo) y A.H (Arroyo Hondo), el modelo de emplazamiento no muestra el desarrollo de una columna eruptiva, sino más bien la deposición directa que no permite gran pérdida de material (pómez y ceniza).

Tercera fase eruptiva (ignimbrita masiva)

Es la fase eruptiva más importante en cuanto volumen y dispersión dentro y fuera de la caldera de La Primavera. El evidente cambio textural y nulo soldamiento de esta fase eruptiva, permite diferenciarla ya que los depósitos asociados se presentan masivos y con cierto grado de compactación. De los depósitos asociados a las brechas de rezago a esta fase eruptiva se observa que el contenido de material juvenil (ceniza y pómez) aumenta considerablemente hasta 60% aproximadamente.

Los depósitos se dividieron en dos unidades vulcanoestratigráficas; intra y extra- caldera de acuerdo con la delimitación del anillo caldérico. La presencia de estos depósitos tanto fuera y dentro de la caldera posiblemente se debe principalmente a la dinámica tanto eruptiva como del colapso posiblemente en el bloque del techo de la cámara magmática, como lo muestra la gradual disminución en pendiente mayormente hacia al poniente y en menor medida hacia el oriente (Figura 72).

En general se tratan de depósitos mal clasificados ($\sigma_{\phi} \geq 2.0$) y con altos contenidos de matriz (50-80%), donde, como en las fases eruptivas anteriores predomina el contenido de pómez juvenil de color, blanco, gris y en menor medida pómez negra, además de la presencia de los mismo líticos, lo que indica las mismas fuentes. Los *PDC*'s de esta fase eruptiva, fueron emplazados a altas temperaturas pues presentan evidencias de oxidación térmica del hierro, la presencia de madera carbonizada (generalmente en los depósitos extra-caldera).

Los depósitos se muestran generalmente masivos lo que probablemente se asocian a corrientes sostenidas con algunas variaciones texturales que dan paso a cierta gradación y estratificación difusa, probablemente por efectos de la interacción entre partículas de diferentes diámetros en un flujo granular (Branney y Kokelaar, 2002). La secuencia piroclástica, ocasionalmente muestra intercalaciones con depósitos de *surges* y caída. Sin importar el carácter intra o extra- caldera estos ligeros cambios en la textura de los depósitos muestran variaciones en la dinámica eruptiva como se puede observar en la unidad vulcanoestratigráfica extra- caldera en Arroyo Las Ánimas y al norte en Venta de Astillero (Figuras 41 y 42). La ausencia y presencia estos depósitos (oleadas y caídas) posiblemente esté relacionado a una dinámica eruptiva específica, donde la razón de descarga y posibles variaciones en el conducto, quizás asociadas a un modelo de colapso en bloques estaría definiendo o inhibido el desarrollo de una columna eruptiva (Kennedy *et al.* 2008; Simmons *et al.*, 2016).

La presencia de un numero importante de horizontes hace pensar en una erupción con pulsos asociados a colapsos de material sin el desarrollo de una gran columna eruptiva, dado que estos pulsos fueron originados directamente del conducto de una columna tan densa que colapsó instantáneamente en forma "*Boil over*" (Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelaar, 2002; Figura 71).

Las paleocorrientes de la unidad vulcanoestratigráfica intra-caldera indican direcciones principalmente hacia al SW, NNW y en menor medida hacia el NNE (Figura 39) lo que indica la ubicación de varios puntos de emisión que dispersaron los depósitos de manera radial, o bien los puntos de emisión pudieron migrar durante el desarrollo de la caldera. En el caso de los depósitos asociados a la unidad vulcanoestratigráfica extra-caldera, las paleocorrientes medidas corresponden a una de las secciones estratigráficas más completas al norte, la Venta de Astillero con direcciones al W, WSW, SE y al NNE, en general con una dispersión radial. Por su parte, en el Arroyo Las Ánimas las direcciones indican una mayor dispersión hacia el poniente, donde es posible que la pendiente pudo ser factor de distribución.

La cima de los depósitos de esta fase eruptiva en su facies extracaldera, se caracterizan por presentar un incipiente soldamiento posiblemente derivado de una actividad hidrotermal que forma una serie de estructuras cilíndricas que en conjunto forman columnas (Sheridan *et al.* 1970) hasta de 1 m de diámetro que algunos trabajos les han llamado como fumarolas fósiles (Wright, 1981) o tubos de vapor (Cas y Wright, 1987), pues parecen estar asociados con salidas de vapor. Las estructuras cilíndricas que varían en diámetro desde algunos centímetros hasta más de un metro y longitudes de algunos metros de largo, las cuales pueden ser verticales u horizontales y otras más en forma de diques, a las que llamaron paredes de sillar (Wright, 1981). Estas estructuras cilíndricas se desarrollaron en los depósitos de ignimbrita no soldados de la fase eruptiva III (Figura 77).

Se consideran que son estructuras por soldamiento en una fase de vapor (c.f. Smith, 1960; Wright, 1981) como en la Toba Bishop (Sheridan, 1970). Wright (1979) y Mohood (1980) sugieren que el origen se debe a que la ignimbrita se depositó en un lago poco profundo o en un terreno pantanoso. Sin embargo, las fumarolas fósiles han demostrado ser importantes marcadores estratigráficos en grandes depósitos de flujos de cenizas (Smith y Bailey, 1966; Sheridan, 1970), inclusive podrían marcar un pequeño hiatus entre la fase eruptiva III y la fase eruptiva IV (algunas horas o días). En algunos casos las fumarolas fósiles pueden marcar corrientes de agua subterránea y pueden ser útiles para comprender la geohidrología de áreas cubiertas por ignimbritas (Caporuscio *et al.* 2012). Dada la configuración y actividad hidrotermal actual de la caldera de La Primavera se considera un soldamiento incipiente por fase de vapor en los depósitos, producto de la evaporación parcial de un acuífero ubicado en el sector poniente de la caldera, este proceso detonado por la temperatura a la cual se emplazaron los depósitos de la tercera fase eruptiva.

La granulometría en los depósitos muestra que están mal clasificados con alto contenido de matriz (50 a 80%), generalmente con alto contenido de partículas finas, aunque los depósitos intra- caldera presentan variaciones verticales en cuanto al diámetro de sus partículas, lo que indica fluctuaciones en el aporte y ligera pero mayor energía eruptiva (Figura 41 y 42) asociándolos con depósitos más proximales a la fuente. En cuanto a los depósitos extra- caldera la granulometría generalmente muestra enriquecimiento en partículas finas que son mucho más fáciles de transportar, interpretando los depósitos como más distales a la fuente.

La unidad vulcanoestratigráfica intra- caldera presenta pómez juveniles blanca y gris de 45 a 58% en Arroyo Hondo y de 39 a 55% en Arroyo El Gallo aumentando de base a cima. El contenido de líticos en la unidad intra- caldera indica un ligero pero mayor enriquecimiento en líticos. Esta abundancia presenta una ligera pero mayor abundancia hacia la base de los depósitos y el contenido de estos disminuye hacia la cima, aunque con ligeras fluctuaciones (Figura 41 y 42) lo que probablemente indique la migración ligera del conducto y/o un ensanchamiento ligero del conducto de aporte.

Los depósitos extra- caldera presentan pómez blanca juvenil de 36 a 70% en Arroyo Las Ánimas y de 35 a 56% en Venta de Astillero. La pómez gris se comporta de manera distinta en las dos secciones, en Arroyo Las Ánimas el contenido de pómez gris disminuye de base a cima y en Venta de Astillero el contenido de pómez gris presenta fluctuaciones con tendencia a aumentar de base a cima, probablemente, esto aunado de que en Venta de Astillero existe la presencia de pómez negra en los depósitos y las paleocorrientes (Figura 43 y 47). El contenido de líticos es menor que en los depósitos intra-caldera (Figura 46 y 47) y disminuyen generalmente de manera vertical.

Los *PDC's* relacionados a los depósitos de la ignimbrita Tala presentan variaciones longitudinales o verticales definen unidades intra y extra- caldera, relacionando a un flujo menguante (en decremento; Branney y Kokelaar, 2002) hacia las zonas distales de la caldera, donde las secciones verticales de la ignimbrita tienen líticos abundantes hacia la base y de manera proximal de los depósitos intra- caldera y pómez abundante cerca de la cima y en las zonas distales de la caldera (Figura 76).

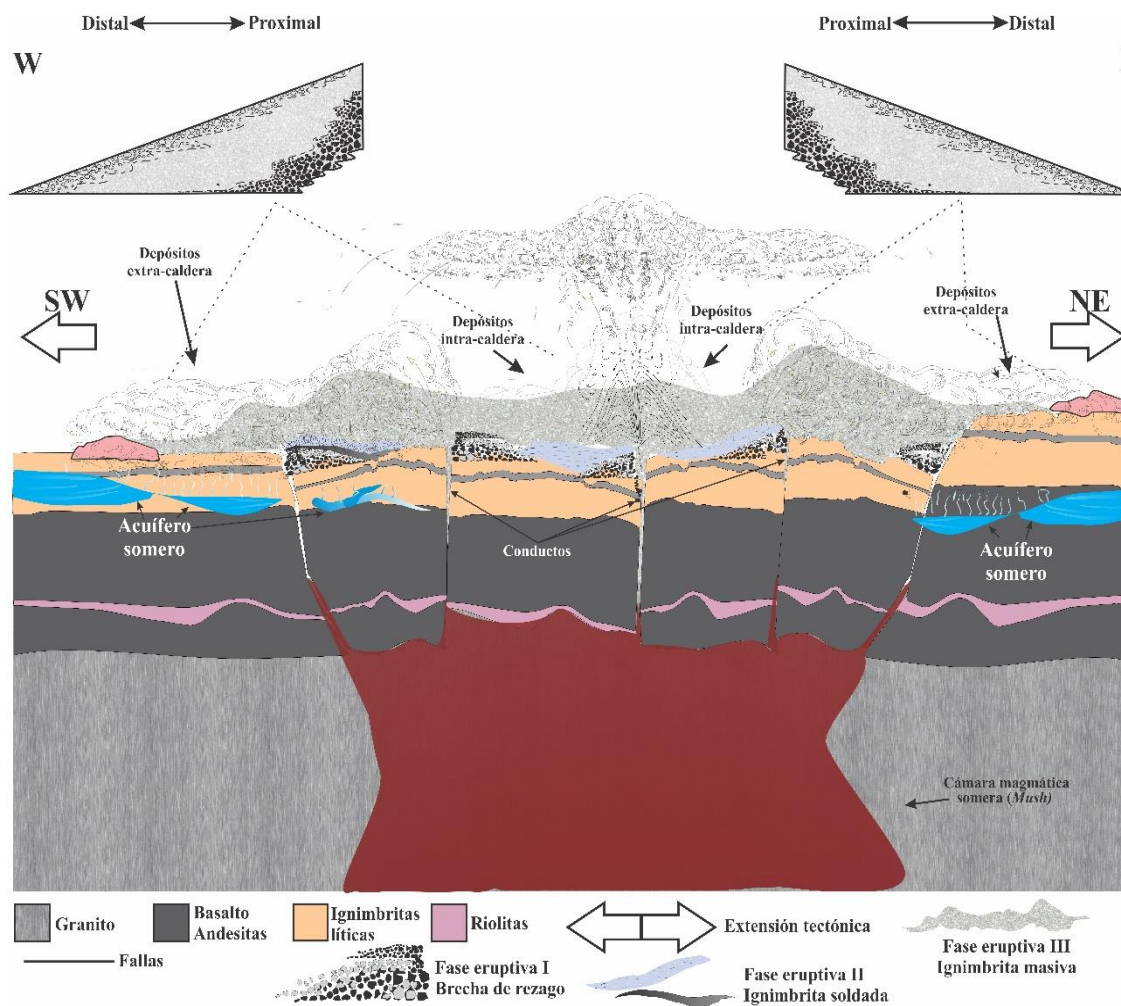


Figura 71.- Fase eruptiva III (Ignimbrita masiva), su modo de emplazamiento se adapta a un tipo *Boil over*, donde no existe una columna eruptiva, aunque por la presencia de *surges* y caídas, intermitentemente se desarrollo un acolumna eruptiva. En la parte final de esta fase eruptiva, durante el el ascenso de magma hacia la superfie, debio cruzar una zona de alta humedad, que sin que se desatara una erupción freatomagmática, debio generar depósitos ricos en humedad, que posteriormente dieron paso al desarrollo de estructuras hidrotermales provocando un soldamiento de fase de vapor hacia el final de esta fase eruptiva. Los depósitos muestran un comportamiento de modelo menguante donde las partes proximales son más ricas en líticas y las partes distales son más ricas en material juvenil (pómez y ceniza).

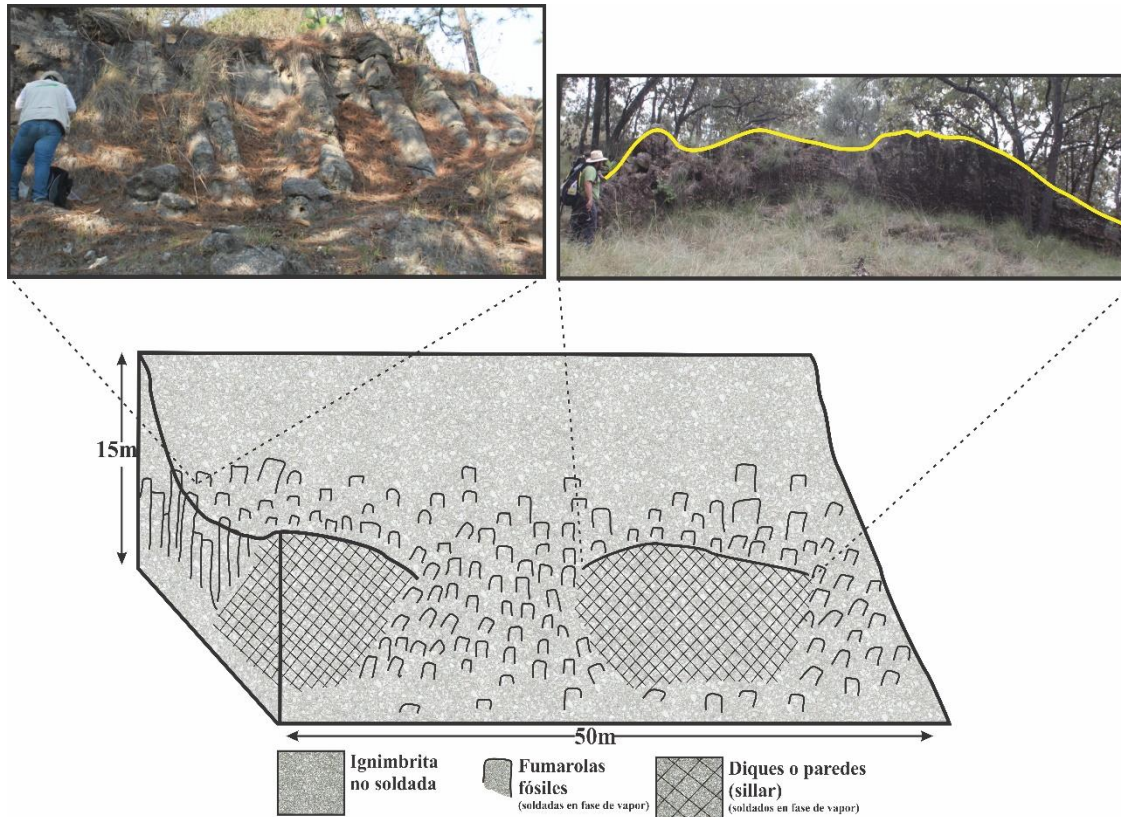


Figura 77.- Fumarolas fósiles y diques formados por el soldamiento en fase de vapor. Estas estructuras generalmente se muestran a la cima de los depósitos de la fase eruptiva III.

Cuarta fase eruptiva (Freato-pliniana)

Esta fase eruptiva es la última de la ignimbrita Tala, esta a diferencia de las otras fases, presenta una secuencia de depósitos con características texturales distintas que incluyen depósitos de *PDC's* masivos, oleadas y depósitos de caída con espesores de más de 1 m. Estos depósitos afloran de manera parcial en el centro de la caldera y fuera de ésta, su mejor afloramiento esta en el Arroyo La Cuartilla con cerca de siete metros de espesor (Figura 52). La presencia de estos depósitos alrededor de la caldera indica que esta fase eruptiva se desarrolló en varios puntos de la caldera, aunque las paleocorrientes muestran direcciones preferenciales al norte. Las características texturales de los depósitos de esta fase eruptiva indican a una interacción agua-magmática, como ha sido reportado durante el desarrollo de otras claderas (c.f Santorini, Grecia; Simmons *et al.*, 2016), esto debido al ingreso de agua subterránea en varios sectores de la falla en anillo que se desarrolló durante el proceso de colapso de los bloques que formaron al caldera de La Primavera (Figura 78). Estos depósitos, presentan una serie de oleadas piroclásticas con estratificación paralela y cruzada con *lapilli* acrecional y deformaciones plásticas por

impactos, intrecaladas con horizontes pequeños de caída de pómez, en su mayoría de no más de 30 cm de espesor (Figura 52 C y 56), y depósitos masivos de *PDC's* quizás producto del colapso parcial de columnas eruptivas y/o aporte directo desde los conductos. Las unidades de caída de esta fase eruptiva presentan gradaciones inverso-normal, posiblemente producto de una erupción con variaciones en la intensidad y por tanto en la altura de una columna eruptiva (Figura 52 b y c). Estas características en los depósitos pueden reflejar las consecuencias de una continua mezcla de actividad magmática y freatomagmática (Cas y Wright, 1987; Van Otterloo *et al.*, 2013).

Como las fases eruptivas anteriores, los depósitos de esta están compuestos mayormente por pómez juvenil (blanca de 30 a 40% y gris de 15 a 25%), mientras que el contenido de líticos con aumento de base a cima, el componente que predomina en todas las unidades es la obsidiana de 13, 15 hasta 22%, mientras que el contenido de ignimbritas, riolitas, basalto andesitas y granito no presentan valores mayores a 5%. El mayor contenido de líticos indica la proximidad del punto de emisión o que por la intensidad explosiva produjo un ensanchamiento del sistema de conductos y un mayor aporte de líticos.

La continua interacción de agua-magma en varios sectores del anillo de la caldera, hacen pensar en la presencia de varios conductos activos durante esta fase eruptiva, lo cual se evidencia con la presencia de depósitos de oleadas con *lapillis* acrecionales, deformaciones plásticas por impactos y con intercalaciones de depósitos masivos y de caída de pómez en varios sectores de la caldera (Figura 78). Las evidencias estratigráficas, señalan que esta fase eruptiva terminó con estapa de alta explosividad que desarrolló una columna eruptiva que produjo un depósito de caída de aproximadamente 1.15 m de espesor, la que, por su dispersión, espesores y por estar asociadas a esta fase freatomagmática, se le clasificó como producto de una actividad freatopliniana (Figura 78).

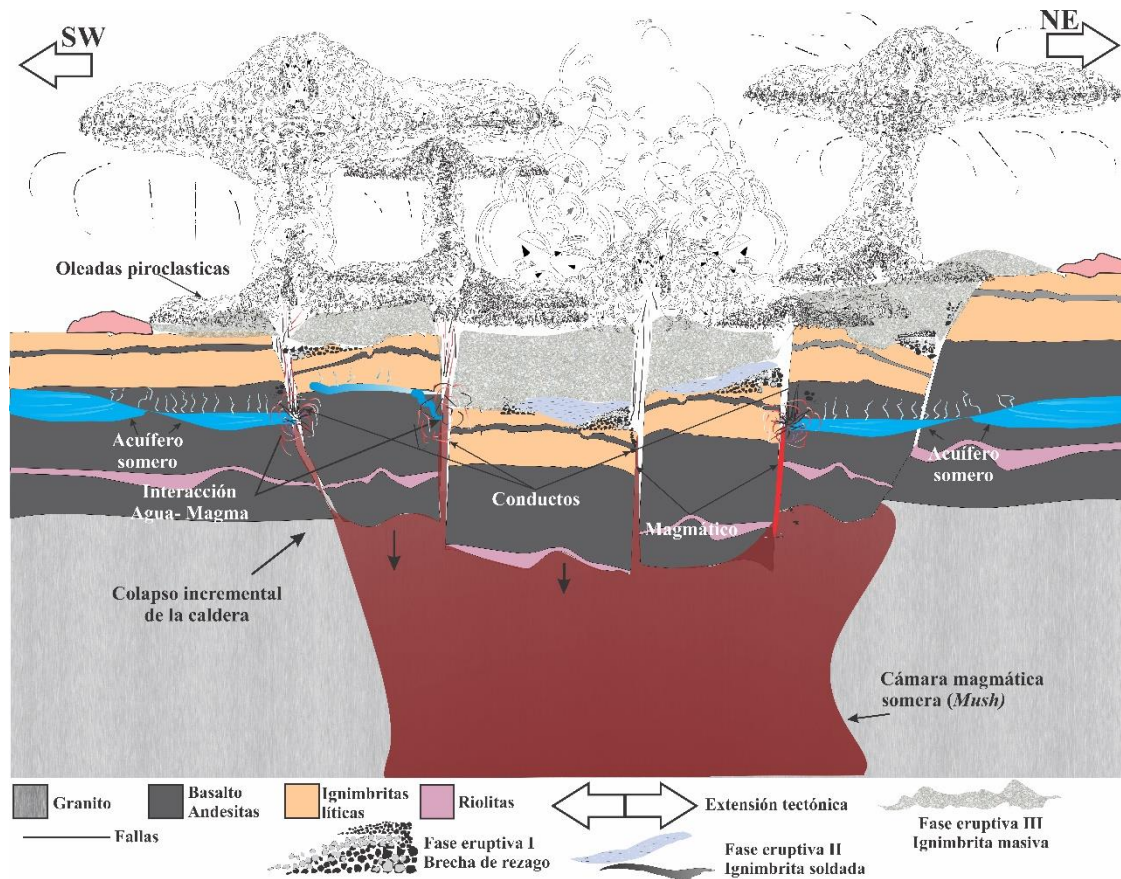


Figura 78.- Cuarta fase eruptiva (freato-pliniana), La interacción agua- magma generó una actividad altamente explosiva desencadenando erupciones freatomagmáticas. Los depósitos son una secuencia de oleadas diluidas, depósitos masivos y depósitos de caída cuyos balísticos deformaron las oleadas diluidas. Coronando la secuencia aflora un depósito de caída final, asociado a una actividad freato-Pliniana (columna eruptiva más grande).

Etapa post caldera

Posterior a la formación de la caldera de La Primavera, la actividad continuó con la formación de lago caldérico cuyo sistema se encuentra dividido por un horizonte de bloques de pómez cuya formación y depósito se explica de manera detallada en el trabajo de tesis de Radilla-Albarran (2018).

La actividad post-caldera, se desarrolló como resurgimiento de los domos centrales Nejahuete y Cerro Alto (Acocella, 2007; Marotta *et al.*, 2014), y por el emplazamiento de los domos que configuran el anillo caldérico, por lo que se piensa que el magma que los formó aprovechando la falla en anillo para ascender a la superficie. Además, de la generación de los domos extra- caldera del Arco Sur (cerro San Miguel, flujo Llano Grande, volcán Las Planillas, domo Arroyo Colorado y cerro El Tajo), los cuales serían el producto de magmas que ascendieron a través de las fallas preexistentes o que se desarrollaron por la actividad vulcano-tectónica relacionada con la formación de la caldera (Marotta y DeVita, 2014; Saucedo *et al.*, en proceso).

Geoquímica

Las muestras de pómez de las distintas fases eruptivas de la ignimbrita Tala seleccionadas en este estudio, muestran un alto contenido de sílice, ubicando las muestras en el campo de las riolitas con porcentajes de SiO_2 (71.38–75.42%, Figura 61). Sin embargo, el diagrama propuesto por Winchester y Floyd (1977) que enfrenta relación de elementos inmóviles Nb/Y vs. ZrTiO_2 , grafica sus composiciones en el campo de las comenditas-panteleritas que son una variedad peralcalina de las riolitas, cuya asociación mineral principalmente es de feldespato sódico y cuarzo bi-piramidal, este último encontrado de manera escasa en los componentes de los depósitos. Por su parte, el índice de aluminosidad de Shand (1972) clasifica las rocas de la ignimbrita Tala como peralcalina a peraluminosa.

El carácter subalcalino de las muestras y el contenido de álcalis, además de la correlación lineal negativa de Al_2O_3 y $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs SiO_2 , el empobrecimiento en Sr y Eu y el enriquecimiento en elementos como Nb, Th, U, Zr y Hf, indican procesos de diferenciación magmática y que el o los magmas que generaron estas fases eruptivas, son altamente diferenciados y fueron sometidos a procesos de cristalización fraccionada donde solo queda en la porción fundida el sílice y los álcalis. La serie magmática subalcalina en la que se grafican las muestras de pómez de la ignimbrita Tala indican que las comenditas de la ignimbrita Tala parten de un magma básico con afinidad de dorsal oceánica (MORB), correlacionable con los diagramas de ambiente tectónico que indican un ambiente intra-placa de *rift*.

La pómez de color negro en los depósitos de la ignimbrita Tala causa cierto desconcierto ya que las pomez en mayor abundancia son de color blanco y gris, aunque su composición con respecto a las pómez blanca y gris es muy similar. La geoquímica de elementos mayores indica valores en cuanto al contenido de SiO_2 (pómez de color blanco y gris 71.89 a 75.42%, pómez negra 74.17%). Mientras que el contenido de $\text{FeO}^{\text{total}}$ se muestra ligeramente enriquecido en la pómez de color negro (2.37%) más que en las pómez de color blanco y gris, siendo el catión Fe^{3+} es el principal agente colorante en vidrios de origen natural. El radio $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ incrementa en los magmas con el incremento de la temperatura y la concentración de álcalis (Carmichael y Nicholls, 1967).

Entre las pómez (blanca-gris y negra), existe cierta diferencia que se manifiestan en las concentraciones de elementos traza, donde la pómez blanca y gris es marcadamente enriquecida en Rb, Zn, Nb, Th e Y (Tabla 5).

Los elementos Rb, Zn, Nb, Th e Y se presentan en bajas concentraciones en la pómez negra y en las pómez gris y blanca de los depósitos de caída de la última fase erutiva con la que concluye la actividad de la ignimbrita Tala la cual corresponde a la que aflora en Arroyo La Cuartilla. Lo anterior es probable que indique que los depósitos fueron suministrados por una cámara magmática no homogénea o una cámara magmática composicionalmente estratificada.

Clough (1981) menciona que la presencia de estas pómez de color negro en la ignimbrita Tala sugiere la inyección de un magma más primitivo en la cámara magmática o posiblemente la interrupción de un cuerpo de magma composicionalmente estratificado (Mahood, 1981, Clough, 1981). Asimismo, menciona que la intrusión de magma más básico en un magma ácido debió ser mezclado de una manera muy eficiente por procesos de convección y/o mecanismos de transferencia de volátiles, de manera que los magmas se volvieran virtualmente homogéneos y no afectaran significativamente las tendencias geoquímicas ya que posiblemente el volumen de magma básico era pequeño y los glóbulos cristalizaron rápidamente. Uno de los argumentos para la evidencia de una mezcla de magmas es la presencia de volcanes basálticos de edad similar alrededor del poblado de La Primavera, demostrando que un magma basáltico estaba disponible debajo del área general en la que se desarrolló La Primavera (Clough, 1981). Sin embargo, trabajos recientes acerca de reservorios magmáticos y procesos de cristalización fraccionada muestran un nuevo modelo para la formación de riolitas y granitos de alto sílice como es la composición de la ignimbrita Tala. Este modelo de cristalización fraccionada es llamado modelo del *mush* (Hildreth, 2004; Bachman y Bergantz, 2004, 2008 a-c; Gelman *et al.*, 2014; Lee *et al.*, 2015; Lee y Morton, 2015, Forni *et al.*, 2016; Chen *et al.*, 2018; Figura 73). El cual es usado para la explicar la génesis de riolitas pobres en cristales, granitos de alto sílice y la conexión vulcano-plutónica (c.f. Chen *et al.*, 2018). En este modelo, el fundido extraído puede resultar en riolitas o granitos de alto sílice, mientras que el residuo rico en cristales (sumado a líquido residual) puede solidificarse en el granito (Gelman *et al.*, 2014), es decir formar una especie de lentes o cúmulos composicionales dentro de un mismo reservorio magmático. Si el magma presenta la capacidad de hacer erupción se formarán riolitas, pero, si la masa fundida se atrapa en la parte superior de la cámara magmática o se introduce en la corteza puede formar un granito de alto sílice con alto grado de fraccionamiento cristalino. Además, la recarga magmática es un fenómeno común. El *mush* (conocido como modelo de la esponja húmeda) sólido se volverá a fundir en parte con la intrusión de magmas calientes. La tasa

de intrusión de nuevos magmas es la clave para determinar la fluidización del *mush*. A una tasa de intrusión baja, el magma fluye a través de la masa cristalina (*mush*) de manera similar a como un fluido, como el agua subterránea, se mueve a través de la roca porosa, pero se mezcla poco. Si la tasa de intrusión aumenta la fluidización y mezcla del *mush* es mayor hasta poder mezclarse casi por completo (Bergantz, 2015). Conociendo la composición de los volcanes y productos de composición basáltica cercanos a la caldera de La Primavera, la presencia de pómez negra y los pequeños cambios composicionales en las pómez de los depósitos de la ignimbrita Tala se propone un modelo cristalización fraccionada de tipo *mush*, donde la tasa de intrusión de magmas calientes es baja y existe menos mezcla en los magmas que generaron los depósitos, donde en conjunto con los distintos conductos que generaron las fases eruptivas de la ignimbrita presentan ligeros cambios composicionales que se ven reflejados en los componentes juveniles (pómez blanca, gris y negra).

Conclusiones

Con base en las evidencias geomorfológicas, tectónicas y estructurales asociadas a la formación de la caldera de La Primavera se determinó que la caldera es producto de la actividad vulcanotectónica asociada a un movimiento extensional relacionada con el punto triple compuesto: los *rifts* de Tepic- Zacoalco, Chapala y Colima, donde el primero claramente influye el área de la caldera con un lineamiento regional NW-SE.

La morfología de la caldera parece estar compuesta de bloques que se formaron durante el proceo de colapso y resurgencia de la caldera (c.f. Marotta y de Vita, 2014), y el ligero desnivel marcado principalmente hacia el poniente, parece mostrar que la caldera de La Primavera es de tipo *piecemeal* y *trapp door*.

La potencia de los espesores de las diferentes fases eruptivas que formaron la ignimbrita Tala, y los espesores de pozos perforados por JICA ayudaron a definir el área y el volumen emitido de la ignimbrita Tala en de 789 km² y 26.6 km³ aproximadamente.

Con base en el análisis estratigráfico de campo, la granulometría, análisis de componentes, petrografía y geoquímica de los depósitos intra y extra- caldera se concluye que el emplazamiento de la ignimbrita Tala fue más complejo de lo que se pensaba, la cual fue producto de al menos cuatro fases eruptivas.

La primera fase de brechas de rezago se considera el inicio de la actividad eruptiva y se compone por dos facies: *i*) una soldada encontrada en el centro y al NE de la caldera y *ii*) una facies no soldada encontrada al E, W y NW de la caldera. Ambas presentan características granulométricas típicas de brechas de rezago. Por las imbricaciones y la gradación de los depósitos se puede inferir que los depósitos están relacionados con el modelo de emplazamiento de Branney y Kokelaar (1997).

La segunda fase eruptiva, solo intracaldera, es una ignimbrita con distintos grados de soldamiento y distinto contenido de líticos que en ocasiones se intercalan con depósitos soldados de pómez y ceniza de color oscuro.

La tercera fase eruptiva, la más importante por su volumen y distribución se dividió en dos unidades vulcanoestratigráficas intra y extra- caldera, las cuales son separadas por el anillo caldérico. Los depósitos de esta fase eruptiva se depositaron en un modelo agadacional menguante (Branney y Kokelaar, 2002) y debido a la escases de depósitos de caída, se infiere que fueron depositados directamente del conducto a partir de una columna tan densa que solo alcanzo pequeñas alturas sobre el conducto, colapsándose instantáneamente, tipo “*Boil over*” (Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelaar, 2002). Las estructuras de fumarolas fósiles ubicadas en la cima de esta fase eruptiva permiten inferir que fueron producto de un soldamiento incipiente en fase de vapor, por el desarrollo de locales sistemas hidrotermal por exceso de humedad en los depósitos.

La última fase eruptiva fue producto de un cambio en la dinámica eruptiva, producto del contacto agua-magma y formando una intercalación de depósitos de *PDC*'s masivos, oleadas y depósitos de caída. Por la dispersión de estos depósitos, la interacción agua magma debio presentarse en varios puntos alrededor del anillo de la caldera.

La presencia del depósito de caída con mayor espesor en la ignimbrita Tala coronando la secuencia indica que durante la actividad final de esta fase eruptiva, se desarrolló una columna eruptiva de alta explosividad de tipo freatopliniana.

La etapa post-caldera se ve reflejada en la formación de un lago caldérico, resurgencia de los domos cerro Alto y Nejahuete aprovechando las estructuras preexistentes o fallas generadas durante la erupción que dio origen a la ignimbrita Tala. Además del emplazamiento de domos sobre la estructura anular de la caldera (c.f Sandoval-Velázquez, 2018), así como de la formación de vulcanismo del arco sur.

En cuanto a la composición geoquímica, se estableció que los magmas que generaron los depósitos de la ignimbrita Tala son sobresaturados en SiO₂ con altos índices de diferenciación magmática.

Por los ligeros cambios composicionales en la pómez (blanca, gris y negra) de los depósitos de la ignimbrita Tala se propone un modelo cristalización fraccionada de tipo *mush* (Figura 83), donde la tasa de intrusión de magmas calientes es baja y existe menos mezcla en los magmas que generaron los depósitos.

Por la asociación de elementos como: la presencia de fumarolas activas principalmente en el centro de la caldera y en el volcán Las Planillas, el ambiente tectónico activo de *rift* y la generación del Arco Sur, se puede inferir que la actividad de la caldera no a cesado y que la ZMG (Zona Metropolitana de Guadalajara) y los poblados aledaños pueden correr un grave peligro dada la cercanía y la historia eruptiva de la caldera de La Primavera.

Bibliografía

- Acocella, V., Funicello, R., Marotta, E., Orsi, G., y 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.
- Acocella, V.** (2007). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85(3-4), 125-160.
- Alatorre-Zamora, M. A., Campos-Enríquez, J. O., Rosas-Elguera, J. G., Peña-García, L., Maciel-Flores, R., y Fregoso-Becerra, E.** (2015). Chapala half-graben structure inferred. A magnetometric study. *Geofísica internacional*, 54(4), 323-342.
- Allan, J. F.** (1986). Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 473-485.
- Allan, J. F.** (1991). Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico: An exotic terrane in the making. The Gulf and Peninsular Province of the California's.
- Bachmann, O., y Bergantz, G. W.** (2004). On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45(8), 1565-1582.
- Bachmann, O., y Bergantz, G. W.** (2008). Deciphering magma chamber dynamics from styles of compositional zoning in large silicic ash flow sheets. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 651-674.
- Bachmann, O., y Bergantz, G.** (2008). The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, 4(1), 17-21.
- Bachmann, O., y Bergantz, G. W.** (2008). Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *Journal of Petrology*, 49(12), 2277-2285.
- Bandy, W., y Pardo, M.** (1994). Statistical examination of the existence and relative motion of the Jalisco and southern Mexico blocks. *Tectonics*, 13(4), 755-768.
- Bas, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., y IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.** (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Beresford, S. W., y Cole, J. W.** (2000). Kaingaroa Ignimbrite, Taupo volcanic zone, New Zealand: evidence for asymmetric caldera subsidence of the Reporoa caldera. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43(3), 471-481.
- Bibby, H. M., Caldwell, T. G., Davey, F. J., y Webb, T. H.** (1995). Geophysical evidence on the structure of the Taupo Volcanic Zone and its hydrothermal circulation. *Journal of volcanology and geothermal research*, 68(1-3), 29-58.

- Bierwirth, P. N.** (1982). Experimental welding of volcanic ash. *Unpublished B. Sc. Thesis, Monash University.*
- Blott, S. J., y Pye, K.** (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248.
- Bosworth, W., Burke, K., y Strecker, M.** (2003). Effect of stress fields on magma chamber stability and the formation of collapse calderas. *Tectonics*, 22(4).
- Branney, M. J., y Kokelaar, P.** (1992). A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54(6), 504-520.
- Branney, M. J., y 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(4), 507-530.
- Branney, M. J.** (1995). Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bulletin of Volcanology*, 57(5), 303-318.
- Branney, M. J., y Kokelaar, B. P.** (2002). Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society of London.
- Brown, R. J., y Andrews, G. D.** (2015). Deposits of pyroclastic density currents. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 631-648). Academic Press.
- Browne, B. L., y Gardner, J. E.** (2005). Transport and deposition of pyroclastic material from the ~ 1000 AD caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Nayarit, Mexico. *Bulletin of volcanology*, 67(5), 469-489.
- Burov, E. B., y Guillou-Frottier, L.** (1999). Thermomechanical behavior of large ash flow calderas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B10), 23081-23109.
- Cantagrel, J. M., y Robin, C.** (1979). K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks- relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of volcanology and geothermal research*, 5(1), 99-114.
- Caporuscio, F. A., Gardner, J. N., Schultz-Fellenz, E. S., y Kelley, R. E.** (2012). Fumarolic pipes in the Tshirege Member of the Bandelier Tuff on the Pajarito Plateau, Jemez Mountains, New Mexico. *Bulletin of volcanology*, 74(5), 1023-1037.
- Carmichael, I. S. E., y Nicholls, J.** (1967). Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 72(18), 4665-4687.
- Cas, R. A. F., y Wright, J. V.** (1987). *Volcanic Successions, Modern and Ancient: A Geological Approach to Processes, Products and Successions*, 528 pp. Allen and

Unwin, London. Cashman, KV (1988), Crystallization of Mount St. Helens dacite: A quantitative textural approach. *Bull. Volcanol*, 50, 194-209.

Castillo-Hernández, D., Romero-Ríos, F. (1991): Estudio geológico regional de Los Altos, Jalisco, y el Bajío. Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Depto. Exploración, Open File Report, 02-91 (35p).

Chen, C., Ding, X., Li, R., Zhang, W., Ouyang, D., Yang, L., y Sun, W. (2018). Crystal fractionation of granitic magma during its non-transport processes: A physics-based perspective. *Science China Earth Sciences*, 61(2), 190-204.

Chough, S. K., y Sohn, Y. K. (1990). Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. *Sedimentology*, 37(6), 1115-1135.

Clough, B. J. (1981). *The Geology of La Primavera Volcano, Mexico* (Doctoral dissertation, University of London).

Cole, J. W., Brown, S. J. A., Burt, R. M., Beresford, S. W., y Wilson, C. J. N. (1998). Lithic types in ignimbrites as a guide to the evolution of a caldera complex, Taupo volcanic centre, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80(3), 217-237.

Cole, J. W., Milner, D. M., y Spinks, K. D. (2005). Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69(1-2), 1-26.

Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 172-187.

Demant, A., y Vincent, P. M. (1978). A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco; discusión. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 218-222.

Druitt, T. H., y Sparks, R. S. J. (1984). On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, 310(5979), 679-681.

Druitt, TH, Edwards, L., Mellors, RM, Pyle, DM, Sparks, RSJ, Lanphere, M., Davies, M. y Barriero, B.(eds) (1999). Santorini Volcano. Geological Society Memoir no. 19. vii 165 pp. London, Bath: Geological Society of London. Price£ 70.00, US 117.00; members' price£35.00, US 58.00; AAPG/SEPM/GSA price£ 42.00, US 70.00; hardcovers. ISBN186239041X. *Geological Magazine*, 137(3), 335-336.

Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S., and Romero-Rios, F., (1999), Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., and Stock, J. M., eds., *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334.*

- Ferrari, L.** (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 84-92.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C. M., Jacobo-Albarrán, J., y López-Martínez, M.** (2005). Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146(4), 284-306.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M.,** (2012), The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, p.122-149
- Fisher, R. V.** (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72(9), 1409-1414.
- Forni, F., Bachmann, O., Mollo, S., De Astis, G., Gelman, S. E., y Ellis, B. S.** (2016). The origin of a zoned ignimbrite: Insights into the Campanian Ignimbrite magma chamber (Campi Flegrei, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 449, 259-271.
- Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M., Delgado-Granados, H., y Carmichael, I. S.** (2007). A Pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco *rift*: Evidence for the initial stages of *rifting* between the Jalisco block (Mexico) and North America. *Geological Society of America Bulletin*, 119(1-2), 49-64.
- Friedman, I., Long, W., Smith, R.L., 1963.** Viscosity and water content of rhyolite glass. *J. Geophys. Res.* 68, 6523–6535. Gifkins, C.C., Allen, R.L., McPhie, J., 2005. Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 142, 29–47.
- García-Palomo, A., Zamorano, J. J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., y Macías, J. L.** (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 25(1), 158-178.
- Garduño, V. H., y Tibaldi, A.** (1991). Kinematic evolution of the continental active triple junction of the western Mexican Volcanic Belt. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 312(2), 135-142.
- Garduño-Monroy, V. H., Saucedo-Girón, R., Jiménez, Z., Gavilanes-Ruiz, J. C., Cortes-Cortés, A., y Uribe-Cifuentes, R. M.** (1998). La Falla Tamazula, limite suroriental del bloque Jalisco, y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2), 132-144.
- Gastil, R. G., y Jensky, W.** (1973). Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic belt. In *Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System: Stanford, CA, Stanford University Publications, Geological Sciences (Vol. 13, pp. 171-180).*

- Gelman, S. E., Deering, C. D., Bachmann, O., Huber, C., y Gutierrez, F. J.** (2014). Identifying the crystal graveyards remaining after large silicic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 299-306.
- Geyer, A., y Marti, J.** (2008). The new worldwide collapse caldera database (CCDB): A tool for studying and understanding caldera processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175(3), 334-354.
- Gilbert, C. M., E Carmichael, I. S., y Mahood, G. A.** (1985). Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, 24(1).
- Goff, F., y Grigsby, C. O.** (1982). Valles caldera geothermal systems, New Mexico, USA. *Journal of hydrology*, 56(1-2), 119-136.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., y Ferrari, L.** (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3).
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., y Ferrari, L.** (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers*, 422, 129-181.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N. E., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., y Iriondo, A.** (2008). The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology*, 36(6), 471-474.
- Gottsmann, J., Camacho, A. G., Martí, J., Wooller, L., Fernández, J., Garcia, A., y Rymer, H.** (2008). Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: Implications for its evolution and recent reactivation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168(3-4), 212-230.
- Gudmundsson, A., Marti, J., y Turon, E.** (1997). Stress fields generating ring faults in volcanoes. *Geophysical Research Letters*, 24(13), 1559-1562.
- Gudmundsson, A.** (1988). Formation of collapse calderas. *Geology*, 16(9), 808-810.
- Guillou-Frottier, L., Burov, E. B., y Milési, J. P.** (2000). Genetic links between ash-flow calderas and associated ore deposits as revealed by large-scale thermo-mechanical modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(3-4), 339-361.
- Harker, A.** (1909). The natural history of igneous rocks Methuen.
- Harris, N. B., Pearce, J. A., y Tindle, A. G.** (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 67-81.

- 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.
- Houghton, B. F., y Wilson, C. J. N.** (1989). A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of volcanology*, 51(6), 451-462.
- Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., Rosenberg, M. D., Smith, I. E. M., y Parker, R. J.** (1996). Mixed deposits of complex magmatic and phreatomagmatic volcanism: an example from Crater Hill, Auckland, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 58(1), 59-66.
- Houghton, B. F., Hobden, B. J., Cashman, K. V., Wilson, C. J. N., y Smith, R. T.** (2003). Large-scale interaction of lake water and rhyolitic magma during the 1.8 ka Taupo eruption, New Zealand. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 140, 97-109.
- Ingram, R. L.** (1954). Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 65(9), 937-938.
- Inman, D. L.** (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 22(3).
- Irvine, T. N. J., y Baragar, W. R. A.** (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- José Rosas-Elguera, Luca Ferrari, Margarita López Martínez y Jaime Urrutia-Fucugauchi** (1997) Stratigraphy and Tectonics of the Guadalajara Region and Triple-Junction Area, Western Mexico, *International Geology Review*, 39:2, 125-140.
- Lee, C. T. A., y Morton, D. M.** (2015). High silica granites: Terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters*, 409, 23-31.
- Lee, C. T. A., Morton, D. M., Farner, M. J., y Moitra, P.** (2015). Field and model constraints on silicic melt segregation by compaction/hindered settling: The role of water and its effect on latent heat release. *American Mineralogist*, 100(8-9), 1762-1777.
- 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: Solid Earth*, 89(B10), 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. *Encyclopedia of Volcanoes*, 426, 643-662.

- López-Infanzón, M.** (1991). Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico. Master Science Thesis, Tulane University, New Orleans.
- Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F., y Carmichael, I. S.** (1985). Active *rifting* in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, 13(1), 54-57.
- Maciél-Flores, R.** (1992). Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jalisco, México.
- Maciél-Flores, R.** (1992). Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jalisco, México.
- Mahood, G. A.** (1977). A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 1(2), 177-190.
- Mahood, G. A.**, 1980. Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center –Sierra La Primavera, Jalisco, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8: 199-230.
- Mahood, G. A.** (1981). A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10137-10152.
- Mahood, G. A., y Drake, R. E.** (1982). K-Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 93(12), 1232-1241.
- Mahood, G. A., Gilbert, C. M., y Carmichael, I. S. E.** (1985). Peralkaline and metaluminous mixed-liquid ignimbrites of the Guadalajara region, Mexico. *Journal of volcanology and geothermal research*, 25(3-4), 259-271.
- Mahood, G. A., y Halliday, A. N.** (1988). Generation of high-silica rhyolite: a Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100(2), 183-191.
- Marotta, E., y de Vita, S.** (2014). The role of pre-existing tectonic structures and magma chamber shape on the geometry of resurgent blocks: Analogue models. *Journal of volcanology and geothermal research*, 272, 23-38.
- Martí, J., y 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(1-4), 161-173.
- Marti, J., Ablay, G. J., REDSHAW, L. T., y Sparks, R. S. J.** (1994). Experimental studies of collapse calderas. *Journal of the Geological Society*, 151(6), 919-929.
- Marti, J., Geyer, A., Folch, A., y Gottsman, J.** (2008). Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response. *Developments in Volcanology*.

- Martínez-López, M. del R.** (2011). Estudio sísmico de la estructura cortical en el bloque de jalisco a partir de registros locales del proyecto Mars (Tesis de posgrado). Universidad Nacional Autónoma de México. 136 p.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., y Verma, S. P.** (1999). Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating *rifting* at an active margin?. *Geology*, 27(1), 51-54.
- Menard Jr, H. W.** (1955). Deep-sea channels, topography, and sedimentation. *AAPG Bulletin*, 39(2), 236-255.
- Middlemost, E. A.** (1975). The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, 11(4), 337-364.
- Miura, D., y Tamai, M.** (1998). Intracaldera structure and megabreccias at Dorobu caldera, northeastern Honshu, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80(3-4), 195-215.
- Miura, D.** (2005). Effects of changing stress states on the development of caldera-bounding faults: Geological evidence from Kumano caldera, Japan. *Journal of volcanology and geothermal research*, 144(1-4), 89-103.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. S., y Renne, P.** (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3), 383-394.
- Moore, I., y Kokelaar, P.** (1998). Tectonically controlled piecemeal caldera collapse: A case study of Glencoe volcano, Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, 110(11), 1448-1466.
- Mooser, F.** (1958). Active volcanoes of Mexico. *Internatl. Volcanol. Assoc.*; (), 6.
- Mooser, F.** (1972). The Mexican volcanic belt: Structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, 12(2), 55-70.
- Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M., y Scolamacchia, T.** (2013). Depósitos volcanoclásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, 48, 15-39.
- Nairn, I. A., Wood, C. P., y Bailey, R. A.** (1994). The Reporoa caldera, Taupo volcanic zone: source of the Kaingaroa ignimbrites. *Bulletin of Volcanology*, 56(6-7), 529-537.
- Nance, R. D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J. D., Storey, C., y Jeffries, T. E.** (2007). Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, México: Detrital zircon U-Pb age constraints and implications for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean. *Geological Society of America Special Papers*, 423, 453-464.

- Negendak, J. F., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., y Werle, D.** (1985). Geological and geochemical investigations on the eastern trans mexican volcanic belt. *Geofísica Internacional*, 24(4).
- Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L. A., y Damon, P. E.** (1985). Geochronologic, petrologic, and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional (México)*, v. 24.
- Orozco-Esquivel, M. T., López-Martínez, M., y Ferrari, L.** (2010). El volcanismo miocénico de la Faja Volcánica Transmexicana: migración del arco y variación en la contribución de componentes de subducción. *Geosphere*, 30(1), 160-161.
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., y Centeno-Garcia, E.** (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127-1130.
- Otterloo, J., Cas, R. A., y Sheard, M. J.** (2013). Eruption processes and deposit characteristics at the monogenetic Mt. Gambier Volcanic Complex, SE Australia: implications for alternating magmatic and phreatomagmatic activity. *Bulletin of Volcanology*, 75(8), 737.
- Pardo, M., y Suárez, G.** (1993). Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico. *Geophysical research letters*, 20(21), 2391-2394.
- Pardo, M., y Suárez, G.** (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357-12373.
- Pearce, T. H.** (1984). The analysis of zoning in magmatic crystals with emphasis on olivine. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(2), 149-154.
- Petrone., Tagami, T., Francalanci, L., Matsumura, A., y Sudo, M.** (2001). Volcanic systems in the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) in the light of new K-Ar geochronological data. *Geochemical Journal*, 35(2), 77-88.
- Pittari, A., Cas, R. A. F., Wolff, J. A., Nichols, H. J., Larson, P. B., y Martí, J.** (2008). The use of lithic clast distributions in pyroclastic deposits to understand pre- and syn-caldera collapse processes: a case study of the Abrigo Ignimbrite, Tenerife, Canary Islands. *Developments in Volcanology*, 10, 97-142.
- Ponce, L., Gaulon, R., Suárez, G., y Lomas, E.** (1992). Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 19(8), 773-776. Press, Washington, DC, 464 pp.
- Radilla Albarrán, U. A.** (2018). Análisis sedimentológico y estratigráfico de los depósitos lacustres en la caldera de La Primavera, Guadalajara, Jalisco, México. Tesis de maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, México.

- Rivera Olguín, E.** (2016). Historia eruptiva del Volcán Planillas: vulcanismo post caldera en la caldera de La Primavera, Jal. Tesis de maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, México.
- Rollinson, H. R.** (1993). Using geochemical data: evaluation. *Presentation, interpretation. Singapore. Ongman.*
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., y Urrutia-Fucugauchi, J.** (1996). Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24(10), 921-924.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Martínez, M. L., y Urrutia-Fucugauchi, J.** (1997). Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-junction area, western Mexico. *International Geology Review*, 39(2), 125-140.
- Rosas-Elguera, J., y Urrutia-Fucugauchi, J.** (1998). Tectonic control of the volcano-sedimentary sequence of the Chapala Graben, Western Mexico. *International geology review*, 40(4), 350-362.
- Ross, C. S., y Smith, R. L.** (1961). Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations, and identification (No. 366). United States Government Printing Office.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López Martínez, M., y Rosas Elguera, J.** (2002). Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(1).
- Sandoval Velásquez, A. L.** (2018). Geología y petrogénesis de los domos riolíticos emplazados sobre la margen surdel anillo de la Caldera La Primavera, Jalisco México.
- Santoyo-Gutiérrez, S., García, A., Morales, M., Perezvera, J., y Rosas, A.** (1991). Applied technology in the solution of geothermal drilling problems of deep wells in La Primavera caldera (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47(1-2), 195-208.
- Saucedo- Velazquez, J. I.**, (2017) Propuesta para el Desarrollo de un Proyecto Geotérmico Sustentable en el Bosque de La Primavera, Jalisco. Tesis de maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, México.
- Seager, W. R., y McCurry, M.** (1988). The cogenetic organ cauldron and batholith, south central New Mexico: Evolution of a large-volume ash flow cauldron and its source magma chamber. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B5), 4421-4433.
- Serpa, L., Smith, S., Katz, C., Skidmore, C., Sloan, R., y Pavlis, T.** (1992). A geophysical investigation of the southern Jalisco block in the state of Colima, Mexico. *Geofísica Internacional*, 31(4).

- Shand, S. J.** (1951). *The study of rocks*. T. Murby.
- Sheridan, M. F.** (1970). Fuarmolic mounds and ridges of the Bishop Tuff, California. *Geological Society of America Bulletin*, 81(3), 851-868.
- Sheth, H. C., Torres-Alvarado, I. S., y Verma, S. P.** (2000). Beyond subduction and plumes: A unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican volcanic belt. *International Geology Review*, 42(12), 1116-1132.
- Simmons, J. M., Cas, R. A. F., Druitt, T. H., y Folkes, C. B.** (2016). Complex variations during a caldera-forming Plinian eruption, including precursor deposits, thick pumice fallout, co-ignimbrite breccias and climactic lag breccias: the 184 ka Lower Pumice 1 eruption sequence, Santorini, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, 200-219.
- Sohn, Y. K., y Chough, S. K.** (1989). Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentology*, 36(5), 837-855.
- Simkin, T., Fiske, R.S., 1983. Krakatau** (1883). The Volcanic Eruption and its Effects. Smithsonian Inst.
- Singh, S. K., y Pardo, M.** (1993). Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophysical research letters*, 20(14), 1483-1486.
- Smith, R. L.** (1960). Zones and zonal variations in welded ash flows.
- Smith, R. L.** (1968). Resurgent cauldrons. *Mem. Geol. Soc. Amer*, 116, 613-662.
- Sparks, R. S. J., Self, S., y Walker, G. P.** (1973). Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1(3), 115-118.
- Spinks, K. D., Acocella, V., Cole, J. W., y Bassett, K. N.** (2005). Structural control of volcanism and caldera development in the transtensional Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4), 7-22.
- Steven, T. A.** (1976). Calderas of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado. *US. Geol. Survey Prof. Pap.*, 958.
- Stix, J., Kennedy, B., Hannington, M., Gibson, H., Fiske, R., Mueller, W., y Franklin, J.** (2003). Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits. *Geology*, 31(4), 375-378.
- Stock, Joann M.** (1993) Tectónica de placas y la Evolución del Bloque Jalisco, México. *GEOS*, 13 (3). 39.
- Sulpizio, R., Bonasia, R., Dellino, P., Mele, D., Di Vito, M. A., y La Volpe, L.** (2010). The Pomici di Avellino eruption of Somma–Vesuvius (3.9 ka BP). Part II: sedimentology and physical volcanology of pyroclastic density current deposits. *Bulletin of Volcanology*, 72(5), 559-577.

- Sun, S. S., y McDonough, W. F.** (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Taylor, S. R., y McLennan, S. M.** (1985). The continental crust: its composition and evolution.
- Tinoco Murillo, Z. S.** (1917). Génesis y mecanismos de emplazamiento de la pómez gigante de la Caldera de La Primavera, Jalisco.
- Troll, V. R., Walter, T. R., y Schmincke, H. U.** (2002). Cyclic caldera collapse: Piston or piecemeal subsidence? Field and experimental evidence. *Geology*, 30(2), 135-138.
- UACh.** (2008). Proyecto Geotermoelèctrico Cerritos Colorados (25MW – Primera Etapa).
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Rosas-Elguera, J.** (1994). Paleomagnetic study of the eastern sector of Chapala Lake and implications for the tectonics of west-central Mexico. *Tectonophysics*, 239(1-4), 61-71.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Flores-Ruiz, J. H.** (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38(2), 176-194.
- Urrutia-Fucugauchi J., Valdivia, L. A., Elguera, J. R., Enríquez, O. C., Goguitchaichvili, A., Arechalde, A. S., Miranda, C. C., ... y Reyes, S. S.** (2000). Magnetostratigraphy of the volcanic sequence of Río Grande de Santiago-Sierra de La Primavera region, Jalisco, western Mexico. *Geofísica Internacional*, 39(3), 247-265.
- Vázquez, J. A., Velasco, N. O., Schmitt, A. K., Bleick, H. A., y Stelten, M. E.** (2014). 238 U–230 Th dating of chevkinite in high-silica rhyolites from La Primavera and Yellowstone calderas. *Chemical Geology*, 390, 109-118.
- Verma, S. P.** (2003). Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence for a *rift*-related origin of magmas in Tizayuca volcanic field, Central Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of India*, 61(3), 257-276.
- Von Buch, L.** (1825). *Physikalische Beschreibung der Kanarischen Inseln*. Berlin. *Akademie der Wissenschaften*, 407.
- Walker, G. P.** (1983). Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of volcanology and geothermal research*, 17(1-4), 65-88.
- Walker, G. P.** (1984). Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8407-8416.
- Walker, G. P. L.** (1981). Plinian eruptions and their products. *Bulletin volcanologique*, 44(3), 223.

- Watkins, N. D., Gunn, B. M., Baksi, A. K., York, D., y Ade-Hall, J.** (1971). Paleomagnetism, geochemistry, and potassium-argon ages of the Rio Grande de Santiago volcanics, central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 82(7), 1955-1968.
- Wedepohl, K. H.** (1995). The composition of the continental crust. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 59(7), 1217-1232.
- Wentworth, C. K.** (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*, 30(5), 377-392.
- Williams, H.** (1941). Calderas and their origin. *Bull. Dept. Geol. Sci. Univ. Calif. Publ.*, 25, 239-346.
- Wilson, C. J. N., y Walker, G. P.** (1982). Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *Journal of the Geological Society*, 139(5), 581-592.
- Wilson, B. M.** (2007). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science y Business Media.
- Winchester, J. A., y Floyd, P. A.** (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325-343.
- Wohletz, K., y Heiken, G.** (1992). *Volcanology and geothermal energy* (Vol. 432). Berkeley: University of California Press.
- Wright, J. V., y Walker, G. P.** (1977). The ignimbrite source problem: Significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology*, 5(12), 729-732.
- Wright, J. V.** (1981). The Rio Caliente ignimbrite: analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major late Quaternary Mexican eruption. *Bulletin Volcanologique*, 44(2), 189.

A N E X O S

Etapas de formación de una caldera de colapso

El modelo que explica la formación de una caldera de colapso, se puede subdividir en las etapas más características de su evolución (Smith y Bailey 1968; Lipman 1984; Cole *et al.*, 2005; Tabla siguiente; Figura14).

Etapa	Smith y Bailey (1968)	Lipman (2000) Cole (2005)
I	<p><i>Tumescencia regional y formación de fracturas anulares.</i> Inicio de la tumescencia regional, además, se propagan fracturas radiales y anulares con el posible hundimiento de un graben. Se presenta erosión de las zonas altas de la caldera y la zonación composicional de la cámara magmática con un incremento en la presión y una menor intrusión (Figura 19- 1).</p>	<p><i>Volcanismo pre colapso.</i> Inicia con un volcanismo superficial que frecuentemente se acompaña de abultamiento el cual no es fácil de preservar, y los pequeños domos que se generan en ocasiones son el único registro de acumulación de magma en la corteza.</p>
II	<p><i>Erupción formadora de la caldera.</i> Se presenta la erupción de grandes flujos de ceniza. Se genera la desgasificación de la parte superior zonal de la cámara magmática (Figura 19- 2).</p>	<p><i>Subsidencia de la caldera.</i> El colapso se asocia con el desalojo a gran escala de magma. Las erupciones en ocasiones comienzan con una fase de conducto central y evolucionando a una fase de conductos alineados de manera anular, que coincide con el colapso de la caldera. La cavidad formada debido al colapso puede rellenarse con sedimentos.</p>
III	<p><i>Colapso caldérico.</i> En ocasiones esta etapa y la etapa II se llegan a superponer. Se forman avalanchas y deslizamientos de las paredes de la caldera. Se origina un desequilibrio en la cámara magmática (Figura 19- 3).</p>	<p><i>Magmatismo post-colapso y resurgencia.</i> Este tipo de actividad refleja la evolución del magma residual y/o la recarga de la cámara magmática posterior al desarrollo de la caldera. El magmatismo post-colapso normalmente se encuentra controlado por los patrones geométricos de las fallas anulares producto del colapso del techo de la cámara magmática. Esta actividad puede estar distribuida aleatoriamente dentro de la caldera, pero normalmente se ubica a lo largo de estructuras como fallas anulares y fracturas. El ascenso de magma puede levantar la porción central de la caldera ya sea como domo o como un bloque levantado.</p>
IV	<p><i>Vulcanismo pre-resurgente y sedimentación.</i> Se generan erupciones piroclásticas menores y en algunas calderas se presentan lavas en el piso de la caldera. La actividad sedimentaria se ve reflejada con el continuo relleno de la caldera con material proveniente de taludes, avalanchas, deslizamientos, abanicos y depósitos lacustres. El magma atrapado en las fracturas anulares se consolida formando diques. La cámara magmática progresivamente recupera su equilibrio y comienza una menor intrusión de magma en los bordes de la caldera (Figura 19- 4).</p>	<p><i>Actividad hidrotermal y mineralización.</i> Esto puede ocurrir durante la vida de la caldera, pero comienza a dominar la actividad posterior creando sistemas geotérmicos y puede o no llevar a la deposición de minerales económicos.</p>
V	<p><i>Formación de domos resurgentes.</i> Hay un posible vulcanismo a través de las fracturas anulares y/o la erupción o intrusión de domos a través de estas fracturas. La caldera continúa llenándose (los lagos se desbordan y la caldera se fragmenta). Se presenta el crecimiento del plutón central y tal vez una etapa de intrusión (Figura 19- 5).</p>	
VI	<p><i>Vulcanismo a través de fracturas anulares mayores.</i> Se origina una posible tumescencia y reapertura de las fracturas anulares regionales. Es posible la repetición de la etapa II y originar un siguiente ciclo formador de caldera. Continúa el llenado de la caldera, pero también se presenta el reciclamiento por la erosión de los mismos</p>	

	sedimentos que la llenan. Se presenta el emplazamiento y diferenciación final de las intrusiones anulares. Posiblemente detenidas por el plutón central (Figura 19- 6).	
VII	<i>Solfataras terminal y actividad de aguas termales.</i> Se considera la etapa terminal, donde se desarrolla la etapa fumarólica y actividad de fuentes termales (hot springs) provocando la alteración hidrotermal. Se origina actividad de aguas termales y fumarólica terminal. Se presenta un ciclo de erosión depósito en los mismos sedimentos de la caldera. Los plutones más grandes se cristalizan y se da una posible etapa mayor de mineralización.	

Tabla 3.-Etapas de formación de las calderas volcánicas, de acuerdo con Smith y Bailey (1968), Lipman (1984) y Cole *et al.*, (2005).

4.3 Anatomía de una caldera volcánica

La forma y el tamaño de una caldera volcánica es variable, algunas son de formas circulares y con una sola fase de colapso (p. ej. Reporoa, Nueva Zelanda; Nairn *et al.*, 1994; Beresford and Cole, 2000), mientras otras son de formas rectilíneas (p. ej. Taupo, Nueva Zelanda; Cole *et al.*, 1998), con tamaños que van de los pocos kilómetros hasta decenas de km (La Garita, Colorado, USA; Lipmann 2000) y algunas forman parte de complejos caldericos (múltiples calderas de diferentes edades, superpuestas estructural y espacialmente; Cole *et al.*, 2005).

De acuerdo con Cole, (2005), una caldera volcánica puede presentar los siguientes elementos estructurales y morfológicos: borde topográfico, pared topográfica interna, collar de colapso, fallas de borde, piso de la caldera, relleno intra-caldérico y cámara magmática subcalderica (Figura 20 a-c).

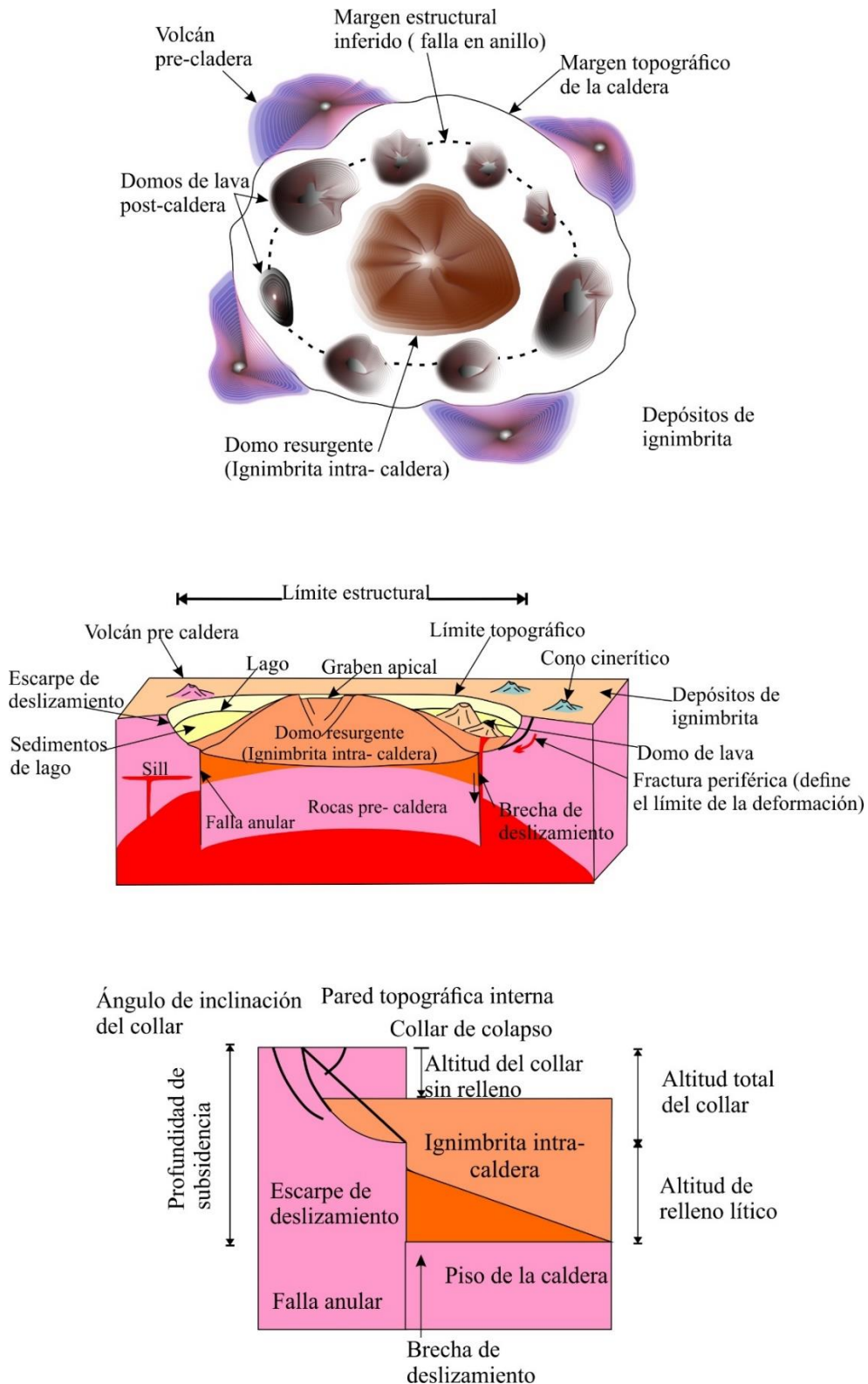


Figura 20.- a) Figura esquemática de una caldera tipo pistón resurgente vista en planta, b) diagrama en 3D de una caldera de colapso tipo piston y sus principales elementos y c) Terminología de una caldera de colapso clásica tipo pistón (traducido de Cole, 2005)

Borde topográfico (topographic rim): Comprende el escarpe que bordea el área de la caldera, detrás de la cual existen otras estructuras volcánicas extra-caldera (Figura) En

calderas jóvenes este borde topográfico define el área de subsidencia y se puede apreciar claramente, sin embargo, en calderas antiguas, se han suavizado las pendientes del escarpe por la erosión, lo que dificulta detectar con precisión el borde topográfico.

Pared topográfica interna (inner topographic wall): es la pared del escarpe que ha quedado a la vista después del colapso de la caldera y que sirve de barrera a la depresión neo-formada. En calderas jóvenes esta pared es vertical y acantilada, pero con el paso del tiempo tiende a tomar un perfil cóncavo que aplanla la pendiente. El material con el que se llenará la caldera se llega a depositar directamente encima de esta pared, así como las rocas caídas o los taludes desprendida desde el escarpe.

Collar de colapso (collapse collar): Es el material removido en masa y el escarpe que retrocede por es el material removido entre la pared topográfica de la caldera y el límite de la estructura de la caldera (Figura 20 c). El ángulo del collar de colapso es moderado, típicamente de 25°, siendo probablemente 45° el límite superior y de 10 – 15 ° en calderas muy erosionadas donde la pared interna se expresa como una discordancia irregular entre las rocas pre caldera y las rocas que rellenan la caldera.

Fallas de borde (boundig faults): son las fallas que bordean la caldera (en la mayoría de ocasiones con geometría arqueada y en forma de anillo), que se forman durante el colapso de la caldera (Figura 20 b). Muchas de estas fallas tienen una profundidad que ronda los 5 km con diámetros considerables. La presencia de estas fallas anulares a veces se puede inferir a partir de la distribución de los *vents* y domos originados durante el magmatismo post calderico. La geometría de estas fallas de borde se hace más compleja en profundidad.

Piso de la caldera (caldera floor): el piso estructural de la caldera es la superficie terrestre pre-caldera que se hundió en el momento del colapso (Figura 20 c). Normalmente el piso va descendiendo por eventos o episodios, pero existen casos excepcionales en donde la subsidencia se da en una sola erupción (Seager y McCurry, 1988). La geometría del piso de la caldera y de los bloques que la forman es compleja y complicada de estudiar debido a las profundidades en que se encuentra.

Solamente en algunas calderas antiguas y profundamente erosionadas se pueden observar algunas estructuras formadas durante la subsidencia. Esta labor todavía se complica más en las calderas que han sufrido varios episodios de colapso o que estén afectadas por el tectonismo regional.

Relleno intra caldérico (intra caldera fill): es el material que se deposita en la depresión de la caldera generada por el colapso. Este relleno provee la información de los procesos clave de formación de una caldera de colapso. Los depósitos de flujos de ceniza y brechas se acumulan sincrónicamente durante la subsidencia de la caldera, llegando a espesores kilométricos (Lipman 1976). También es posible que la caldera se rellene con depósitos post caldera, así como sedimentos lacustres (Mahood, 1980; Figura 20 b).

Cámara magmática sub caldérica (sub caldera magma chamber): es la cámara magmática donde se acumula el magma silícico de baja densidad, el cual puede provocar el levantamiento del terreno y el esfuerzo extensional local necesario para iniciar la formación de las fallas de borde (generalmente anulares), las cuales sirven como vías por donde se produce la subsidencia y el posterior colapso que formará la caldera (Gudmunsson 1988; Marti *et al.*, 1994). En algunas calderas antiguas y erosionadas se

preservan como plutones hasta grandes profundidades se preservan el plutón o batolito, que representa la cámara magmática y que fue emplazado a pocos kilómetros de la superficie volcánica (Lipman 1984). La geometría del colapso está estrechamente relacionada con la forma de la cámara magmática (Lipman, 2000). El tamaño de la caldera está directamente relacionado con el tamaño de la cámara magmática, tal y como lo demuestran los experimentos de Martí *et al.* (1994). La intrusión de magma nuevo en la cámara magmática puede provocar el resurgimiento de la base de la caldera, levantando el centro de la depresión como si se tratara de un domo estructural (Cole *et al.*, 2005).

4.4 Tipos de calderas de colapso.

Existen ocho tipos de modelos de subsidencias caldéricas (Lipman, 1997; Cole *et al.*, 2005) las cuales son: pistón (*piston*), en rompecabezas (*piecemeal*), en trampa o bisagra (*trap door*), hundido (*downsag*), embudo (*funnel*), caótico (*chaotic*), escudos de ignimbrita (*ignimbrite shields*) y depresiones volcanotectónicas (*volcano- tectonic depressions*) de las cuales son más comunes las primeras seis describiéndolas a continuación.

4.4.1 Colapso de tipo Piston (Piston)

Es el tipo de colapso más común que involucra el hundimiento de un bloque de roca a través de falla anulares hacia el interior de la cámara magmática (Figura 14), debido a la evacuación del magma a lo largo de fallas en anillo o la erupción de grandes volúmenes de cámaras magmáticas superficiales. Las calderas grandes de este tipo de colapso presentan diámetros de piso (>10km) mayores a su espesor (Lipman, 1997).

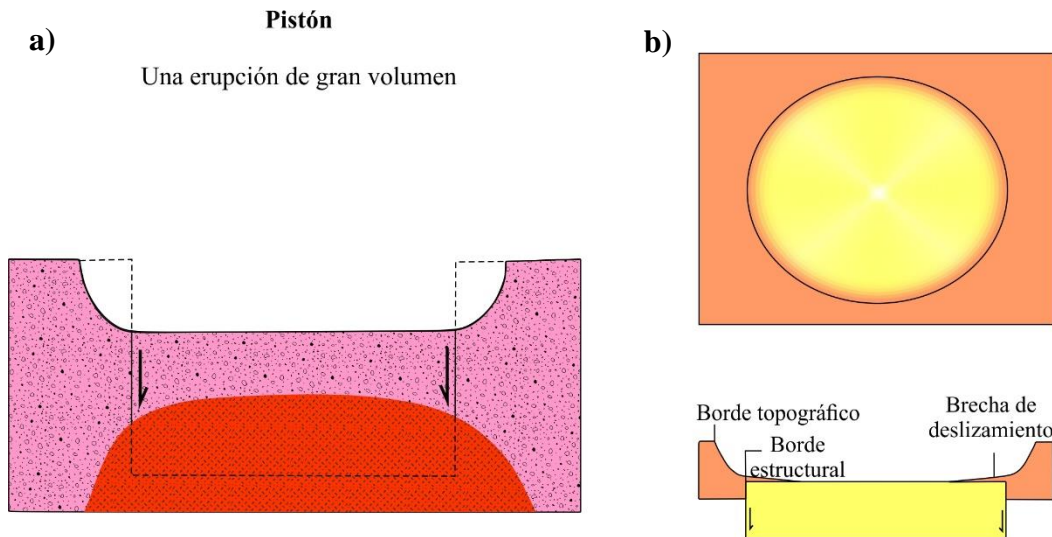


Figura 14.- Colapso de caldera tipo pistón de acuerdo con a) Lipman (1989) y b) Cole (2005).

4.4.2 Colapso en rompecabezas (Piecemeal)

Este tipo de colapso involucra numerosos bloques de piso y/o múltiples centros de colapso (Lipman, 1997; Cole *et al.*, 2005) (Figura 15). Este tipo de colapso puede estar asociada a 1) cámaras magmáticas múltiples con sobreposición en sus tiempos de actividad eruptiva, en donde la erupción de una puede disparar la erupción de las demás, 2) la caldera está controlada tectónicamente por fallas que fragmentan el piso de la caldera en varios bloques antes de la erupción y controlan la ubicación del colapso o 3) donde el bloque colapsado queda reducido a una mega brecha (Branney y Kokelaar, 1994).

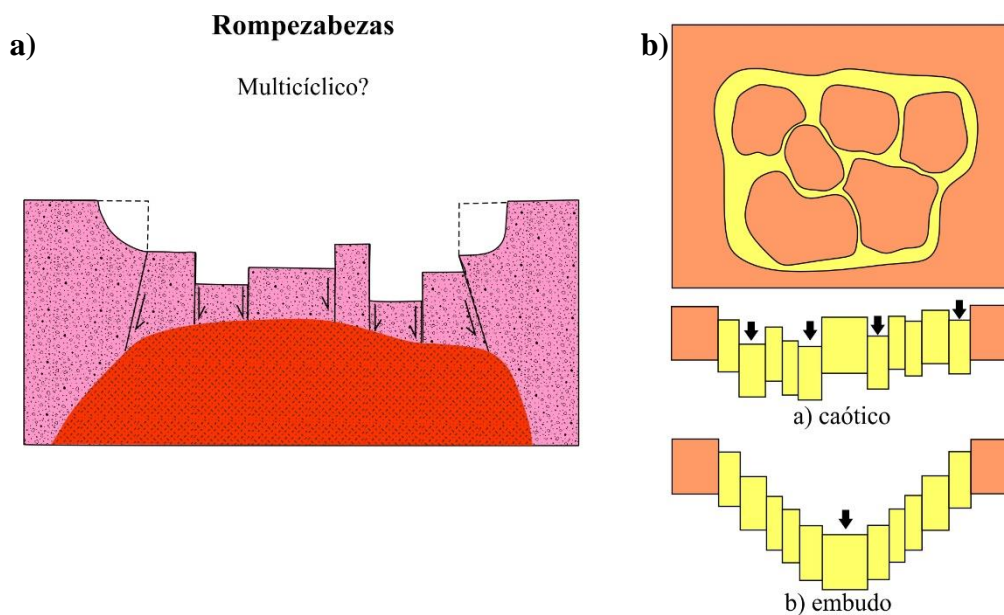


Figura 15.- Colapso de caldera tipo rompezabezas de acuerdo con a) Lipman (1989) y b) Cole (2005).

4.4.3 Colapso en trampa o bisagra (Trap-door)

Se limita a una falla parcial de forma anular y por un segmento que funciona a manera de bisagra (Figura 16), de esta forma el colapso se presenta del lado donde ocurre el hundimiento, también puede presentarse donde un bloque cae de manera asimétrica en una falla anular completa (Cole *et al.*, 2005). Este tipo de colapso se encuentra entre los colapsos de tipo pistón y *downsag* y está relacionado con erupciones pequeñas de una cámara magmática asimétrica o por influencias tectónicas regionales.

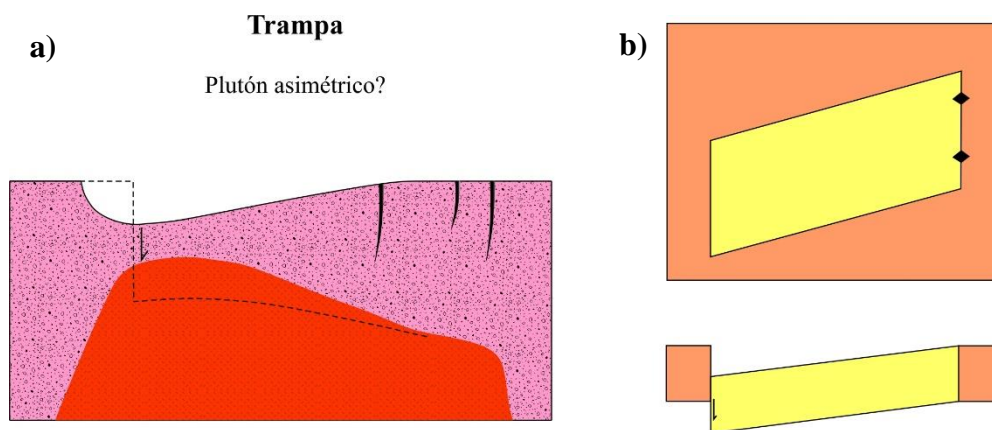


Figura 16.- Colapso de caldera tipo trampa de acuerdo con a) Lipman (1989) y b) Cole (2005).

4.4.4 Colapso en *Downsag*

Ocurre cuando las fallas anulares pueden o no penetrar el suelo superficial, deformando los bloques de roca que cubren la cámara magmática sin fracturarse (Figura 17). No se observan paredes de caldera y la superficie se inclina hacia el centro de la caldera (Cole *et al.*, 2005) pareciendo depresiones volcánicas, donde el área de subsidencia no está delimitada por un anillo de falla, sino que, los bordes de la depresión se conforman de pendientes suaves de entre 0.5° y 3° (Walker, 1984). Esto se puede presentar por varios factores: 1) una flexión suave y el fracturamiento de las rocas superficiales durante la inclinación de la subsidencia, antes de la deformación de una falla de anillo bien delimitada, 2) una subsidencia por falla de anillo parcial, resultando en un colapso en Trapdoor, 3) la debilidad del piso de la caldera dentro de fallas anulares delimitantes, 4) un hundimiento gravitacional hacia el interior de la caldera (Lipman, 1997) y 5) fallas arqueadas iniciales que se forman durante colapsos múltiples (Branney, 1995).

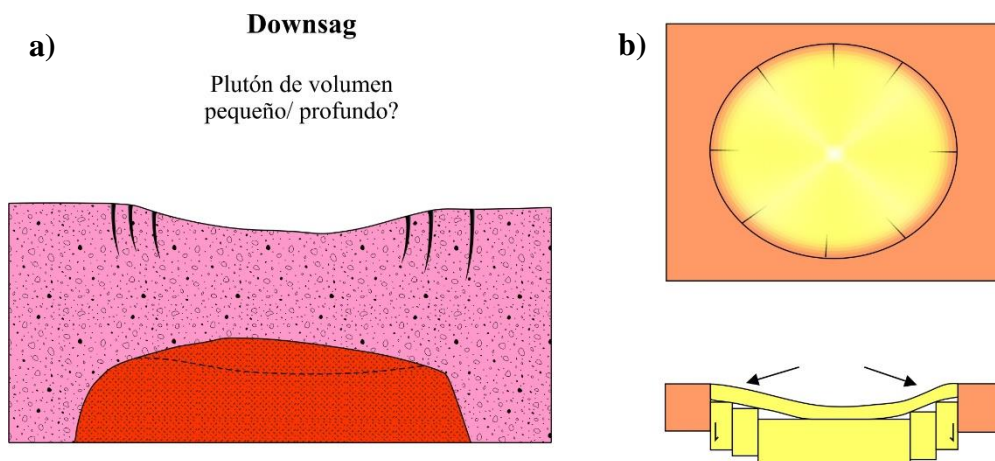


Figura 17.- Colapso de caldera tipo Downsag de acuerdo con a) Lipman (1989) y b) Cole (2005).

4.4.5 Colapso en embudo (Funnel)

Son característicos por sus formas en V o embudo observadas a través de métodos geofísicos (Figura 18), común en calderas con un diámetro <2-4 km, asociadas a cámaras magmáticas pequeñas a través de un cráter eruptivo central (Lipman, 1997). Este tipo de colapsos puede deberse a varios colapsos en Downsag, colapsos en partes donde el piso caldérico se fragmenta en numerosos bloques que se pueden hundir y rotar independientemente, o a la subsidencia periódica durante erupciones sucesivas, siempre siguiendo un único colapso central profundo (Cole, 2005).

