



UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO

CAMPUS GUANAJUATO
DIVISIÓN DE INGENIERÍAS
**Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia
y Geología**

**ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y
GEOQUÍMICA DE LA SECUENCIA
VOLCANICLÁSTICA GRANADAS, VILLA
GARCÍA, ZACATECAS**

T E S I S P R O F E S I O N A L

Que para obtener el grado de:

INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A

GABRIELA DEL CARMEN LARA GONZÁLEZ

DIRECTORES DE TESIS:

Dr. Pablo Dávila Harris

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dra. María Jesús Puy y Alquiza

Universidad de Guanajuato

Guanajuato, Guanajuato.

Día del Mes de 2019.

A mis padres:

Ma. del Carmen y J. Gerardo

*Quienes me han amado desde antes de nacer y han
custodiado los sueños y esperanzas de su niña, para que nunca
sean robados...*

Por todo ello, mi corazón y eterno agradecimiento.

AGRADECIMIENTOS

Antes que nada, quiero expresar mi más sentido agradecimiento a mi director y guía de esta tesis, Dr. Pablo Dávila Harris, por haberme brindado la oportunidad de trabajar con él, por haber tenido la paciencia necesaria para ayudarme, por transmitirme su conocimiento y por su dedicación para que este proyecto llegara a cumplir con el objetivo.

Agradezco al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT), por la beca que me proporcionó y por permitirme llevar a cabo la metodología de este proyecto dentro de sus instalaciones. En particular, a la M.C. María Mercedes Zavala Arriaga, por instruirme en el Laboratorio de Geología Aplicada, de la División de Geociencias Aplicadas, IPICYT; a la M.C. Beatriz Adriana Rivera Escoto, por facilitarme el uso de las instalaciones del Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN), IPICYT; a la L.Q. María Guadalupe Ortega Salazar, por el análisis de muestras por espectroscopia de emisión óptica, en el Laboratorio Nacional de Biotecnología Agrícola, Médica y Ambiental (LANBAMA), IPICYT; y a todas aquellas personas que me ayudaron con trámites y prestaciones en mi estancia por el IPICYT.

Un agradecimiento muy especial a la Dra. María Jesús Puy y Alquiza, por su grata colaboración, por su apoyo y por sus valiosos consejos sobre este trabajo. También, deseo agradecer a los sinodales encargados de revisar y corregir este trabajo, _____, _____, _____, _____.

De la misma manera, me gustaría reconocer a mi alma máter, la Universidad de Guanajuato, por la formación académica y personal que recibí durante los cuatro años y medio de licenciatura, así como permitirme conocer grandes personas que, con el tiempo, se volvieron fuente de inspiración y familia.

Desde lo personal, me gustaría agradecer al Dr. Pascal Sieck, por brindarme información inédita sobre su área de estudio, por su gran apoyo en las jornadas de campo

y por compartir su conocimiento, principalmente, en el análisis de muestras por FRX. Al Dr. Raúl Miranda Avilés, por confirmar los resultados obtenidos en DRX. A la Dra. Lucero Hernández Martínez, por su motivación y compartir su conocimiento en la búsqueda de bibliografía especializada. Al M.C. Erik Emmanuel Martínez Torres, por sus comentarios y opiniones sobre el tema, y por su apoyo desinteresado en el corte de muestras. A René Ramos Arroyo, técnico del Laboratorio de Petrografía, de la Universidad de Guanajuato, por su apoyo con láminas delgadas. A Ivy Miranda Jaramillo Durazo, estudiante de la Universidad de Guanajuato, por brindarme hospedaje durante mis asesorías en Guanajuato.

Especialmente, quiero agradecer a la Ing. Sara Alicia Martínez Gómez (Sarita), por su incondicional amistad y motivación para seguir adelante, pues cuando parecía que esta tesis no tendría fin, ella siempre estuvo. Por su apoyo en las jornadas de campo, por su ayuda en la limpieza, pulverizado y molienda de muestras, por su paciencia y apoyo en la separación de decenas y decenas de pómez. Por estar todos los días pendiente de mí.

Mi sempiterno agradecimiento al Ing. Braulio Antonio Hernández Silva, por su cariño, inspiración, comprensión y apoyo incondicional en esta etapa de mi vida. Por escucharme, aconsejarme y motivarme a seguir adelante y nunca desistir. Por enseñarme a confiar en mí y estar presente en los buenos, malos y peores momentos. Por su incansable entusiasmo de ver y hacer las cosas.

Perpetuo agradecimiento a mis padres, Ma. del Carmen González Rodríguez y J. Gerardo Lara Lara, por darme la vida, por su esfuerzo y ejemplo de superación. Por apoyarme incondicionalmente en cada etapa de mi vida y haber formado a la persona que hoy soy. Por todo el amor que se puede tener. A mi hermano, Gerardo Javier, por las aventuras y risas que existieron hasta en los días más estresantes. A mi familia en general, eterno agradecimiento.

A todos los amigos y personas que no mencioné, pero que estuvieron pendientes, apoyándome moralmente y animándome, mi más sincero agradecimiento.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL	i
LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABLAS	xv
RESUMEN	xvi
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Antecedentes generales	1
1.2. Justificación	3
1.3. Hipótesis	4
1.4. Objetivos	4
1.4.1. Objetivo general	4
1.4.2. Objetivos específicos	4
1.5. Localización geográfica y vías de acceso	5
1.6. Estado actual de las investigaciones	6
2. CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA	11
2.1. Marco geológico regional	11
2.1.1. Estratigrafía de la Mesa Central	11
2.1.2. Tectónica y geología estructural de la Mesa Central	17
2.2. Marco geológico local	19
3. TERMINOLOGÍA	30
3.1. Propiedades de los depósitos piroclásticos de caída	33
3.1.1. Propiedades a mediana escala o escala intermedia	33
3.1.2. Propiedades a pequeña escala	37
3.2. Clasificación y caracterización de los depósitos de PDC	37
3.2.1. Características de los depósitos de PDC	42
3.3. Clasificación y caracterización de los depósitos volcanoclásticos primarios	47

3.3.1.	Tipos de depósitos volcánico-clásticos primarios	48
3.3.2.	Principales atributos descriptivos	49
3.4.	Corrientes Piroclásticas de Densidad Subacuosa	50
3.4.1.	Características de los depósitos por PDCS (depósitos volcánico-clásticos)	51
4.	METODOLOGÍA DEL ESTUDIO	58
4.1.	Trabajo de campo	58
4.1.1.	Cartografía de la secuencia volcánico-clástica	58
4.1.2.	Levantamiento de columna estratigráfica	59
4.1.3.	Recolección de muestras	61
4.2.	Trabajo de laboratorio	62
4.2.1.	Limpieza y descripción macroscópica de muestras	62
4.2.2.	Aislamiento y determinación de diatomeas	62
4.2.3.	Técnicas analíticas	66
5.	ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA SECUENCIA VOLCANICLÁSTICA GRANADAS	71
5.1.	Descripción general de la secuencia volcánico-clástica	71
5.1.1.	Descripción general de columnas litoestratigráficas	74
5.1.2.	Contenido y granulometría de la secuencia volcánico-clástica	82
5.1.3.	Estructuras sedimentarias primarias y secundarias	83
5.2.	Caracterización de las facies sedimentarias	86
6.	MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LA SECUENCIA VOLCANICLÁSTICA GRANADAS	100
6.1.	Composición mineralógica de la SVG	100
6.1.1.	Composición zeolítica de la SVG	101
6.2.	Geoquímica de elementos mayores	105
6.2.1.	Variación geoquímica entre elementos mayores	109
6.2.2.	Distribución vertical de elementos mayores	111
6.2.3.	Elementos mayores vs unidades volcánicas adyacentes	113
6.3.	Geoquímica de elementos traza	116

6.3.1. Variación geoquímica entre elementos traza y mayores	117
6.4. Geoquímica de las pómez de la SVG	119
DISCUSIÓN	123
Origen de la Secuencia Volcanoclástica Granadas	124
Emplazamiento de la Secuencia Volcanoclástica Granadas	127
CONCLUSIONES	133
BIBLIOGRAFÍA	136
ANEXOS	148

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización geográfica de la Secuencia Volcanoclástica Granadas (SVG). La SVG se ubica al sureste del estado de Zacatecas, en el municipio de Villa García, a 90 km al oeste y en línea recta de la ciudad de San Luis Potosí. Ciudades: SLP: San Luis Potosí, AGS: Aguascalientes.	7
Figura 2. Geología regional y local del área de estudio. La estratigrafía de la carta no registra secuencias volcanoclásticas dentro del área de estudio, ni a sus alrededores (Información tomada de Cartas Geológico-Mineras del Servicio Geológico Mexicano: Villa García F14-A81).	8
Figura 3. Mapa geológico del Complejo Aguas Muertas, Villa García, Zacatecas. Las letras en el mapa se refieren a las columnas litoestratigráficas de la Figura 4. A) Canoas, B) Cuije, C) Emilio Carranza y D) Aguas Muestras (Ilustración tomada de Aguillón-Robles, et al., 2009).....	9
Figura 4. Correlación de columnas litoestratigráficas del Complejo Aguas Muertas. Las columnas realizadas cerca del área de estudio no contienen a la SVG (Ilustración tomada de Aguillón-Robles, et al., 2009).	10
Figura 5. Modelo de elevación digital de la República Mexicana indicando la ubicación de la Mesa Central. La línea punteada indica la división entre las partes sur y norte de la Mesa Central. FVTM: Faja Volcánica Transmexicana (Ilustración tomada de Nieto-Samaniego, et al., 2005).	12
Figura 6. Reconstrucción paleogeográfica para el Triásico y Cretácico de la Mesa Central. TG: Terreno Guerrero, TSM: Terreno Sierra Madre, CMCM: Cuenca Mesozoica del Centro de México, PVSL: Plataforma Submarina Valles – San Luis Potosí, T: Torreón, SLP: San Luis Potosí (Ilustraciones tomadas y modificadas de Centeno-García & Silva-Romo, 1997 (A) y Eguiluz de Antuñano, et al., 2000 (B)).	14
Figura 7. Columnas estratigráficas de la provincia fisiográfica Mesa Central. La imagen muestra el compendio de formaciones que conforman a los terrenos Guerrero y Sierra Madre (PSVSLP: Plataforma Submarina Valles-San Luis Potosí; CMCM: Cuenca Mesozoica del Centro de México), así como las unidades rocosas más recientes de edades cenozoicas (Recopilado de López-Doncel, 2003 y Tristán-González & Torres-Hernández, 1998).	15
Figura 8. Mapa de ubicación de las rocas volcánicas del Oligoceno sobre las provincias fisiográficas Sierra Madre Occidental y Mesa Central. También se distingue el límite de los terrenos Guerrero y Sierra Madre. AGS: Aguascalientes, DGO: Durango, GTO: Guanajuato, SLP: San Luis Potosí, ZAC: Zacatecas (Ilustración tomada de Aguillón-Robles, et al., 2009).....	16

Figura 9. Modelo de evolución tectónica durante el Mesozoico de los terrenos Guerrero y Sierra Madre. El Terreno Guerrero se acrecionó al Terreno Sierra Madre durante el Cretácico tardío (Ilustración tomada de Centeno-García & Silva-Romo, 1997).....	18
Figura 10. Modelo de elevación digital de la zona sur de la Mesa Central. La figura contiene las estructuras volcánicas estudiadas por Aguillón-Robles, et al. (2009), así como las principales estructuras del área: VRG: Graben Villa de Reyes, AG: Graben Aguascalientes, BG: Graben del Bajío, SLPVF: Campo volcánico de San Luis Potosí, LO: Loreto, DO: Ojuelos, PA: Palo Alto, P: Pinos. AGS: Aguascalientes, SLP: San Luis Potosí, AS: Asientos (Ilustración tomada de Aguillón-Robles, et al., 2009).....	20
Figura 11. Localización del área de estudio comprendida dentro del límite tectonoestratigráfico del Terreno Guerrero (Información tomada de Centeno-García & Silva-Romo, 1997, para la delimitación de terrenos tectonoestratigráficos).	21
Figura 12. Geología local del área de estudio. Las ignimbritas de composición riolítica muestran un dominio sobre la geología del sitio de estudio (Información tomada de Sieck, 2019, Comunicación personal).....	22
Figura 13. Columna litoestratigráfica del área de estudio. La edad relativa asignada a cada unidad geológica se ha realizado en base a las relaciones en campo, geología regional (Figura 7) y edad de 31.59 ± 0.14 Ma de la Ignimbrita Villa García, obtenida por el método de Ar/Ar (Extraído de Sieck, 2019, Comunicación personal).	24
Figura 14. Basamento de la parte centro-norte del área de estudio. Martillo con 75 cm de largo (Fotografía tomada por P. Sieck).	25
Figura 15. (A) sedimentos rojos continentales constituidos por areniscas y limolitas bien litificadas. (B) argilización por alteración hidrotermal en lechos rojos continentales identificados hacia la zona este del área de estudio. Martillo con 75 cm de largo (Fotografías tomadas por P. Sieck).	25
Figura 16. (A) afloramiento de lava riolítica. (B) base de la unidad, color negro, sin afectación hidrotermal o desvitrificación. Martillo con 75 cm de largo (Fotografías tomadas por P. Sieck).....	26
Figura 17. Sucesión de estratos localizados hacia la zona intermedia de la SVG. Escala: metro plegable.....	26
Figura 18. Serie de estructuras de la Ignimbrita Villa García. (A) base vesicular de la ignimbrita, (B) reomorfismo o ignimbrita tipo lava-like y (C) brecha masiva rica en líticos (Fotografías tomadas por P. Sieck).	27
Figura 19. Conglomerado polimíctico localizado entre la Ignimbrita Villa García y la Ignimbrita Loreto. Martillo con 75 m de largo (Fotografía tomada por P. Sieck).....	28
Figura 20. Serie de estructuras de la Ignimbrita Loreto. (A) ignimbrita soldada con fiammes de hasta 1.5 m de largo, (B) cima de la Ignimbrita Loreto con bandas de flujo o	

reomorfismo, (C) vítrófidó basal pobremente cristalino. Martillo con 75 cm de largo (Fotografías tomadas por P. Sieck).	29
Figura 21. Columnas eruptivas originadas a partir de las erupciones plinianas del Mt. Santa Helena. (A) muestra la columna que contiene las partículas generadoras de depósitos piroclásticos de caída (Recuperado de https://volcanoes.usgs.gov/vsc/images/image_mngr/500-599/img571.jpg). (B) revela el colapso de la columna eruptiva, formando una corriente piroclástica de densidad (Recuperado de https://volcanoes.usgs.gov/vsc/images/image_mngr/100-199/img158.jpg).	31
Figura 22. Montaje de imágenes que muestran las características de los PFD a (A) gran escala, (B) mediana escala y (C) pequeña escala. La imagen (A) muestra la geometría del depósito y relaciona el adelgazamiento de los estratos lateralmente, así como el contenido clástico por color. La ilustración (B), localizada previamente con una flecha en la figura (A), revela la escala (dm a m) de los estratos del depósito, así como las concentraciones de los clastos líticos. Las figuras de (C) muestran la diversidad de fragmentos encontrados en el depósito: (i) escoria irregular, (ii) bomba densa, (iii) escoria parcialmente fusionada y (iv) clasto lítico anguloso (Ilustración tomada de Houghton, et al., 2015).	34
Figura 23. Análisis de un afloramiento perteneciente a un depósito piroclástico de caída. Las ilustraciones (A) y (B) muestran la realización del análisis estructural (estratificación, gradación) y granulométrico (tamaño de grano) a partir de la captura y calibración de imágenes (métodos ópticos). La figura (C) presenta estratificación paralela planar, índice de erupciones no sostenidas (Joya Honda, S.L.P.).	35
Figura 24. (A) depósito piroclástico de caída analizado bajo sus propiedades de mediana, e intercalado con depósitos de flujo diluido. En el afloramiento se observan piroclastos balísticos (B) y un tamaño de grano que oscila entre 0.5 y 2.0 cm de diámetro; los clastos más finos pertenecen a líticos, mientras los clastos más gruesos a pómez subangulares (C) (Joya Prieta, S.L.P.).	36
Figura 25. Morfologías en piroclastos juveniles: (A) reticulita, (B) cabellos de Pelé, (C) lágrimas de Pelé, (D) clastos fusiformes, (E) lapilli transicional, (F) escoria, (G) lapilli denso, (H) pómez (Ilustración tomada de Brown & Andrews, 2015).	38
Figura 26. Erupción vulcaniana del volcán Soufrière en la isla de Montserrat. (A) muestra la corriente piroclástica de densidad generada durante la erupción, así como sus constituyentes: flujo inferior, columna bouyante (Recuperado de https://volcanoes.usgs.gov/volcanic_ash/respiratory_effects.html). (B) presenta el modelo esquemático de emplazamiento de la PDC y los procesos físicos que ocurren en la parte inferior de ésta; UAb corresponde a la zona basal donde domina la interacción entre partículas y la sedimentación, mientras UAt incluye la baja sedimentación y alta turbulencia del flujo (Ilustración tomada de Giordano, et al., 2008).	39

Figura 27. Depósitos de flujo concentrado (A) y diluido (B y C). Los depósitos de flujo diluido, anteriormente denominados de oleada piroclástica, se diferencian de los primeros por contener estructuras sedimentarias como son estratificación paralela, estratificación cruzada y ondulitas (A: Joya Honda, S.L.P.; B y C: Joya Prieta, S.L.P.).....	40
Figura 28. Esquema general de una corriente piroclástica de densidad y su frontera de flujo. (A) muestra la posición exacta de la frontera de flujo, que está dada entre la parte más baja de la corriente y la parte superior del depósito en formación. (B) y (C) presentan dos tipos conceptuales de frontera de flujo: (B) indica una corriente de baja concentración (depósitos estratificados), mientras (C) una corriente de alta concentración (depósitos masivos) (Ilustración tomada de Branney & Kokelaar, 2002).....	41
Figura 29. (A) Geometría de los diferentes depósitos piroclásticos. (B) Sección vertical compuesta de la Formación Poris, en Tenerife, España. Las variaciones laterales de las facies deposicionales están regidas por la topografía del terreno. Hacia las colinas, las facies se presentan delgadas, mientras en los valles los espesores aumentan (Ilustraciones tomadas de Tucker, 2003 y Brown & Branney, 2004, respectivamente).	43
Figura 30. Componentes de los depósitos por PDC. Hacia la fuente eruptiva, los componentes presentan un tamaño de grano mayor y formas angulares y/o subangulares (A), inversamente, a mayor distancia, los componentes se vuelven finos y redondeados (B). Comúnmente, durante la nube co-ignimbrítica, la ceniza es aglomerada, formando capas de lapilli acrecional (C) (Joya Honda, S.L.P.).	44
Figura 31. Litofacies representativas en depósito de PDC: (A) ignimbrita masiva; (B) brecha lítica; (C) clastos aglomerados con imbricación; (D) ignimbrita con estratificación difusa; (E) ignimbrita con estratificación cruzada; (F) tubos de elutriación; (G) lóbulos ricos en pómez; (H) ignimbrita con lapilli acrecional (Ilustración tomada de Houghton & Carey, 2015).....	46
Figura 32. Modelo de emplazamiento de la PDCS Pavey Ark, en Scafell, Inglaterra. La corriente subacuosa principal se depositó de manera selectiva en el área proximal de la cuenca, siendo su velocidad fuertemente influenciada por la subsidencia de una caldera contemporánea. Los piroclastos más finos fueron depositados en las áreas media y distal. A su vez, una corriente completamente diluida viajó a través de la superficie del lago, depositando partículas en la columna del agua (Ilustración tomada de Kokelaar, et al., 2007).	52
Figura 33. Esquema de depositación de ceniza volcánica en el Lago Rotorua, Nueva Zelanda. La depositación de ceniza sobreyace a facies por sistemas de tracto alto (HST) y bajo (LST) (Ilustración tomada de Marx, et al., 2009).	53
Figura 34. Modelo esquemático de una corriente piroclástica sostenida empujando hacia atrás el agua de un lago (desplazamiento de agua) y evitando la interacción corriente-agua, excepto por su parte frontal (Ilustración tomada de Gihm & Hwang, 2014).....	53

Figura 35. Componentes de los depósitos volcániclasticos por PDCS. (A) clastos aislados de pómez redondeadas (dropstone) sobre una matriz constituida por ceniza y limo con presencia de laminación paralela. (B) brecha masiva rica en escoria vesicular y angular. La depositación de ésta ocurrió en la zona proximal del inicio de la cuenca lacustre (Ilustraciones tomadas de Kataoka, et al., 2009 y Kokelaar, et al., 2007, respectivamente).	54
Figura 36. Estructuras sedimentarias de los depósitos volcániclasticos por PDC. (A) laminación paralela planar; (B) grupo de estructuras sedimentarias como: laminación paralela (p), ondulitas (r, d) y estructuras de carga (s); (C) estratificación cruzada; (D) Ondulitas; (E) Gradación normal en pómez; (F) Estructuras de carga (s) y ondulitas (r) (Ilustraciones tomadas de Marx, et al., 2009 (A y E), Kokelaar, et al., 2007 (B y F) y Kataoka, et al., 2009 (C y D)).	55
Figura 37. Especímenes con presencia de soldamiento diagenético. (A') toba subacuática soldada con fiammes en forma de hilos. (A) toba con soldamiento diagenético producto de la zeolitización del vidrio original, generando fiammes en forma de hilos. (B) fiamme a detalle de (A) (Ilustraciones tomadas de Yamada, 1984 y Schneider, et al., 1992, respectivamente).	57
Figura 38. Trabajo de cartografía de la SVG. (A) Muestra el registro (rumbo y echado) de un dique sedimentario (inyectita) sobre la secuencia; (B) corresponde a la zona noreste del área de estudio. Mapa a escala 1:10,000.	59
Figura 39. Esquema de levantamiento y mosaico de fotografías sistemáticas de la columna litoestratigráfica de la SVG.	60
Figura 40. Serie de muestras recolectadas durante el levantamiento de la columna estratigráfica. Las muestras, al llegar a laboratorio, eran extraídas de las bolsas de muestreo y puestas a secar a temperatura ambiente por aproximadamente 3 días (A). Una vez secas, eran resguardadas nuevamente en bolsas de muestreo con etiquetas limpias (B).	61
Figura 41. Pulverización de la muestra. Una vez pulverizada la roca, se toman todos aquellos fragmentos inferiores a los 250 μm	63
Figura 42. El aislamiento y determinación de diatomeas se efectuó en 1.00 g de sedimento por muestra (A). Para finalizar cada etapa de procedimiento, las muestras eran lavadas con agua destilada en la centrífuga a 1300 rpm, aproximadamente (B).	64
Figura 43. Resultado final del procedimiento efectuado para el aislamiento y determinación de diatomeas. El montado de diatomeas, o porta objetos, presentan una película blancuzca que podría contener, o no, diversas especies de diatomeas.	65
Figura 44. Material silíceo analizado bajo el microscopio petrográfico. El estudio de las cinco muestras arrojó resultados negativos respecto a la búsqueda y determinación de diatomeas. En las láminas, únicamente se localizaron cristales de sílice y,	

esporádicamente, estructuras circulares sin las características suficientes para ser denominadas diatomeas centrales.	65
Figura 45. Fotografías preliminares de dos muestras analizadas a partir de microscopia estereoscópica.	66
Figura 46. Muestras a analizar por medio del MEB. (A) muestras preparadas en forma de cubos o separado mineral sobre pines metálicos y sujetados con cinta metálica para el análisis. (B) serie de siete muestras colocadas sobre el portamuestras del MEB previo a su análisis.	67
Figura 47. Procedimiento para el análisis por DRX. La figura superior muestra los polvos empleados en el estudio, mientras las figuras inferiores el montaje previo de las muestras al difractor.	68
Figura 48. Procedimiento para el análisis por FRX. La figura superior muestra el total de pellets realizados para el estudio. Los pellets son pequeñas pastillas circulares de 3 cm de diámetro, que son introducidas al espectrómetro de fluorescencia de rayos X. La figura inferior izquierda contiene los polvos empleados en la preparación de los pellets, mientras la inferior derecha los polvos con su respectivo pellet elaborado.	69
Figura 49. Serie de muestras a analizar por medio ICP-OES. Los recipientes blancos contienen los polvos que fueron enviados al LANBAMA.	70
Figura 50. Contactos estratigráficos de la secuencia volcánicla. (A) contacto inferior entre la SVG y la lava riolítica; los clastos localizados pertenecen a la misma unidad inferior, los cuales fueron incorporados a la SVG durante el emplazamiento, arroyo El Paxtle. Martillo con 75 cm de largo. (B) contacto superior entre la SVG y la Ignimbrita Villa García. Imagen tomada desde el punto geográfico 2,448,517 m N, 206,570 m E, y viendo al NW.	72
Figura 51. Columna litoestratigráfica compuesta de la Secuencia Volcánicla Granadas. La unidad es descrita como una secuencia grano-creciente, de aproximadamente 65 m de espesor, compuesta por material tobáceo y clastos de pómez, líticos y pellets, así como de diversas estructuras sedimentarias. La SVG sobreyace a una lava riolítica y subyace a la Ignimbrita Villa García, siendo esta última ocasionalmente reemplazada por Conglomerado continental. Nomenclatura: V.G.: Villa García, C.N.V.: Contacto no visible.	73
Figura 52. Esquema estructural de un afloramiento de la SVG localizado en el arroyo El Paxtle. Las líneas punteadas café representan la estratificación del depósito, las azules fallas normales y las negras fracturamiento. La línea punteada amarilla delimita la zona de salbanda generada durante el fallamiento, mientras las rojas a bloques de lava riolítica. Escala: metro plegable.	74

- Figura 53.** Mapa geológico del área de estudio y localización de las secciones estratigráficas realizadas en campo (CLEP1, CLEP2 y CLEP3; CLEP: Columna litoestratigráfica El Paxtle).....75
- Figura 54.** Modelo de elevación digital y localización de los perfiles estratigráficas realizados para la SVG.....76
- Figura 55.** Columna litoestratigráfica El Paxtle 1 o Columna tipo de la SVG. La CLEP1 está compuesta por material tobáceo y paquetes sub-paralelos destacables por sus importantes estructuras sedimentarias sumamente finas: laminación paralela, laminación cruzada y laminación ondulosa. En la sección no se identificaron unidades geológicas subyaciendo o sobreyaciendo a la secuencia volcanoclástica.....77
- Figura 56.** Vista general del afloramiento tipo de la SVG, sobre el arroyo El Paxtle. La zona inferior a la línea punteada corresponde a los primeros 3 m de la CLEP1, la alteración ha eliminado parcialmente la visión tabular de los paquetes tobáceos. La parte superior corresponde a la zona de estructuras sedimentarias.....78
- Figura 57.** Parte superior del afloramiento tipo de la SVG. En esta área el material tobáceo corresponde a ceniza gruesa y líticos de composición riolítica, principalmente. Martillo geológico con 75 cm de largo.78
- Figura 58.** Columna litoestratigráfica El Paxtle 2 (CLEP2). La CLEP2 representa un perfil importante en la interpretación geológica de la SVG, pues contiene el contacto entre la lava riolítica y la SVG (contacto inferior), así como pellets volcánicos que permiten interpretar un ambiente de génesis.....80
- Figura 59.** Contacto estratigráfico inferior de la SVG. (A) Líticos riolíticos y angulosos, incorporados durante el emplazamiento de la SVG. (B) Serie de fracturas localizadas en la lava riolítica. El material tobáceo más fino de la SVG ha rellenado este fracturamiento.81
- Figura 60.** Parte media del afloramiento constituida por laminación paralela planar y laminación difusa, principalmente (CLEP2). Hacia la zona centro de este afloramiento se han localizado pellets de origen volcánico con hasta 1 cm de diámetro. Flexómetro con 50 cm de largo.....82
- Figura 61.** Columna litoestratigráfica El Paxtle 3. (A) la CLEP3 se caracteriza por presentar una matriz y componentes uniformes durante toda la secuencia (ceniza fina, pómez y líticos); ocasionalmente se ha localizado laminación difusa y fiammes con un tamaño máximo de 23 mm de diámetro. En la figura B, la línea punteada negra corresponde al estrato de donde fueron extraídos los fiammes de la muestra GR-38.84
- Figura 62.** Componentes de la secuencia volcanoclástica. (A) clastos de pómez alojados en una matriz de ceniza extremadamente fina, denominados dropstones. Los dropstones (B; delimitados por línea negra punteada) se encuentran alterados y no sobrepasan los 25 mm de diámetro. (C) clastos líticos subangulares de lava riolítica de hasta 20 cm de largo.

- (D) presencia de pequeños fiammes a lo largo de la secuencia. (E) afloramiento con pellets volcánicos a manera de pellets en matriz-sostenida. (F) Pellets volcánicos extraídos y analizados bajo el microscopio estereoscópico.....85
- Figura 63.** (A) Gradación normal en pómez dropstone. La alta concentración de pómez dropstone (C) desciende según el avance vertical del afloramiento (B).92
- Figura 64.** Tobas con laminación paralela planar. (A) Toba extremadamente fina con láminas <5 mm de espesor. (B) Intercalación de ceniza extremadamente fina y fina, formando laminación dispersa <3 mm de espesor. (C) Toba fina con laminación paralela <5 mm de espesor. Las láminas están constituidas por ceniza extremadamente fina. (D) Muestra de mano constituida por ceniza extremadamente fina y laminaciones <2 mm de espesor. (E) Muestra de mano con laminación al centro, representando la separación de las facies: Tb_{efm} (inferior) y Tb_{fm} (superior). (F) Pómez dropstone depositada sobre ceniza extremadamente fina masiva, la laminación superior guarda la forma de la pómez durante su depositación. (G) Muestra de mano con dos facies: Tb_{efm} (inferior) $Tb_{ef||}$ (superior). (F) Acercamiento de la facie superior de la figura G. Las laminaciones son extremadamente finas, inferiores al milímetro de espesor.....93
- Figura 65.** Tobas extremadamente finas con laminación cruzada. (A) Laminación cruzada inferior al milímetro de espesor. (B; C) laminación cruzada de canal con laminaciones inferiores a los 2 mm de espesor. Las tres imágenes son lateralmente discontinuas.94
- Figura 66.** Tobas con laminación ondulosa u ondulitas. (A) Toba fina con ondulitas <3 mm de espesor. (B) Toba fina con ondulitas <5 mm de espesor. (C) Intercalación de toba fina y toba extremadamente fina, ésta última constituye la laminación ondulosa. (D) Toba fina con ondulitas <8 mm de espesor. (E) Muestra de mano con ondulitas (o) y estructuras hidro-plásticas (hp). La zona centro-superior contiene las estructuras plásticas de y flama (fl), mientras la zona inferior las ondulitas. (F) Acercamiento de la figura E. Presencia de ondulitas (zona inferior) y laminación paralela (zona superior).95
- Figura 67.** Superficie de estratificación de una toba fina masiva (Tb_{fm}). Ocasionalmente, se han identificado estructuras de carga (load cast o flames) en estas superficies. Se caracterizan por ser muy delgadas, de escasos milímetros de espesor, y sobre material extremadamente fino a fino.....96
- Figura 68.** Serie de estratos de toba extremadamente fina ($Tb_{ef||}$) y toba fina ($Tb_{f||}$). En ambas litofacies los estratos mantienen superficies de estratificación netas y espesores que oscilan entre los 10 mm y 30 cm. En ocasiones, los estratos pierden su apariencia tabular, esto debido a la alteración pervasiva del depósito.96
- Figura 69.** Toba fina con inyectita (Tb_{it}). (A) inyectita con aproximadamente 20 m de largo. La inyección de material corresponde a fragmentos de diferentes tamaños de la SVG. De izquierda a derecha, se observa una secuencia grano-creciente, iniciando con ceniza extremadamente fina, gradando a ceniza media y finalizando con ceniza muy

- gruesa y lapilli fino esporádico. (B, C, D) fotografías a detalle de diferentes zonas de la estructura (A). Las coloraciones rojizas pertenecen a distintos niveles de oxidación y zeolitización de la inyectita.97
- Figura 70.** Características del grupo 1. (A) litofacies $Tb_{m,m}$ con presencia de fracturamiento en diferentes direcciones. (B) diques identificados sobre la lava riolítica subyacente. (C) fracturas rellenas por material arcilloso en $Tb_{m,m}$98
- Figura 71.** Litofacies pertenecientes al grupo 2 de la SVG: (A) Toba extremadamente fina con estratificación paralela ($Tb_{ef||s}$), (B) Toba extremadamente fina con laminación paralela ($Tb_{ef||l}$), (C) Toba extremadamente fina con laminación ondulosa ($Tb_{ef|ond}$)...99
- Figura 72.** Litofacies toba gruesa masiva (Tb_{gm}). La Tb_{gm} corresponde a las litofacies con características diferentes a su grupo. Ésta se ubica en el grupo 2, cuando, por tamaño de grano, debería estar en el grupo 3.99
- Figura 73.** Patrones de difracción de rayos X de muestras analizadas como roca total. Las figuras (A) y (B) muestran la mineralogía constituyente de las tobas extremadamente finas, mientras que (C) los constituyentes de la toba muy fina con pellets.102
- Figura 74.** Patrones de difracción de rayos X de pómez dropstone extraídas de tobas extremadamente finas. Las figuras (A) y (B) contienen calcita resultado de la alteración del depósito, en tanto (C) presenta una mineralogía con menor alteración química.103
- Figura 75.** Patrones de difracción de rayos X de muestras analizadas como roca total que presentan el contenido zeolítico de la SVG. La figura (A) corresponde a una muestra fuertemente zeolitizada bajo el mineral heulandita. La figura (B) muestra la asociación zeolita-acilla entre la clinoptilolita y palygorskita. La figura (C) contiene dos grupos zeolíticos (heulandita y mordenita) en sus variables clinoptilolita y mordenita.104
- Figura 76.** Anhidrita ubicada entre las superficies de estratificación y laminación de tobas extremadamente finas, (A) corresponde a una sección del depósito con anhidrita de 5mm, (B) a la anhidrita vista desde el estereoscopio binocular y (C) al patrón de difracción de rayos X de la muestra analizada.105
- Figura 77.** Zeolitización pervasiva de la SVG. Los afloramientos fueron localizados dentro del arroyo El Paxtle y corresponden a porciones de las columnas litoestratigráficas levantadas (A) porción basal de la CLEP1, (B) porción basal y media de la CLEP2 y (C) porción basal y media de la CLEP3.107
- Figura 78.** Micrografías MEB de tobas zeolitizadas. (A) cristal de heulandita (he) en vista transversal, rodeado de otros cristales de heulandita y clinoptilolita (cl). (B) cristal de heulandita en una matriz de clinoptilolita sin acondicionamiento de NaCl. (C) vista general de clinoptilolitas rellenas cavidades y sustituyendo minerales primarios en superficie. (D) acercamiento de una cavidad constituida por cristales prismáticos perfectos y esféricos de clinoptilolita (cl) y offretita (of), respectivamente. Los cristales de offretita se desarrollan sobre los cristales de clinoptilolita. (E y F) cristales fibrosos y en forma de

estrella de mordenita (mo). La mordenita tiende a ser parte de la matriz de las tobas y, por ende, rodea líticos, pómez, cristales y otros constituyentes.....	108
Figura 79. Diagramas de variación tipo Harker de SiO ₂ frente a otros óxidos mayores. Los diagramas, así como las relaciones lineales de los mismos, revelan una evolución geoquímica del depósito volcanoclástico (M. Roca total); asimismo, en su mayoría, las muestras de pómez evidencian una química muy bien marcada orientada hacia una fuerte alteración del depósito volcanoclástico.....	110
Figura 80. Diagramas de variación tipo Harker de LOI vs SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , CaO y K ₂ O. Los diagramas LOI vs SiO ₂ y LOI vs K ₂ O revelan una relación lineal inversa donde, al aumentar el valor de LOI, la concentración de óxidos disminuye, sugiriendo una pérdida importante de material químico original. Inversamente, LOI vs CaO muestra una relación lineal directa, sugiriéndolo como un óxido efecto de la alteración del depósito.	111
Figura 81. Diagramas de variación tipo Harker de óxidos mayores. Las tendencias lineales positivas sugieren una alteración supergénica del depósito, producto de la precipitación del Fe y Ti.	112
Figura 82. Distribución vertical de los óxidos mayores SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, CaO y Fe ₂ O ₃ , así como de los valores obtenidos en pérdida por calcinación (LOI). Al lado derecho de la columna litoestratigráfica se presentan las muestras extraídas del depósito volcanoclásticos, las cuales fueron analizadas por FRX y DRX. Las líneas laterales rojas corresponden a valores identificados en capas guía de la SVG (Ej. GR-28: Toba muy fina con pellets.....	114
Figura 83. Diagramas de variación tipo Harker de SiO ₂ frente a otros óxidos mayores. Los diagramas revelan una química similar entre las unidades volcánicas (composición riolítica), mientras las muestras de la SVG se encuentran dispersas en todos los diagramas.	115
Figura 84. Diagramas de variación tipo Harker de LOI vs SiO ₂ , Al ₂ O ₃ y K ₂ O. Las muestras con los valores más bajos en LOI de la SVG se ubican dentro de las agrupaciones generadas por las unidades volcánicas riolíticas adyacentes.	116
Figura 85. Diagramas de variación tipo Harker del elemento Th. Se incluye también uno del elemento La con, igualmente, tendencia positiva, pero aislamiento de la muestra GR-09.....	118
Figura 86. Diagramas de variación tipo Harker de los elementos Nb y Sc. Las muestras con características mayormente volcánicas quedan, comúnmente, aisladas de las tendencias positivas (GR-04p, GR-27 y GR-28).	119
Figura 87. Diagramas de variación tipo Harker de los óxidos SiO ₂ y Al ₂ O ₃ . En los diagramas las muestras GR-28 y GR-27 (romboide amarillo) quedan aisladas de las tendencias positivas. Sugiriéndose podría tratarse de la química original del depósito.120	

- Figura 88.** Micrografías MEB de pómez dropstone. (A) contacto entre la matriz (m) de una toba volcániclastica y una pómez. (B) acercamiento a la zona de la pómez, donde puede observarse una superficie con textura tabular y cristales de clinoptilolita (prismáticos) y offretita (esféricos). (C) contacto matriz-pómez, así como puntos de análisis por EDS (recuadro A y B). (D) química de la zona A. (E) química de la zona B. 121
- Figura 89.** Secuencia Volcániclastica Granadas simplificada. Los grupos identificados dentro de la SVG son resultado de procesos volcánicos y sedimentológicos generados durante la interacción del material tobáceo y el agua. 128
- Figura 90.** Modelo esquemático de emplazamiento de la SVG y columnas estratigráficas resultantes, a partir de sus tres períodos de depositación. (A) tiempo previo a la depositación de la SVG, (B) primera depositación a través de una PDC sostenida, (C) depositación de una columna eruptiva a manera de lluvia de ceniza, (D) emplazamiento simultáneo de una PDC inestable y caída de ceniza proveniente de una columna eruptiva. 131

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Evolución de la terminología de los depósitos volcanoclásticos.	32
Tabla 2. Terminología para el tamaño de grano en un depósito volcanoclástico primario (Tomada y traducida de White & Houghton, 2006).	50
Tabla 3. Litofacies no genéticas y abreviaciones propuestas en la descripción e interpretación de las litofacies identificadas en la SVG. El tamaño de grano se basó en la terminología de White & Houghton (2006), mientras algunas de las abreviaciones son las propuestas por Branney & Kokelaar (2002).	86
Tabla 4. Descripción e interpretación de las litofacies identificadas dentro de la SVG.	87
Tabla 5. Resultados obtenidos del análisis geoquímico en roca total (R. Total), pómez y anhidrita para óxidos mayores (resultados en wt%).	106
Tabla 6. Resultados obtenidos de los análisis geoquímicos en roca total (R.T.) y pómez, por elementos traza (resultados en ppm).....	117
Tabla 7. Compendio de atributos constituyentes de ignimbritas, depósitos piroclásticos (de caída y de flujo), depósitos volcanoclásticos primarios subacuáticos y Secuencia Volcanoclástica Granadas. Abrev. sold-soldamiento, diag-diagenético (Recopilado de Branney & Kokelaar, 2002, White & Houghton, 2006, Sulpizio & Dellino, 2008, Marx, et al., 2009, Murcia, et al., 2013 y Houghton, et al., 2015).....	126

RESUMEN

Las unidades clásticas y volcanoclásticas interestratificadas entre extensos paquetes de lavas e ignimbritas riolíticas del Mioceno y Oligoceno en México, tradicionalmente, han sido poco estudiadas, a pesar de que su cartografía puede ser clave en el entendimiento de ciertos sistemas volcánicos complejos. Este trabajo de tesis presenta los resultados de un estudio cartográfico, estratigráfico, sedimentológico y geoquímico, en una secuencia del Oligoceno, ubicada en los alrededores de la comunidad de Granadas, Villa García, Zacatecas; denominada informalmente Secuencia Volcanoclástica Granadas (SVG). Con el objeto de conocer su naturaleza geológica y definir su origen volcanoclástico primario, se realizaron levantamientos de campo y muestreo sistemático. Las muestras se analizaron vía microscopio binocular y microscopio electrónico de barrido, mientras que su química se analizó por difracción de rayos X (DRX), fluorescencia de rayos X (FRX) y espectroscopia óptica (ICP-OES). La SVG es una sucesión de paquetes delgados, sub-paralelos, tabulares e irregulares, de material tobáceo y heterogeneidad clástica constituida por pómez, líticos, pellets y cristales sueltos (cuarzo, muscovita, sanidino), así como estructuras sedimentarias de escala milimétrica. La SVG suma 65 m de espesor acumulado, sobreyace discordantemente a una lava riolítica y subyace a la Ignimbrita Villa García. Se caracteriza por poseer una matriz de ceniza y esporádicos clastos de lapilli (pómez). Por asociación de litofacies, se dividió en tres grupos: (1) litofacies masivas con constituyentes medianos; (2) litofacies con pómez *dropstone*, estructuras sedimentarias y constituyentes extremadamente finos a finos; y (3) litofacies masivas con constituyentes medianos a gruesos. Cada uno representa una fase de depositación. A partir de la observación e interpretación de ciertos criterios, como lo son: la asociación de litofacies, la presencia de pómez *dropstone*, de estructuras sedimentarias propias de ambientes subacuáticos (laminaciones, ondulitas, estructuras hidro-plásticas), de diques sedimentarios, zeolitización pervasiva (heulandita-clinoptilolita) y composición química originalmente riolítica, se interpreta a la SVG como una sucesión de depósitos de origen volcanoclástico primario, emplazados a partir de flujos o corrientes piroclásticas de densidad distales, y caída de ceniza de columnas eruptivas riolíticas del Oligoceno, en un cuerpo de agua somero e intermitente (lago efímero).

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes generales

Los depósitos volcániclasticos han sido ampliamente estudiados en la literatura geológica, especialmente en los últimos 50 años. Sin embargo, en comparación con unidades geológicas de otra naturaleza, han sido ignorados y poco reconocida su importancia en la interpretación de ambientes volcanosedimentarios. Uno de los primeros registros de depósitos volcániclasticos es el de Richard V. Fisher (1961), que publica el artículo *Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks* (*Propuesta de una clasificación para rocas y sedimentos volcániclasticos*, en español), y acuña el mismo término: *volcániclastico*. A partir de esta investigación y, hasta la fecha, siguen presentándose un sinnúmero de documentos que llevan por objetivo general clasificar, caracterizar y comprender el origen y formación de estos depósitos. Entre los escritos más importantes, y muchos de ellos pioneros, se encuentran los de Fisher (1966), Fisher & Schmincke (1984), Cas & Wright (1987), Cas & Wright (1991), McPhie, et al. (1993), White & Houghton (2006), Manville, et al. (2009) y Murcia, et al. (2013).

Definidos como depósitos clásticos asociados a episodios volcánicos y procesos de sedimentación eruptivos y no eruptivos (Fisher, 1961), Fisher (1966) estableció una nomenclatura común para todas las rocas volcániclasticas, basándose en los procesos de formación de las partículas, las cuales dividió en autoclásticas (origen no explosivo), piroclásticas (origen explosivo) y epiclásticas (derivadas de procesos sedimentarios). Posteriormente Cas & Wright (1987) determinaron las diferencias entre los depósitos piroclásticos y epiclásticos. Fisher & Smith (1991) definieron un espectro granulométrico, incluyendo tanto material clástico como volcánico, pero cumpliendo con las condiciones de Fisher & Schmincke (1984): “para alcanzar la categoría de volcániclastico, una roca o depósito inconsolidado, debía contener más del 25% de fragmentos volcánicos”. Recientemente, White & Houghton (2006) unificaron la terminología existente y propusieron una clasificación en base al mecanismo de depositación, en cambio, Murcia,

et al. (2013) relacionaron la terminología de los idiomas inglés-español, para lograr un lenguaje científico en común en los escritos sobre amenazas volcánicas potenciales.

Sin embargo, uno de los depósitos volcanoclásticos con mayor relevancia es el formado a partir de columnas eruptivas, jets o corrientes piroclásticas de densidad, y depositado en ambientes subacuosos (Cas & Wright, 1991); las anteriormente denominadas *corrientes piroclásticas de densidad subacuosas*. La expresión fue introducida en 1904, por La Croix, al tratar de describir las corrientes del Monte Pelée entrando al mar e invadiendo 20 km de la costa. Empero, fue hasta los años ochenta cuando surgieron las verdaderas preguntas asociadas a este fenómeno y sus depósitos (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987). Más tarde, y con alrededor de 30 casos, Cas & Wright (1991) consideran que estos flujos generalmente se detienen, se desintegran y se transforman en flujos en masa soportados por agua al ingresar en ella, dando como resultado depósitos con características diferentes a los originales; lo que los llevó a denominarlos *flujos cambiantes* y, consecuentemente, *depósitos volcanoclásticos* a sus afloramientos (Allen & McPhie, 2000; White & Houghton, 2006; Marx, et al., 2009; Maeno & Taniguchi, 2009; Manville, et al., 2009; Gihm & Hwang, 2014).

Para explicar estas unidades clásticas y volcanoclásticas por flujos cambiantes en el interior de los continentes, Christenson, et al. (2015) observan que las estructuras volcánicas y sus respectivos depósitos tienen la característica de desarrollar alteraciones geomorfológicas y geotectónicas que propicien la formación de pequeños hasta enormes cuerpos subacuáticos o, lo que ellos denominaron, *lagos volcánicos*; donde, posteriormente, material volcánico recién erupcionado es emplazado, sin retrabajo alguno, desarrollando estos depósitos volcanoclásticos *primarios*¹. En México, tales unidades volcanoclásticas se encuentran interestratificadas entre extensos paquetes de lavas e ignimbritas riolíticas del Mioceno y Oligoceno, así como en otras secuencias más jóvenes del Neógeno y Cuaternario, y son clave en el entendimiento de sistemas volcánicos locales

¹ Acumulación que ocurre a partir de una caída piroclástica, de una corriente piroclástica de densidad o de una peperita, y donde sus fragmentos predominantes (piroclásticos o autoclásticos) son depositados subaérea, subacuosa o subsuperficialmente (White & Houghton, 2006; Murcia, et al., 2013).

y regionales complejos (Dorsey & Burns, 1994; Lenhardt, et al., 2010), no obstante, a diferencia de la literatura geológica mundial, en la literatura mexicana no se identificaron registros específicos que detallen de manera exhaustiva una secuencia de esta naturaleza. En base a esto, este documento reconoce a los depósitos volcanoclásticos por flujos cambiantes como un tema importante en la disciplina geológica mexicana y de gran interés en el razonamiento y función en secuencias volcánicas.

1.2. Justificación

La variabilidad genética y composicional que envuelve a los depósitos volcanoclásticos, primarios como secundarios², ha generado, desde los años sesenta (Fisher, 1961; Fisher, 1966), un hito a la hora de entender su origen, formación, transporte y depositación en los diversos escenarios vulcanológicos y sedimentológicos en los que se presentan. De acuerdo con el acervo bibliográfico, estos depósitos son localizados alrededor de todo el mundo, algunos con edades superiores a los 400 Ma (Francis & Howells, 1973), sin embargo, la ambigüedad en la terminología y las vastas clasificaciones que se han generado en torno a ellos, ocasionalmente, no permiten el completo entendimiento en los autores que se adentran por primera vez en este tema.

En la geología de la República Mexicana, el estudio y registro de los depósitos volcanoclásticos es abundante y complejo, no obstante, éstos se caracterizan por describir, principalmente, depósitos volcanoclásticos secundarios: flujos de escombros, flujos hiperconcentrados, avalanchas, epiclastitas, etc. (Siebe, et al., 1992; Carrasco-Núñez, et al., 1993; Critelli, et al., 2002; Bellotti, et al., 2010; Roverato, et al., 2011); y no depósitos volcanoclásticos primarios originados por flujos cambiantes o corrientes piroclásticas de densidad subacuosa que, a su vez, puedan ser utilizados en la interpretación de ambientes volcanosedimentarios de edades previamente establecidas.

² Depósitos con facies que indican una acción gravitacional, o agentes como el agua, viento y/o hielo, actuando directamente en procesos de remoción y sucesiva re-sedimentación a partir de un depósito volcánico (Murcia, et al., 2013).

Con el desarrollo de este tópico de tesis se pretende sintetizar la bibliografía existente sobre los depósitos volcániclasticos primarios (terminologías y clasificaciones) y transmitir los atributos que posee cada uno de ellos para, posteriormente, clasificar, caracterizar e interpretar un paleoambiente de depositación de la unidad denominada informalmente *Secuencia Volcániclastica Granadas*, a través de cartografía, sedimentología y geoquímica del depósito volcániclastico de Granadas, localizado en el municipio de Villa García, Zacatecas.

1.3. Hipótesis

La secuencia volcániclastica de Granadas, ubicada en el Oligoceno de Villa García, Zacatecas, corresponde a una sucesión de depósitos emplazados a partir de flujos o corrientes piroclásticas explosivas distales, y caída de ceniza a través de columnas eruptivas riolíticas en un cuerpo de agua somero e intermitente (lago efímero). Esto en base al estudio sedimentológico detallado, cartografía, geoquímica y petrografía de la secuencia expuesta.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

Cartografiar, caracterizar, interpretar y determinar la naturaleza geológica de la secuencia de afloramientos de la localidad de Granadas, Villa García, Zacatecas; con el objeto de determinar su origen volcániclastico primario, a través de su análisis geológico, estratigráfico, sedimentológico y geoquímico.

1.4.2. Objetivos específicos

- Cartografiar la Secuencia Volcániclastica Granadas y generar un mapa de ubicación para estudiar la distribución geográfica.
- Levantar columnas litoestratigráficas de la Secuencia Volcániclastica Granadas e identificar relaciones de campo.

- Recolectar y describir muestras representativas y sistemáticas de la columna litoestratigráfica para su análisis en el laboratorio.
- Analizar la secuencia por medio de microscopia estereoscópica, microscopia electrónica de barrido, difracción de rayos X, fluorescencia de rayos X y espectroscopia química.
- Interpretar la información geoquímica obtenida a partir de las técnicas analíticas empleadas.
- Interpretar procesos sedimentarios a partir de la observación, descripción y correlación de las estructuras.
- Establecer un esquema de litofacies y su asociación para la generación de un modelo conceptual de su emplazamiento.

1.5. Localización geográfica y vías de acceso

El área de estudio del presente trabajo se localiza en las proximidades de la comunidad de Granadas, en el municipio de Villa García, Zacatecas; aproximadamente a 90 km al oeste y en línea recta de la capital del estado de San Luis Potosí. Su delimitación está comprendida por las coordenadas UTM 2,444,000 m N a 2,450,000 m N y 201,000 m E a 209,000 m E, abarcando un área aproximada de 48 km². Fisiográficamente, estos depósitos afloran dentro de las inmediaciones septentrionales de la subprovincia fisiográfica Llanuras de Ojuelos-Aguascalientes, subprovincia descrita como una de las seis pertenecientes a la Provincia Fisiográfica Mesa Central (INEGI, 2002) (Figura 1).

Para acceder al sitio se cuenta con dos principales vías de acceso, ambas partiendo de la ciudad de San Luis Potosí:

(1) Se toma la Carretera Federal No. 49, tramo San Luis Potosí-Zacatecas, hasta llegar a la salida México 49/Pinos y continuar por Pinos-La Trinidad, pasando a un costado de la comunidad La Pendencia. De ahí, girando levemente a la izquierda, se incorpora a la Carretera Estatal No. 144, para continuar sobre ella hasta llegar al entronque en T de la localidad El Obraje, girando así a la derecha. Cruzando El Obraje, se continúa

hasta llegar a la primera calle lateral derecha del poblado El Nigromante, la cual es de terracería. Siguiendo este trayecto, se reincorpora a la carretera y cruzando los poblados de El Jaltomate y La puerta de Jalisco, se llega al poblado de Rancho Nuevo. De aquí, se gira a la derecha para pasar por El Arenal. De El Arenal, se conduce hasta llegar de nuevo a un entronque en T, donde se gira a la izquierda hasta llegar a la comunidad de Granadas. Estando en Granadas, se toma el camino de terracería que conduce al arroyo de la localidad. A unos 500 m del campo de Beisbol puede observarse el primer afloramiento.

(2) Partiendo nuevamente por la Carretera Federal No. 49, tramo San Luis Potosí-Zacatecas, y conduciendo hasta alcanzar la Carretera Estatal No. 144, se dirige por toda ésta hasta llegar al entronque en T con la Carretera Federal No. 80, tramo Lagos de Moreno-San Luis Potosí, girando aquí a la derecha. Rodeando el poblado de Ojuelos, se llega al cruce de caminos, donde nuevamente se toma a la derecha para incorporarse ahora a la Carretera Federal No. 70, tramo Aguascalientes-San Luis Potosí. Continuando hasta llegar a la comunidad de Matancillas y, girando de nuevo a la derecha, se sigue por la carretera que conduce a las localidades de San José de Letras y Los Campos. En la comunidad El Salitre, se conduce por la Carretera Estatal No. 30 para llegar a la comunidad Las Fraguas. Aquí continúa por la Ruta Rural 254 hasta topar con el poblado de Benito Juárez. Aproximadamente 3 km después se accede a la comunidad de Granadas, e igualmente se toman los caminos de terracería que conducen al arroyo donde se ubican los primeros afloramientos importantes.

1.6. Estado actual de las investigaciones

La unidad de estudio denominada informalmente aquí Secuencia Volcaniclástica Granadas (SVG) presenta una historia bibliográfica relativamente corta, pues se considera que, para esta región, los estudios e investigaciones publicados son sumamente escasos y limitados. Si bien es cierto, el área de estudio se localiza en una de las provincias fisiográficas más estudiadas del Siglo XX (Echegoyen Sánchez, et al., 1972; Aguillón-Robles, et al., 1994; Nieto-Samaniego, et al., 1996; Nieto-Samaniego, et al., 1997),

principalmente por su capacidad en la exploración y explotación de yacimientos minerales (Botsford, 1909; Edwards, 1955; Albinson F, 1988), el sector perteneciente a la subprovincia fisiográfica Llanuras de Ojuelos-Aguascalientes no ha recibido tal auge o poder investigativo, aun cuando sus unidades son evidencias clave para el conocimiento de la evolución geológica regional; refiriéndonos así a la geología del oriente y suroriente del estado de Zacatecas.

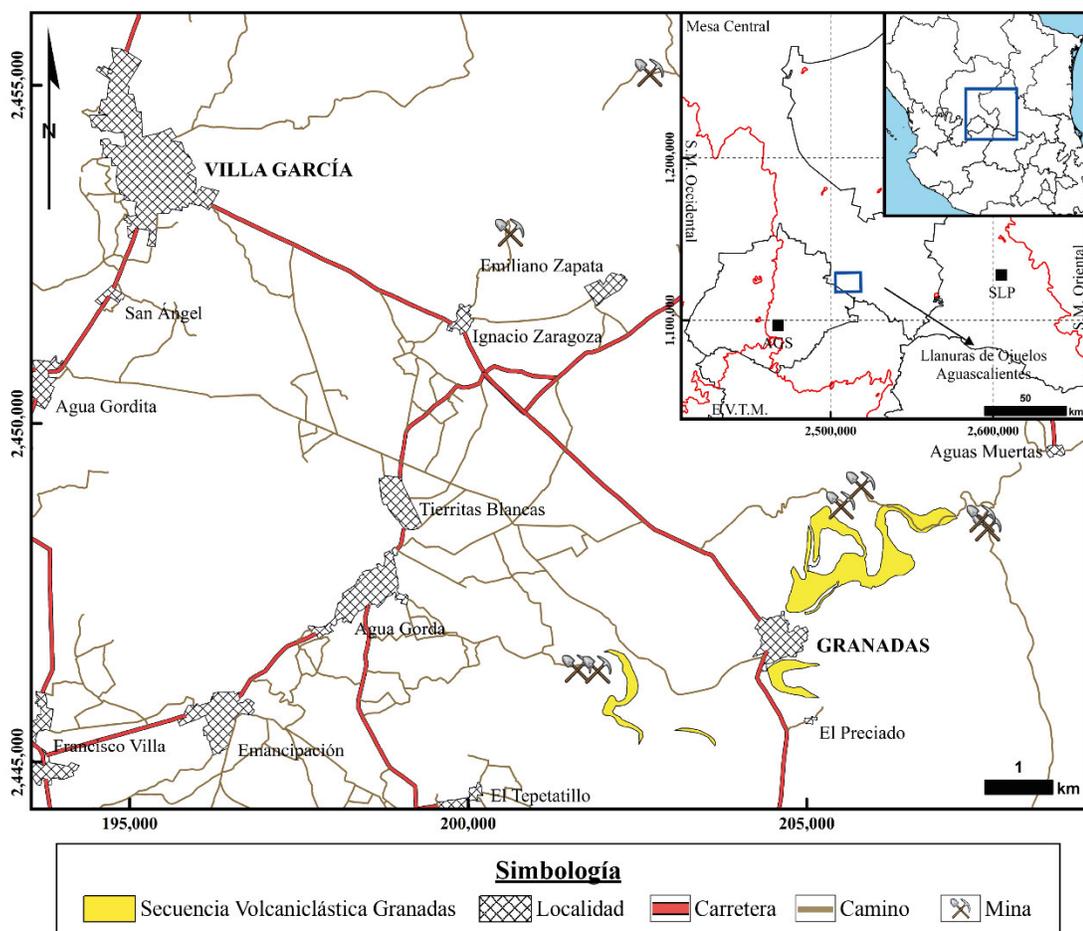


Figura 1. Mapa de localización geográfica de la Secuencia Volcanoclástica Granadas (SVG). La SVG se ubica al sureste del estado de Zacatecas, en el municipio de Villa García, a 90 km al oeste y en línea recta de la ciudad de San Luis Potosí. Ciudades: SLP: San Luis Potosí, AGS: Aguascalientes.

De acuerdo con la revisión bibliográfica, existen únicamente dos artículos publicados que describen la geología local del área de estudio (Aranda-Gómez, et al.,

2007; Aguillón-Robles, et al., 2009), asimismo, el Servicio Geológico Mexicano (2008), en su carta geológico-minera “Villa García F14-A81”, exhibe la cartografía y tectónica del sitio (Figura 2); no obstante, ninguno de los anteriores parece contener o caracterizar

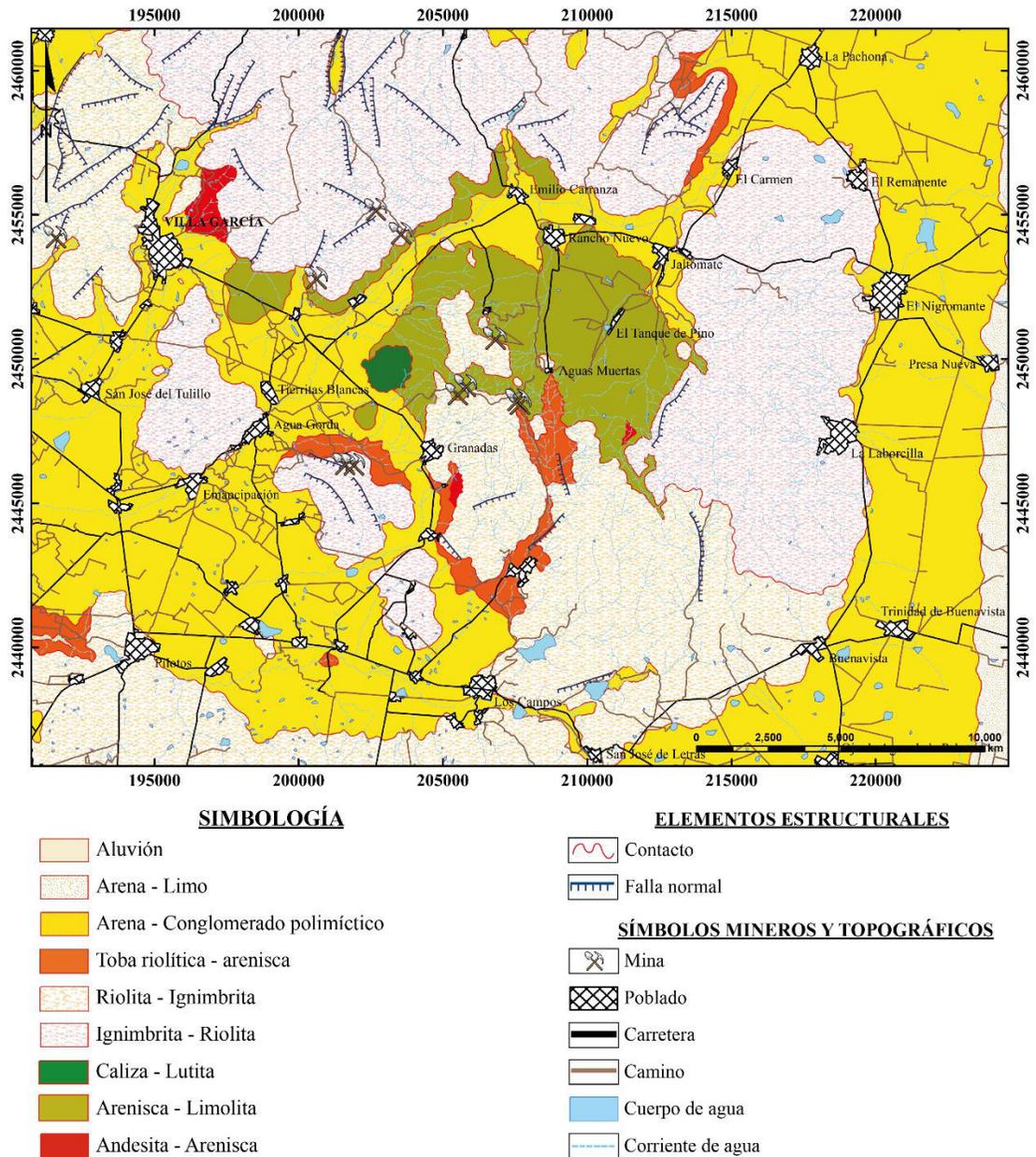


Figura 2. Geología regional y local del área de estudio. La estratigrafía de la carta no registra secuencias volcanoclásticas dentro del área de estudio, ni a sus alrededores (Información tomada de Cartas Geológico-Mineras del Servicio Geológico Mexicano: Villa García F14-A81).

estos afloramientos. Aguillón-Robles, et al. (2009) presentan un mapa geológico generalizado (Figura 3) y mencionan la existencia de un depósito epiclástico en las localidades de Emilio Carranza y Aguas Muertas (Figura 4), localidades encontradas a no más de 20 km a la redonda del poblado de Granadas; sin embargo, la posición estratigráfica que ellos presentan no muestra una correlación con la Secuencia Volcanoclástica Granadas. Por otra parte, el Servicio Geológico Mexicano (2008) no registra emplazamiento o depositación de unidades volcanoclásticas para el Oligoceno, edad relativa otorgada a la SVG.

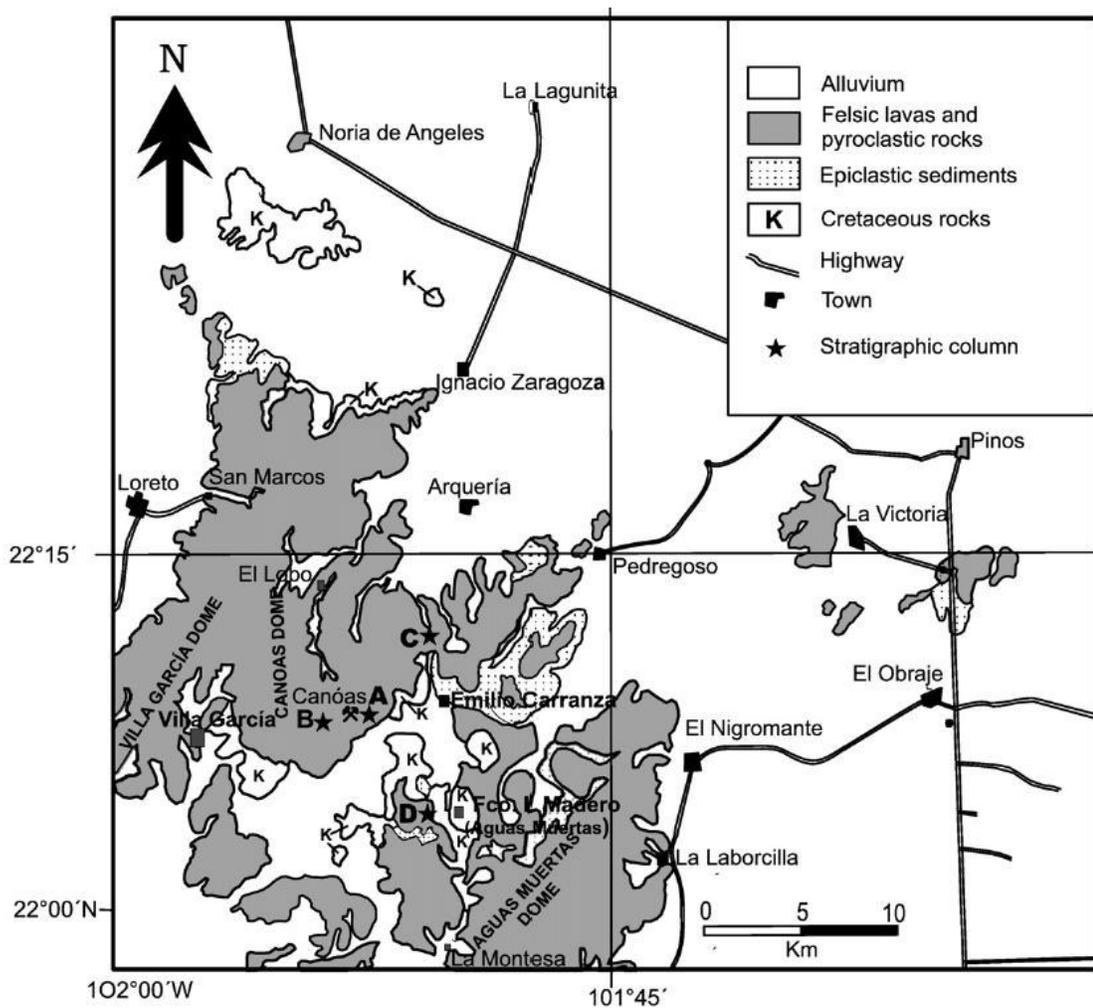


Figura 3. Mapa geológico del Complejo Agua Muerta, Villa García, Zacatecas. Las letras en el mapa se refieren a las columnas litoestratigráficas de la Figura 4. A) Canoas, B) Cuije, C) Emilio Carranza y D) Agua Muerta (Ilustración tomada de Aguillón-Robles, et al., 2009).

Estudios actuales por el grupo de trabajo en la zona, han definido una serie de unidades volcánicas del Oligoceno y Mioceno, entre otras, aflorando en el área de estudio, mismos que posicionan a la SVG sobreyaciendo a una lava riolítica y subyaciendo a una sucesión de rocas ignimbríticas. La columna litoestratigráfica, así como la cartografía y descripción geológica del sitio, son expuestos en la sección 2.2. de este documento.

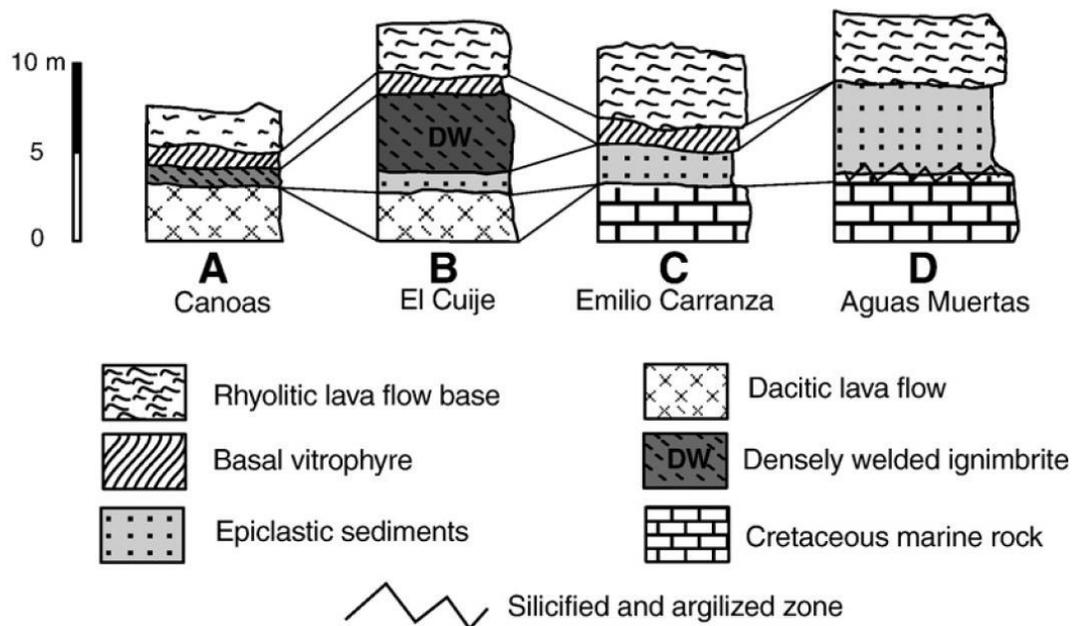


Figura 4. Correlación de columnas litoestratigráficas del Complejo Aguas Muertas. Las columnas realizadas cerca del área de estudio no contienen a la SVG (Ilustración tomada de Aguillón-Robles, et al., 2009).

El déficit de información en la cartografía y naturaleza geológica de la Secuencia Volcanoclástica Granadas se relaciona con las anteriormente citadas unidades clásticas y volcanoclásticas del Mioceno y Oligoceno (Dorsey & Burns, 1994; Manville, et al., 2009; Marx, et al., 2009; Maeno & Taniguchi, 2009; Sohn, et al., 2009; Manville, 2010), las cuales, como se explica, son tradicionalmente ignoradas o poco estudiadas al considerárseles secuencias de escaso valor informativo en la reconstrucción de ambientes volcánicos y volcanosedimentarios regionales y globales, como es el caso de cráteres o calderas volcánicas asociados a importantes lagos volcánicos (Christenson, et al., 2015).

2. CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA

2.1. Marco geológico regional

La Mesa Central, localizada en el centro del país y limitada oeste-este por los sistemas montañosos Sierra Madre Occidental y Sierra Madre Oriental, es una provincia fisiográfica caracterizada por ser una región elevada que, internamente, puede dividirse en dos regiones: norte y sur (Nieto-Samaniego, et al., 1999; Nieto-Samaniego, et al., 2005) (Figura 5). La región sur, descrita como una zona montañosa y ubicada por encima de los 2,000 msnm, está constituida casi en su totalidad por rocas volcánicas cenozoicas y fallas normales (Nieto-Samaniego, et al., 1999). La región norte es una planicie extensa (serranías aisladas) con cotas menores a los 2,000 msnm, formada por cuencas continentales grandes, rellenas parcialmente por sedimentos aluviales y lacustres. El límite entre ambas regiones está marcado por un lineamiento de 1,600 km de longitud con rumbo NW, que ha sido documentado como un sistema de fallas normales de edad cenozoica (Alaniz-Álvarez & Nieto-Samaniego, 2001; Nieto-Samaniego, et al., 2005).

2.1.1. Estratigrafía de la Mesa Central

La estratigrafía de la Mesa Central está constituida por una serie de eventos geológicos que van desde el Mesozoico tardío (formación y acreción de terrenos) hasta el Cenozoico (ambiente continental y vulcanismo) (Tristán-González & Torres-Hernández, 1998; Barboza-Gudiño, et al., 2004; Nieto-Samaniego, et al., 2005; Aranda-Gómez, et al., 2007; Barboza-Gudiño, et al., 2010). Las rocas más antiguas son descritas como facies vulcanosedimentarias de los terrenos Guerrero y Sierra Madre (Figura 6), en cambio, las rocas más recientes pertenecen a basaltos alcalinos de edad cuaternaria (Centeno-García & Silva-Romo, 1997; Nieto-Samaniego, et al., 2005) (Figura 7).

El Terreno Guerrero, formado durante el Triásico tardío-Jurásico temprano (Centeno-García, et al., 2011) y descrito por primera vez por Campa & Coney (1983), se localiza al occidente de la Mesa Central como uno de los prismas de acreción por

subducción más grandes localizados en México. Se atribuyó al Cratón Norteamericano durante el Cretácico tardío y con él turbiditas ricas en cuarzo, pedernal, caliza, lavas andesíticas, lavas almohadilladas y plagiogranitos tipo MORB de edades que van desde el Triásico superior hasta el Cretácico temprano (Centeno-García, et al., 1993; Centeno-García, et al., 2011; Centeno-García, 2017; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018).

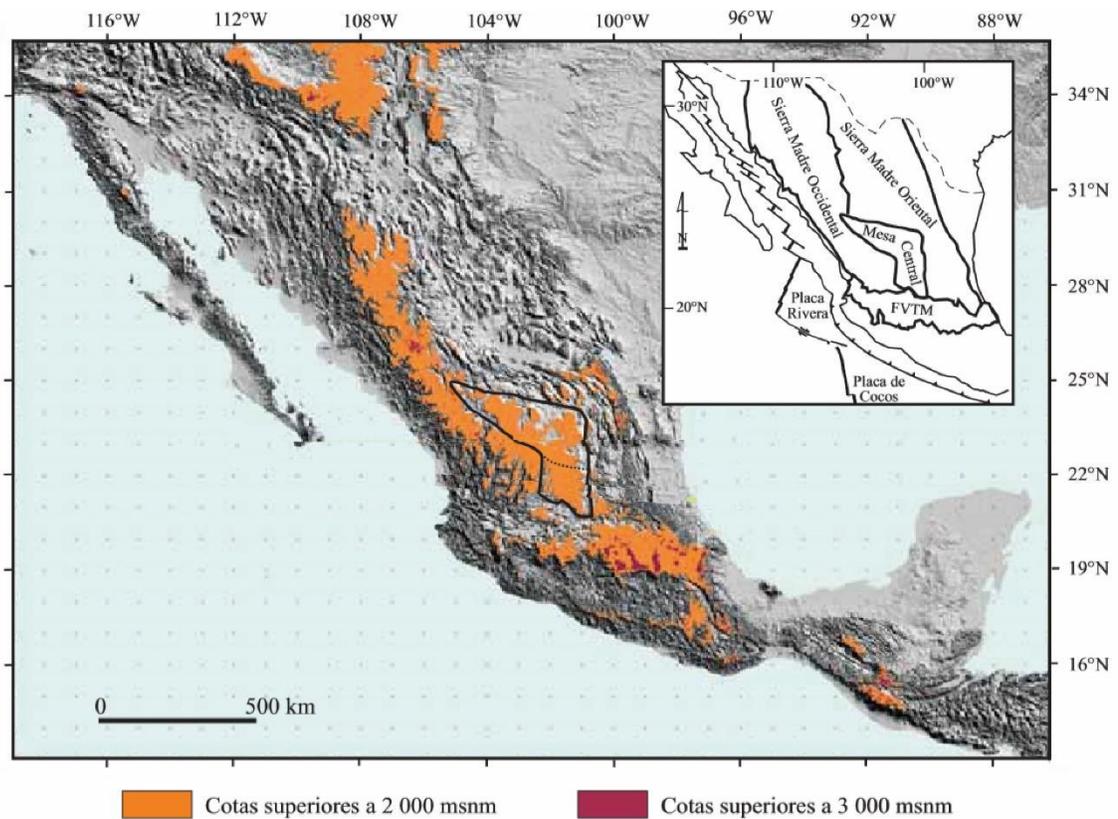


Figura 5. Modelo de elevación digital de la República Mexicana indicando la ubicación de la Mesa Central. La línea punteada indica la división entre las partes sur y norte de la Mesa Central. FVTM: Faja Volcánica Transmexicana (Ilustración tomada de Nieto-Samaniego, et al., 2005).

El Terreno Sierra Madre, ubicado al oriente de la Mesa Central, está constituido por una secuencia marina mesozoica, depositada a partir de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) y la Plataforma Submarina Valles-San Luis Potosí (PSVSLP), así como de sucesiones volcánicas subyacentes a la misma secuencia marina (Barboza-Gudiño, et al., 2008). Las rocas volcánicas subyacentes a la PSVSLP son

consideradas las más antiguas, pues según la estratigrafía y geoquímica, son producto de un arco volcánico continental de edad jurásica (Barboza-Gudiño, et al., 2008).

La PSVSLP fue descrita por López-Doncel (2003) como una plataforma carbonatada con desarrollo de bordes que se elevaba por encima de las cuencas que la rodeaban. A raíz de esto, en el Cretácico medio, se desarrollaron zonas de cambios de facies correspondientes a los ambientes de plataforma interna (Formación El Abra), margen de plataforma, talud (Formación Tamabra) y cuenca (Formación Tamaulipas), lo que significó la mayor extensión y desarrollo de la plataforma (Carrillo-Bravo, 1971; López-Doncel, 2003). La CMCM, corresponde a 700,000 km³ de secuencias sedimentarias marinas (Tristán-González, 2008). Su registro geológico inicia en el Triásico tardío con la depositación de secuencias turbidíticas de la Formación Zacatecas, interdigitadas con depósitos volcanosedimentarios provenientes de un arco de islas triásico (Centeno-García & Silva-Romo, 1997), culminando con la depositación de sedimentos calcáreos y terrígenos en el Cretácico medio-tardío.

Sobreyaciendo a la Formación Zacatecas, se depositó la Formación Nazas, que es una secuencia volcánica, principalmente andesítica, asociada a lechos rojos derivados de un arco volcánico Triásico-Jurásico (Centeno-García & Silva-Romo, 1997; Zavala-Monsiváis, et al., 2012). Tristán-González (2008) menciona que la sedimentación marina de la CMCM comenzó con la Formación La Joya en el Jurásico tardío, formada a partir de depósitos fluviales y aluviales, y desarrollo calcáreo de la transgresión marina Calloviano-Oxfordiano. En el Jurásico tardío, estas secuencias calcáreas y terrígenas continúan con las formaciones Zuloaga y La Caja (Venegas-Rodríguez, et al., 2009). La subsidencia en el Cretácico temprano permite la sedimentación de las formaciones Taraises, Cupido, La Peña y Cuesta del Cura (Tristán-González, 2008). La culminación de la CMCM comenzó en el Turoniano, con depósitos terrígenos de la Formación Indidura y finalizó en el Maastrichtiano con la Formación Caracol (Centeno-García & Silva-Romo, 1997) (Figura 7).

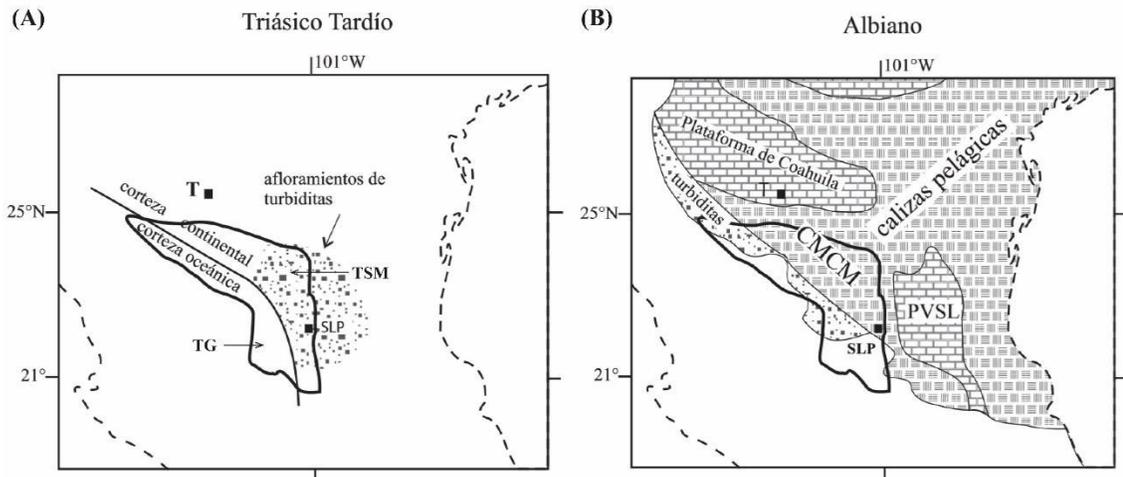


Figura 6. Reconstrucción paleogeográfica para el Triásico y Cretácico de la Mesa Central. TG: Terreno Guerrero, TSM: Terreno Sierra Madre, CMCM: Cuenca Mesozoica del Centro de México, PVSL: Plataforma Submarina Valles – San Luis Potosí, T: Torreón, SLP: San Luis Potosí (Ilustraciones tomadas y modificadas de Centeno-García & Silva-Romo, 1997 (A) y Eguiluz de Antuñano, et al., 2000 (B)).

Por encima de las rocas mesozoicas se encuentran rocas sedimentarias y volcánicas continentales que marcan el cambio de un medio marino a uno continental y donde se localizan tres discordancias regionales (Nieto-Samaniego, et al., 2005). La primera discordancia tipo angular y erosional se observa sobre los conjuntos litológicos deformados y metamorfoseados mesozoicos. Posteriormente afloran los primeros sedimentos continentales de edad Paleoceno-Eoceno medio (Nieto-Samaniego, et al., 2005). Consisten principalmente de conglomerados y areniscas, intercalados con rocas volcánicas máficas y félsicas. Los espesores son muy variables, pueden ir de las decenas a los cientos de metros en distancias cortas (Edwards, 1955; Aranda-Gómez, et al., 1989).

La segunda discordancia se localiza encima de los sedimentos continentales del Paleoceno-Eoceno medio (Nieto-Samaniego, et al., 2005), posteriormente, afloran rocas volcánicas mayormente máficas, pero también félsicas producto de un cinturón volcánico discontinuo en el occidente de México (Ferrari, et al., 2005). La tercera y última discordancia, de tipo angular, se localiza en el Eoceno Superior-Oligoceno; yace al conjunto litológico más distintivo de las partes meridional y occidental de la Mesa Central: las rocas volcánicas del Oligoceno (Nieto-Samaniego, et al., 2005; Aguillón-Robles, et

al., 2009) (Figura 8). Está conformado casi exclusivamente por rocas volcánicas de composición riolítica, con variaciones composicionales a latita y dacita. La parte inferior de la columna presenta rocas volcánicas efusivas: derrames y domos de hasta 400 m (S-S, et al., 2004).

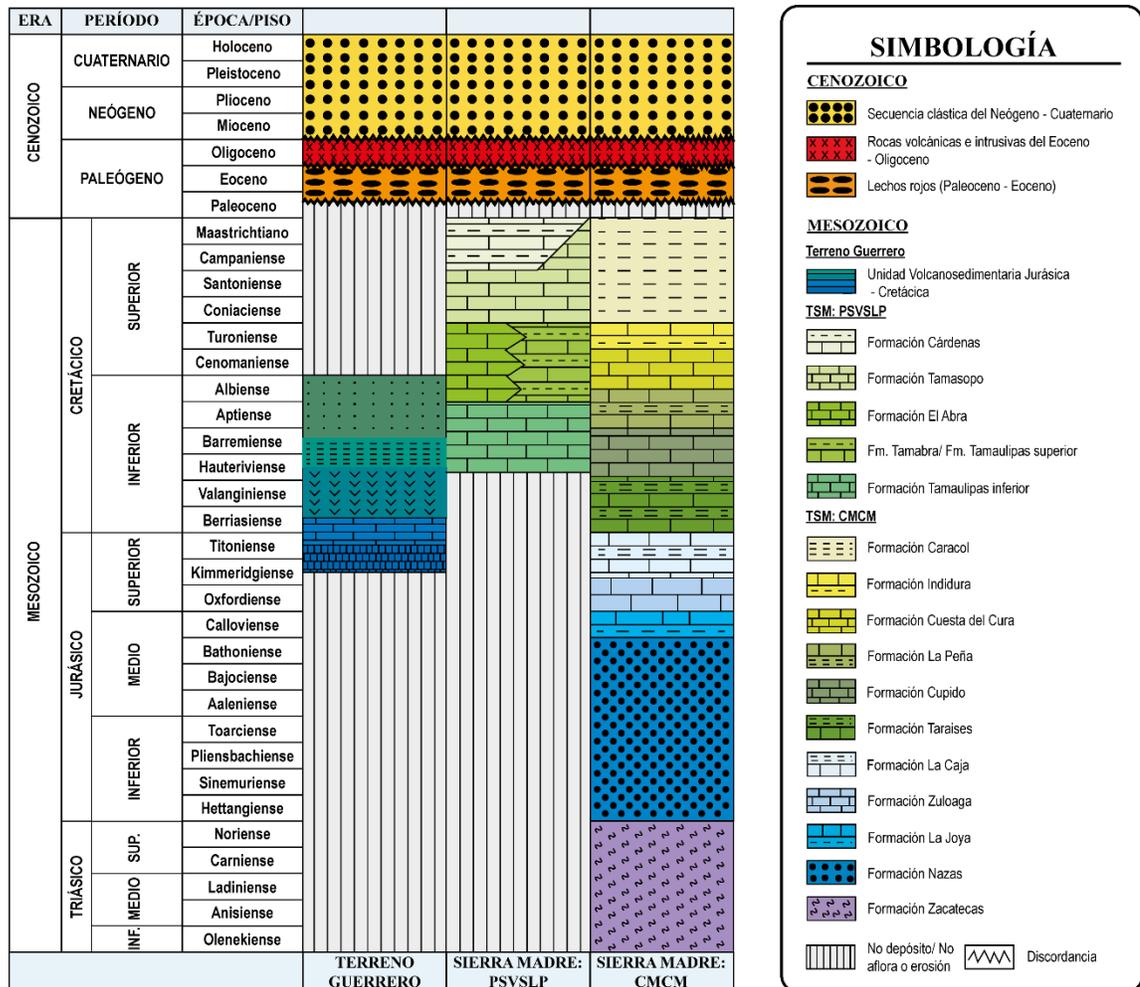


Figura 7. Columnas estratigráficas de la provincia fisiográfica Mesa Central. La imagen muestra el compendio de formaciones que conforman a los terrenos Guerrero y Sierra Madre (PSVSLP: Plataforma Submarina Valles-San Luis Potosí; CMCM: Cuenca Mesozoica del Centro de México), así como las unidades rocosas más recientes de edades cenozoicas (Recopilado de López-Doncel, 2003 y Tristán-González & Torres-Hernández, 1998).

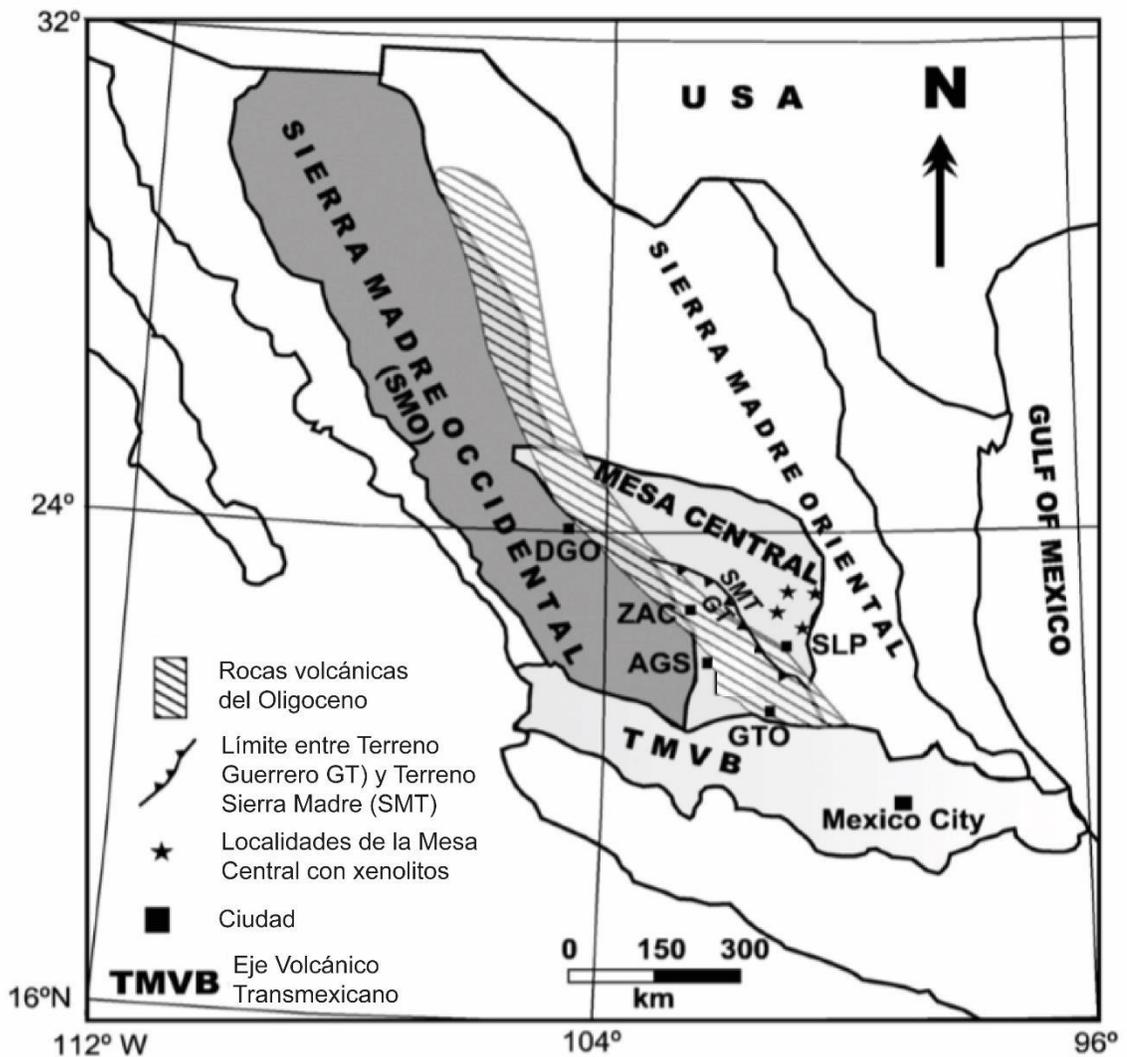


Figura 8. Mapa de ubicación de las rocas volcánicas del Oligoceno sobre las provincias fisiográficas Sierra Madre Occidental y Mesa Central. También se distingue el límite de los terrenos Guerrero y Sierra Madre. AGS: Aguascalientes, DGO: Durango, GTO: Guanajuato, SLP: San Luis Potosí, ZAC: Zacatecas (Ilustración tomada de Aguillón-Robles, et al., 2009).

La parte superior está constituida por depósitos de actividad volcánica explosiva, se trata de una cubierta de ignimbritas y otras rocas piroclásticas de composición riolítica (S-S, et al., 2004; Nieto-Samaniego, et al., 2005; Aranda-Gómez, et al., 2007; Aguillón-Robles, et al., 2009). Se ha propuesto que el mecanismo que produjo todo este vulcanismo fue el aumento en la tasa de subducción, produciéndose una diferencial entre las razones de subducción y convergencia, que al parecer alcanzó los valores críticos necesarios para

producir extensión en la placa cabalgante (Nieto-Samaniego, et al., 1999). Sin embargo, la forma exacta en que estas rocas emergieron no queda clara, para algunos, estas rocas piroclásticas emergieron a partir de actividad fisural, esto debido a la notable ausencia de estructuras tipo caldera que se asocian a este conjunto volcánico, no así, este tipo de estructuras sí han sido reconocidas en la parte occidental de la Mesa Central (Swanson, et al., 1978).

Finalmente, en la provincia se han reconocido rocas volcánicas pliocénicas y cuaternarias, así como sedimentarias de edad Oligoceno-Cuaternario y cuerpos intrusivos terciarios (Nieto-Samaniego, et al., 2005). Las rocas pliocénicas y cuaternarias corresponden a lavas de composición alcalina, comúnmente portadoras de xenolitos de lherzolita provenientes del manto y de granulitas provenientes de la corteza, probablemente por fallas profundas que facilitaron su rápido ascenso (Aranda-Gómez & Luhr, 1996; López-Loera, et al., 2008); mientras el paquete sedimentario viene dado por el relleno fluvio-lacustre de la topografía (Loza-Aguirre, et al., 2008).

2.1.2. *Tectónica y geología estructural de la Mesa Central*

Los estudios estratigráficos, así como las reconstrucciones paleogeográficas sobre la Mesa Central han permitido la identificación de dos terrenos tectonoestratigráficos en el área: (1) el Terreno Guerrero y (2) el Terreno Sierra Madre (Centeno-García & Silva-Romo, 1997; Eguiluz de Antuñano, et al., 2000) (Figura 6). De acuerdo con Centeno-García & Silva-Romo (1997), la evolución tectónica de la Mesa Central se explica a través de las formaciones Zacatecas y La Ballena, ambas de edad Triásico tardío; ya que se encuentran en el límite de dos ambientes tectónicos activos a lo largo de la margen Norteamericana durante el Mesozoico. El Terreno Sierra Madre (Fm. La Ballena) se relaciona con la separación de Pangea y la apertura del Golfo de México, acompañado por un *rifting* y tectónica extensional durante el Triásico tardío (Molina-Garza, et al., 1992). El ambiente del Terreno Guerrero (Fm. Zacatecas) se caracteriza por una tectónica cordillerana con desarrollo de subducción, fallamiento lateral y acreción de terrenos (Centeno-García, et al., 1993). Se ha planteado que el Terreno Sierra Madre descansa

sobre un basamento Precámbrico que aparentemente se acrecionó a Norteamérica en el Paleozoico tardío por la colisión entre Norte y Sudamérica durante la formación de Pangea (Centeno-García & Silva-Romo, 1997), mientras que el Terreno Guerrero se desarrolló sobre un piso oceánico deformado y secuencias de arco de isla durante el Triásico tardío, Jurásico y Cretácico temprano (Figura 6), acrecionándose finalmente al Cratón Norteamericano en el Cretácico tardío (Centeno-García, 2017) (Figura 9).

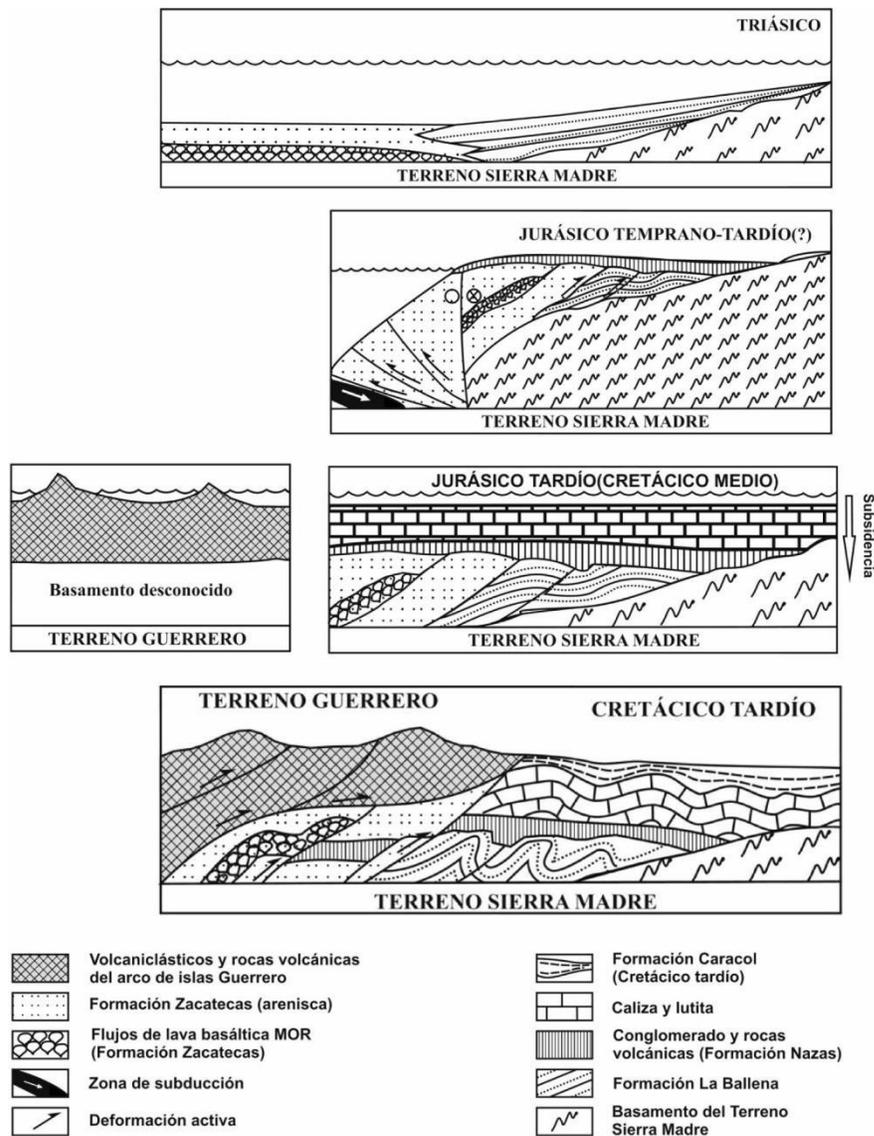


Figura 9. Modelo de evolución tectónica durante el Mesozoico de los terrenos Guerrero y Sierra Madre. El Terreno Guerrero se acrecionó al Terreno Sierra Madre durante el Cretácico tardío (Ilustración tomada de Centeno-García & Silva-Romo, 1997).

Durante el Cretácico tardío-Paleógeno temprano, la Mesa Central fue afectada por el evento de compresión máxima de la Orogenia Laramide, originando un fuerte plegamiento que acortó a la secuencia sedimentaria Mesozoica hacia el ENE (Tristán-González, 2008). Para el Paleógeno tardío-Eoceno temprano, el área experimentó una transtensión lateral derecha y, posteriormente, una tectónica extensional que resultó en una serie de fallas normales NW-SE (Eoceno-Mioceno). Ambos episodios fueron asociados al evento regional del Basin and Range (Tristán-González, 2008).

A principios del Oligoceno y sincrónicamente con otro episodio de fallamiento normal *Basin and Range* se registró el vulcanismo félsico que dio origen a los domos de lava y erupciones explosivas formadoras de ignimbritas en la Mesa Central (Nieto-Samaniego, et al., 2005; Aguillón-Robles, et al., 2009) (Figura 8). Cuando este vulcanismo cesó, el fallamiento normal continuó hasta alcanzar la extensión máxima (hace 28 – 26 Ma), desarrollando una serie de horsts, grábenes y medios grábenes que van hasta el Mioceno tardío y, probablemente, hasta el Cuaternario (Nieto-Samaniego, et al., 2005) (Figura 10). Se ha registrado que las estructuras volcánicas experimentaron un alineamiento con los controles estructurales de la Mesa Central, tal es el caso del Graben Villa de Reyes con una tendencia NE-SW y el Graben Aguascalientes con orientación NNE (Aguillón-Robles, et al., 2009) (Figura 10).

2.2. Marco geológico local

El área de estudio del presente trabajo forma parte de la porción oriental del Terreno Guerrero, muy cerca del límite de los afloramientos occidentales del Terreno Sierra Madre (Figura 11). Estratigráficamente, se encuentra constituida por siete unidades geológicas distintas, las cuales van desde secuencias volcanosedimentarias de los terrenos Guerrero y Sierra Madre (basamento), hasta secuencias ignimbríticas de composición riolítica superiores a los 30 m de espesor y afectadas por fallas generalmente normales con sistemas de orientación NNE y NE-SW (Figura 12). De acuerdo con información

inédita y proporcionada por P. Sieck (estudiante de doctorado, IPICYT), la columna litoestratigráfica del sitio queda definida como se describe a continuación (Figura 13).

a) Basamento

Constituido por secuencias volcanosedimentarias de los terrenos Guerrero y Sierra Madre, el basamento del área de estudio se divide en dos partes: (1) la parte este y (2) la parte oeste y centro. La primera está conformada por una secuencia marina mesozoica, plegada y carbonatada (Figura 14), depositada en la antigua CMCM e intercalada con capas delgadas de lutita y limolita. La segunda parte la forman andesitas, areniscas, lutitas y diques de edades Jurásico tardío-Cretácico temprano, que se plegaron y deformaron durante la Orogenia Laramide.

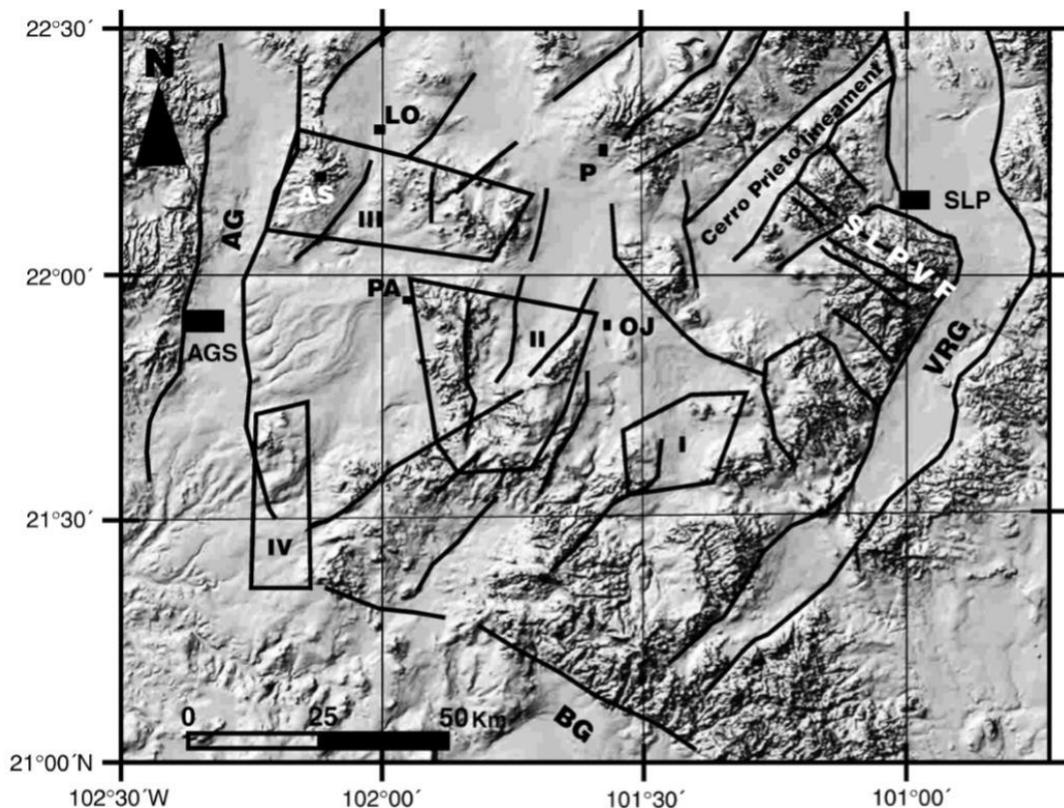


Figura 10. Modelo de elevación digital de la zona sur de la Mesa Central. La figura contiene las estructuras volcánicas estudiadas por Aguillón-Robles, et al. (2009), así como las principales estructuras del área: VRG: Graben Villa de Reyes, AG: Graben Aguascalientes, BG: Graben del Bajío, SLPVF: Campo volcánico de San Luis Potosí, LO: Loreto, DO: Ojuelos, PA: Palo Alto, P: Pinos. AGS: Aguascalientes, SLP: San Luis Potosí, AS: Asientos (Ilustración tomada de Aguillón-Robles, et al., 2009).

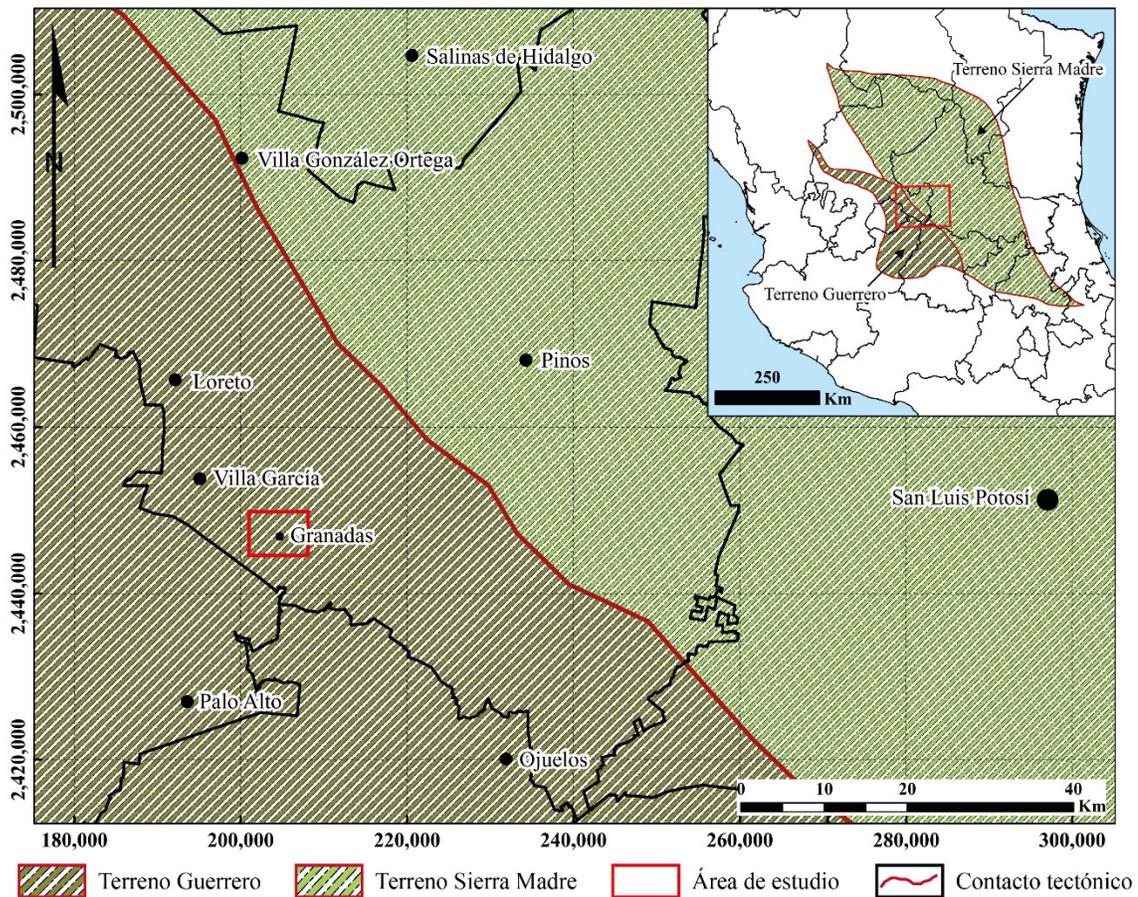


Figura 11. Localización del área de estudio comprendida dentro del límite tectonoestratigráfico del Terreno Guerrero (Información tomada de Centeno-García & Silva-Romo, 1997, para la delimitación de terrenos tectonoestratigráficos).

b) Sedimentos rojos continentales

Esta secuencia, con aproximadamente 150 m de espesor, está constituida por areniscas y limolitas bien litificadas. Hacia la cima, la secuencia cambia a areniscas y conglomerados polimícticos bien litificados y matriz soportados, generalmente de grano fino a medio. Los clastos en los lechos rojos son resultado de la meteorización del basamento mesozoico, mientras las rocas félsicas localizadas (granito, tobas de ceniza y tobas soldadas) son de origen desconocido. En la zona este del área de estudio, los conglomerados se encuentran litificados, oxidados y argilizados debido a actividad hidrotermal (Figura 15).

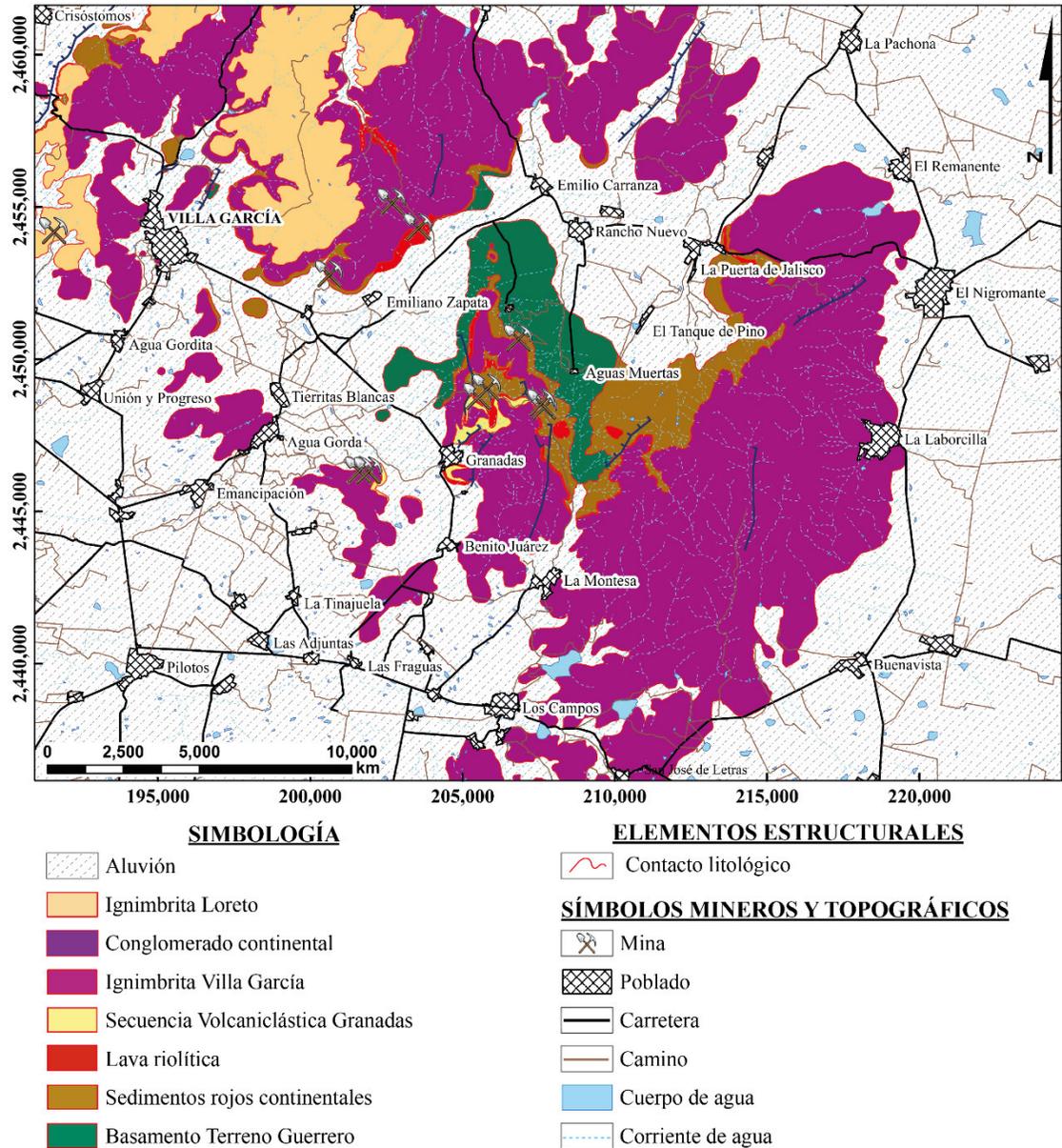


Figura 12. Geología local del área de estudio. Las ignimbritas de composición riolítica muestran un dominio sobre la geología del sitio de estudio (Información tomada de Sieck, 2019, Comunicación personal).

c) Lava riolítica

La unidad denominada *lava riolítica* presenta una coloración rojiza a rojiza marrón y un espesor de hasta 45 m. Mineralógicamente, está constituida en un 5% de fenocristales de plagioclasa, sanidino y cuarzo. Hacia la base, se localiza un 5% de fragmentos líticos, principalmente clastos de carbonato, así como

desvitrificación, bandas de flujo y fracturamiento con silicificación, oxidación y argilización en toda la unidad. En la base/contacto, la lava es negra, con 6m de espesor y sin desvitrificación, ni alteración hidrotermal (Figura 16).

d) Secuencia Volcanoclástica Granadas

Unidad volcanoclástica constituida por una sucesión de paquetes delgados, sub-paralelos, tabulares e irregulares, de material tobáceo y heterogeneidad clástica compuesta por pómez, líticos, pellets y cristales sueltos de origen volcánico (cuarzo, muscovita, ortoclasa y sanidino), así como estructuras sedimentarias de escala típicamente milimétrica (Figura 17). Verticalmente y con 65 m de espesor, conforma una secuencia con capas basales de matriz de ceniza media, capas intermedias de ceniza extremadamente fina a fina (zona de estructuras sedimentarias), y capas superiores de ceniza gruesa, muy gruesa y lapilli fino.

e) Ignimbrita Villa García

La Ignimbrita Villa García se caracteriza por presentar, de base a cima, cinco estructuras diferentes, éstas son: (1) vitrófido basal, (2) base vesicular, (3) soldamiento, (4) ignimbrita tipo lava (*lava-like* o *reomórfica*) y (5) brecha masiva rica en líticos. (1) El vitrófido basal muestra un espesor promedio de 3 m y está conformado por cuarzo, sanidino y biotita (3% en volumen). (2) La base vesicular, con aproximadamente 6 m de espesor, es de color rojo pálido, fuertemente soldada y cristalina. Las vesículas presentan una extensión máxima de 20 cm y disminuyen hacia la parte superior de la subsecuencia. (3) La ignimbrita fuertemente soldada presenta una estructura masiva, un espesor promedio de 35 m y fiammes de hasta 4 cm de ancho por 25 cm de largo. Los fiammes van en aumento al acercarse a la cima de la subsecuencia. (4) La estructura *tipo lava* o *lava-like* se denomina así por presentar, por hasta 40 m, bandas de flujo y fuertes deformaciones. (5) La brecha masiva rica en líticos presenta un espesor total de 10 m, fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa, así como clastos de ignimbrita *in situ*, carbonato, arenisca y limolita. La matriz es vítrea y presenta desvitrificación (Figura 18).

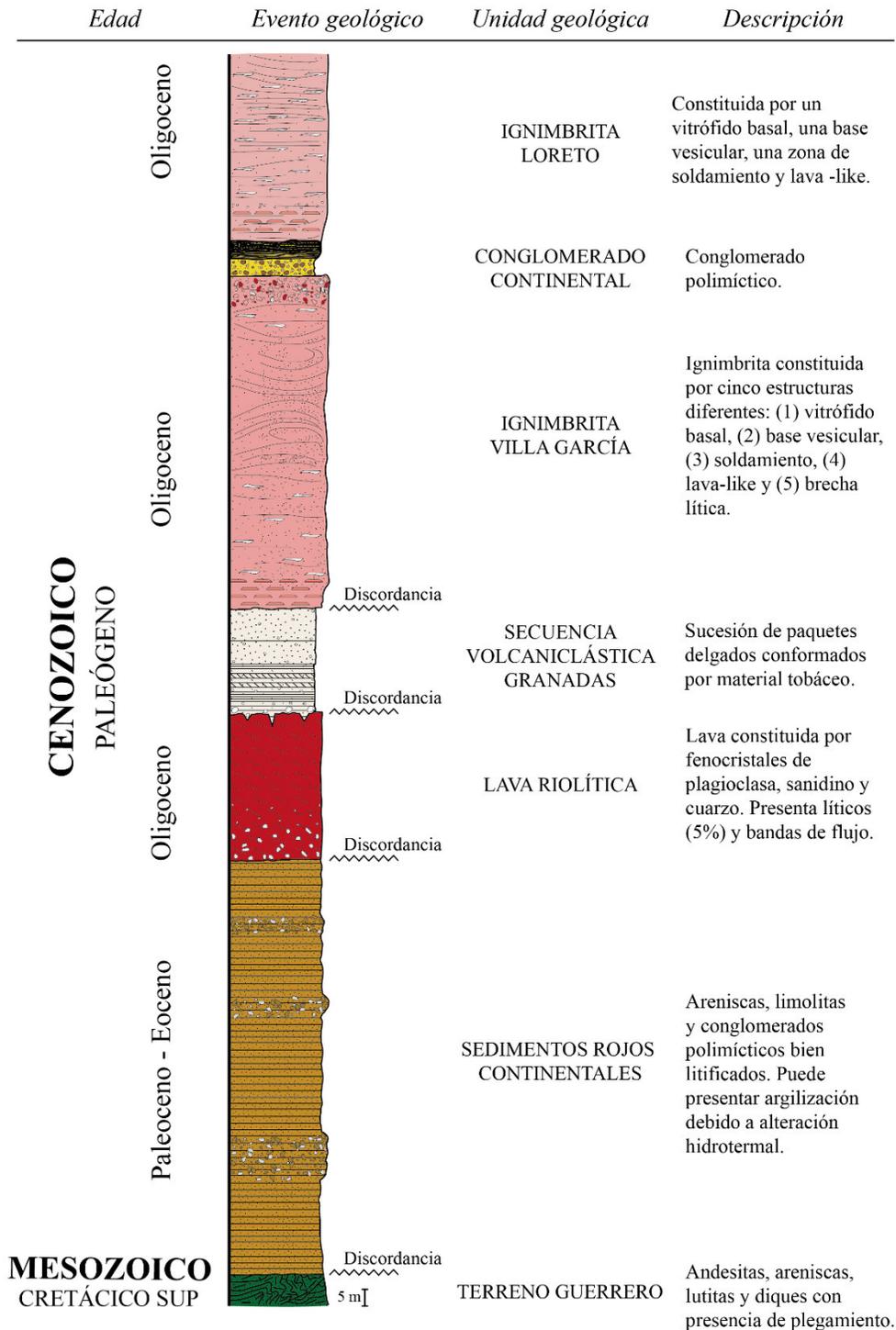


Figura 13. Columna litoestratigráfica del área de estudio. La edad relativa asignada a cada unidad geológica se ha realizado en base a las relaciones en campo, geología regional (Figura 7) y edad de 31.59 ± 0.14 Ma de la Ignimbrita Villa García, obtenida por el método de Ar/Ar (Extraído de Sieck, 2019, Comunicación personal).



Figura 14. Basamento de la parte centro-norte del área de estudio. Martillo con 75 cm de largo (Fotografía tomada por P. Sieck).

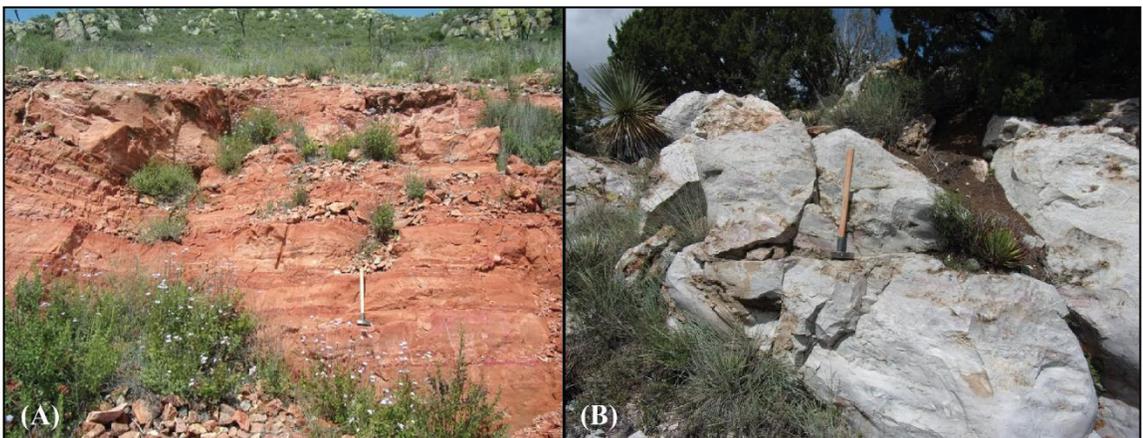


Figura 15. (A) sedimentos rojos continentales constituidos por areniscas y limolitas bien litificadas. (B) argilización por alteración hidrotermal en lechos rojos continentales identificados hacia la zona este del área de estudio. Martillo con 75 cm de largo (Fotografías tomadas por P. Sieck).



Figura 16. (A) afloramiento de lava riolítica. (B) base de la unidad, color negro, sin afectación hidrotermal o desvitrificación. Martillo con 75 cm de largo (Fotografías tomadas por P. Sieck).



Figura 17. Sucesión de estratos localizados hacia la zona intermedia de la SVG. Escala: metro plegable.



Figura 18. Serie de estructuras de la Ignimbrita Villa García. (A) base vesicular de la ignimbrita, (B) reomorfismo o ignimbrita tipo lava-like y (C) brecha masiva rica en líticos (Fotografías tomadas por P. Sieck).

f) Conglomerado continental

Conglomerado polimíctico depositado concordantemente (contacto erosivo) sobre la Ignimbrita Villa García. El depósito presenta un espesor promedio de 10 m y se encuentra constituido por fragmentos derivados del basamento mesozoico y la Ignimbrita Villa García, soportados por una matriz de grano fino a medio (Figura 19).

g) Ignimbrita Loreto

La Ignimbrita Loreto, al igual que la Ignimbrita Villa García, se caracteriza por presentar diversas estructuras a través de la secuencia. Éstas son: (1) vitrófido basal, (2) base vesicular, (3) soldamiento y (4) ignimbrita reomórfica (*lava-like*).

(1) El vitrófido basal de la Ignimbrita Loreto presenta un grosor máximo de 5 m y desvitrificación a la base. Es considerado pobremente cristalino, pues tan solo 3%

de él está constituido por fenocristales de cuarzo y sanidino. (2) La parte vesicular presenta una coloración rojiza pálida y 7 m de espesor. Se considera densamente soldada, con 3%, en volumen, de fenocristales de cuarzo y sanidino. Las vesículas son elípticas y disminuyen en número y tamaño hacia la parte superior de la subsecuencia. (3) La zona denominada como fuertemente soldada presenta un color rojizo pálido a gris y un espesor de 50 m. Los fiammes suelen medir 10 cm de ancho por 1.5 m de largo, siendo más frecuentes hacia la cima de la subsecuencia. La ignimbrita contiene alrededor del 8%, en volumen, de fenocristales de cuarzo y sanidino, principalmente, así como plagioclasa subordinada. En lámina delgada se observa desvitrificación y transición hacia una *lava-like*. (4) La parte superior de la Ignimbrita Loreto muestra bandas de flujo y deformación (Figura 20).



Figura 19. Conglomerado polimíctico localizado entre la Ignimbrita Villa García y la Ignimbrita Loreto. Martillo con 75 cm de largo (Fotografía tomada por P. Sieck).

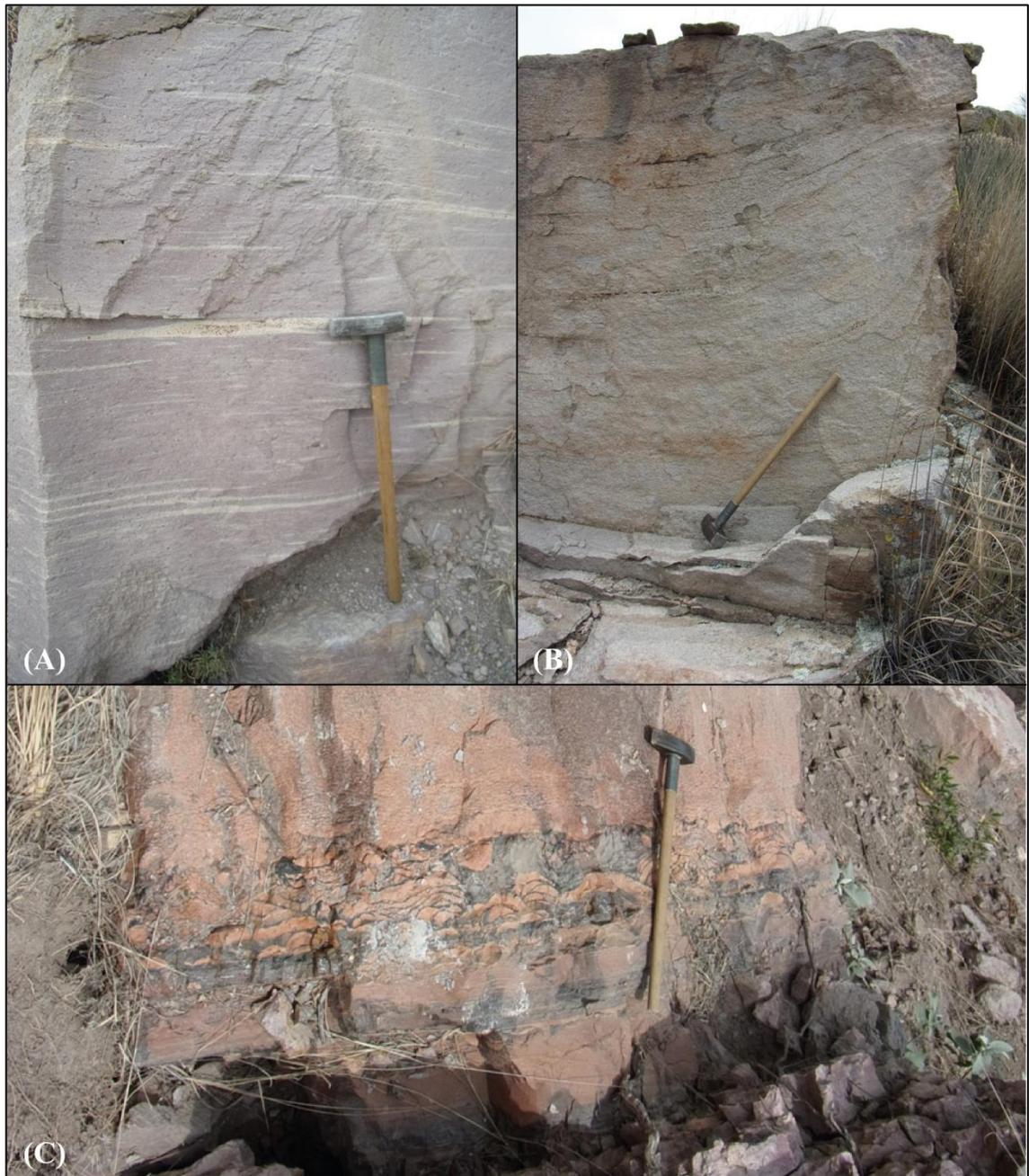


Figura 20. Serie de estructuras de la Ignimbrita Loreto. (A) ignimbrita soldada con fiammes de hasta 1.5 m de largo, (B) cima de la Ignimbrita Loreto con bandas de flujo o reomorfismo, (C) vitrófido basal pobremente cristalino. Martillo con 75 cm de largo (Fotografías tomadas por P. Sieck).

3. TERMINOLOGÍA

En las últimas décadas, la vulcanología, como muchas otras ramas de las ciencias geológicas, ha alcanzado sus mayores descubrimientos y, con ello, generado un sinnúmero de nuevos términos, los cuales llegan a ser definidos y redefinidos por decenas de autores en el idioma inglés y que, al tratar de traducirse o emplearse en artículos científicos en español, presentan cierta ambigüedad en la comunidad. Con la finalidad de entender los términos y sus aplicaciones genéticas, en las siguientes líneas se definirán aquellos que serán utilizados en este trabajo para la descripción de depósitos volcánicos y volcaniclasticos, a partir de trabajos publicados en literatura especializada.

- I. Depósitos piroclásticos de caída.** Siendo uno de los productos piroclásticos más simples y con gran valor en la vulcanología física (Houghton, et al., 1999), los depósitos piroclásticos de caída conservan una definición uniforme en el mundo vulcanológico pues, de acuerdo con la bibliografía revisada (Walker, 1980; Houghton, et al., 1999; Le Penec, et al., 2012; Houghton, et al., 2014; Houghton, et al., 2015), son definidos como la caída gravitacional o lluvia de material fragmentario (clastos juveniles, accesorios o accidentales), generado a partir de una erupción volcánica explosiva y depositado directamente después de ésta en un medio subaéreo (Figura 21).
- II. Corrientes piroclásticas de densidad.** Las corrientes piroclásticas de densidad o PDC (por sus siglas en inglés), presentan una historia bibliográfica bastante amplia pues, en el acervo, existen trabajos pioneros como los de Fisher (1966) y Wilson & Walker (1982), que las definen como flujos piroclásticos divididos en cabeza, cuerpo y cola, donde ocurren procesos físicos como la fluidización, la sedimentación y la fricción, dando como resultado facies deposicionales ignimbríticas. Sin embargo, en los últimos años, las PDC han sido descritas asertivamente como una mezcla heterogénea de partículas volcánicas y gases, que fluyen, de acuerdo a su densidad, en un

fluido circundante (la atmósfera) debido a la gravedad terrestre y pueden ser originadas por el colapso de una columna eruptiva después de la desintegración del magma y rocas del conducto volcánico, por explosiones dirigidas (*inclined blasts*) o por avalanchas calientes derivadas de domos de lava (Branney & Kokelaar, 2002) (Figura 21).

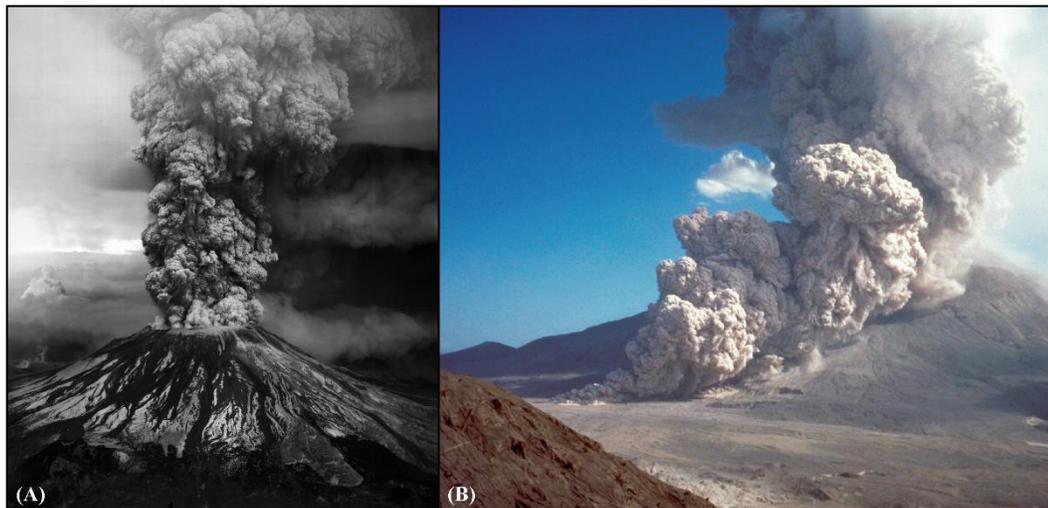


Figura 21. Columnas eruptivas originadas a partir de las erupciones plinianas del Mt. Santa Helena. (A) muestra la columna que contiene las partículas generadoras de depósitos piroclásticos de caída (Recuperado de https://volcanoes.usgs.gov/vsc/images/image_mgr/500-599/img571.jpg). (B) revela el colapso de la columna eruptiva, formando una corriente piroclástica de densidad (Recuperado de https://volcanoes.usgs.gov/vsc/images/image_mgr/100-199/img158.jpg).

No obstante, los depósitos volcanoclásticos son los que mayor ambigüedad presentan a la hora de ser definidos, razón por la cual, existe también un gran número de trabajos, vulcanológicos como sedimentológicos, tratando de unificar la nomenclatura y definición de estos depósitos (Fisher, 1961; Fisher, 1966; Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987; McPhie, et al., 1993; White & Houghton, 2006; Sohn, et al., 2008; Manville, et al., 2009; Maeno & Taniguchi, 2009; Murcia, et al., 2013). En la siguiente tabla (Tabla 1), se sintetiza la evolución terminológica de los depósitos volcanoclásticos. Se ha tomado como base para la línea de investigación el artículo *Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks* (Fisher, 1961), el cual propone, por primera vez, el término *volcanoclástico*.

Tabla 1. Evolución de la terminología de los depósitos volcanoclásticos.

<i>Autor</i>	<i>Definición, clasificación o base de clasificación</i>
Fisher (1961)	La expresión <i>volcanoclástico</i> es introducida por primera vez en la literatura geológica mundial, en el artículo <i>Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks</i> .
Fisher (1966)	Se establece una nomenclatura común para todas las rocas volcanoclásticas tomando como base de clasificación a los procesos de formación de las partículas. Las rocas quedan divididas en las clases <i>autoclásticas</i> , <i>piroclásticas</i> y <i>epiclásticas</i> .
Cas & Wright (1987)	Abordando el tema de rocas piroclásticas y epiclásticas, los autores declaran que los depósitos epiclásticos (volcanoclásticos) se distinguen de los primeros por el tipo de depositación, ya que, en los segundos, la fragmentación es generada por procesos secundarios (meteorización).
Fisher & Schmincke (1984)	Los autores sugieren que para alcanzar la categoría de <i>volcanoclástico</i> , una roca o depósito inconsolidado debe contener más del 25%, en volumen, de fragmentos volcánicos. Consecuentemente, el British Geological Survey (1999), establece sólo el 10%.
Fisher & Smith (1991)	Se redefine el espectro granulométrico completo de materiales clásticos compuestos, en parte o enteramente, de fragmentos volcánicos generados por algún mecanismo de formación de partículas (Ej. Procesos volcánicos primarios o secundarios, meteorización de una roca volcánica preexistente) sin importar la historia geológica del depósito.
McPhie, et al. (1993)	Con base en los mecanismos de transporte y depositación, meteorización, erosión y retrabajo, los depósitos volcanoclásticos son clasificados en <i>autoclásticos</i> , <i>piroclásticos</i> , <i>sin-eruptivos resedimentados</i> y <i>sedimentarios vulcanogénicos</i> .
White & Houghton (2006)	Se unifica la terminología para todos los depósitos volcanoclásticos primarios y se propone como base de clasificación el mecanismo de depositación; es decir, los depósitos y rocas volcanoclásticas primarias, así como todo el rango de productos fragmentarios, son depositados directamente por explosiones o erupciones efusivas.

Expuestas las modalidades de clasificación (Tabla 1), este documento se basará en el esquema propuesto por White & Houghton (2006) para la definición y caracterización del depósito volcanoclástico en estudio, dado que la clasificación se enfoca en el transporte primario y la depositación de partículas, y no en los procesos formadores de éstas o la naturaleza de los fluidos donde son acarreadas (ver apartado 3.3.).

3.1. Propiedades de los depósitos piroclásticos de caída

Los depósitos piroclásticos de caída (*pyroclastic fall deposits: PFD*) se han caracterizado por presentar una definición relativamente sencilla, pues se considera son la acumulación “uno a uno” de material piroclástico desde una columna eruptiva en dispersión a modo de “lluvia”. Sin embargo, la descripción completa de un PFD viene dada por una serie de propiedades localizadas a partir de la escala a la cual se esté analizando el depósito (Figura 22).

De acuerdo con Houghton, et al. (1999), las propiedades de los PFD se dividen en tres escalas, las cuales son (1) gran escala, (2) mediana escala y (3) pequeña escala. En la escala más grande, se enlistan las propiedades que sólo pueden observarse a través del depósito completo o de la integración de datos de numerosos afloramientos. La geometría del depósito y la tasa con la que cae el material fino desde la fuente son ejemplos de ellas. A mediana escala se enuncian las propiedades que pueden medirse y explicarse a escala afloramiento, contemplando la variabilidad que exista entre ellos. La estratificación, la gradación, el soldamiento y la selección de partículas pertenecen a ésta. En la escala más pequeña se enlista la morfología y vesicularidad de los clastos juveniles, así como el contenido y la naturaleza de clastos extraños (*wallrock*), pues aquí, las propiedades corresponden solo a los piroclastos que conforman el depósito de caída (Houghton, et al., 2015).

Empero, por los objetivos de este escrito y la naturaleza de las propiedades a nivel afloramiento de los depósitos piroclásticos de caída, sólo se citarán los atributos presentes a mediana y pequeña escala.

3.1.1. Propiedades a mediana escala o escala intermedia

a) Estratificación. La estratificación paralela planar en un depósito piroclástico de caída puede indicar desde el tipo de erupción explosiva (sostenida o no sostenida) hasta el ritmo de las pulsaciones en un determinado tiempo (erupciones espasmódicas o no espasmódicas) (Figura 23). Sin embargo, son el manto de la topografía y la falta de

estructuras internas, las características principales de estos depósitos. Generado por la estratificación planar o por la simple depositación, los PFD cubrirán relieves preexistentes, siempre y cuando las pendientes no sobrepasen los 30° , y no contendrán boudines lenticulares o estratificación cruzada (Cas & Wright, 1987; Houghton, et al., 1999; Houghton, et al., 2015).

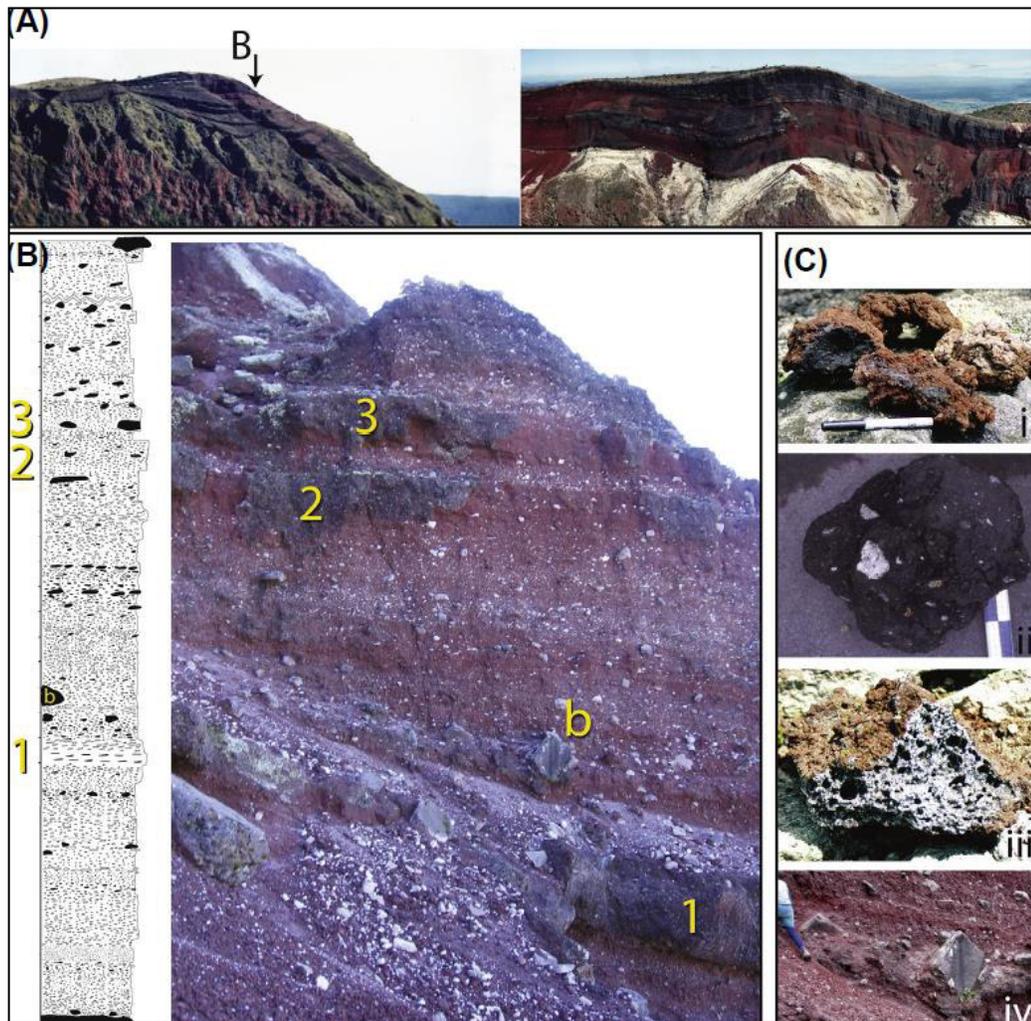


Figura 22. Montaje de imágenes que muestran las características de los PFD a (A) gran escala, (B) mediana escala y (C) pequeña escala. La imagen (A) muestra la geometría del depósito y relaciona el adelgazamiento de los estratos lateralmente, así como el contenido clástico por color. La ilustración (B), localizada previamente con una flecha en la figura (A), revela la escala (dm a m) de los estratos del depósito, así como las concentraciones de los clastos líticos. Las figuras de (C) muestran la diversidad de fragmentos encontrados en el depósito: (i) escoria irregular, (ii) bomba densa, (iii) escoria parcialmente fusionada y (iv) clasto lítico anguloso (Ilustración tomada de Houghton, et al., 2015).

- b) Gradación. La gradación, más comúnmente localizada en las corrientes piroclásticas de densidad, es el cambio vertical progresivo en el tamaño o densidad de partículas, con o sin cambio en el tamaño de grano de la matriz, dentro de un estrato. La gradación, normal o inversa, en depósitos piroclásticos de caída generalmente se interpreta en términos de estabilidad (fuerza de las fluctuaciones), no obstante, también puede producirse por cambios en la dirección del viento o en la columna eruptiva (McPhie, et al., 1993; Houghton, et al., 1999; Houghton, et al., 2015).

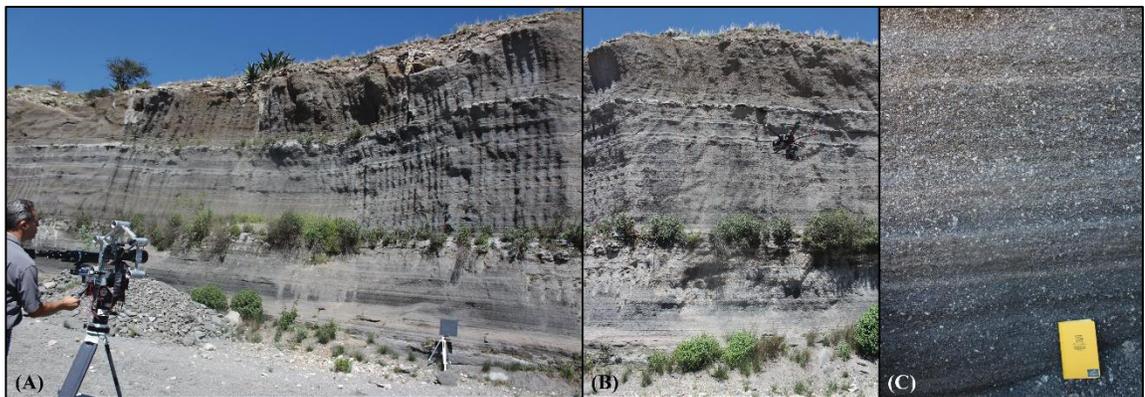


Figura 23. Análisis de un afloramiento perteneciente a un depósito piroclástico de caída. Las ilustraciones (A) y (B) muestran la realización del análisis estructural (estratificación, gradación) y granulométrico (tamaño de grano) a partir de la captura y calibración de imágenes (métodos ópticos). La figura (C) presenta estratificación paralela planar, índice de erupciones no sostenidas (Joya Honda, S.L.P.).

- c) Tamaño de grano. En los depósitos piroclásticos de caída, el tamaño de grano está fuertemente relacionado con el tiempo de residencia de las partículas en la columna eruptiva (transporte) y su capacidad para formar agregados. Por lo tanto, las partículas más grandes, así como los agregados de ceniza, caerán y se depositarán más cerca de la fuente, mientras las más finas viajarán por mayor tiempo (Cas & Wright, 1987; McPhie, et al., 1993; Houghton, et al., 1999; Houghton, et al., 2015) (Figura 24).
- d) Piroclastos balísticos. A distancias proximales de la fuente generadora (1 a 5 km) se han localizado piroclastos demasiado gruesos (20 a 30 cm de diámetro) denominados balísticos (Figura 24). Estos clastos, en su mayoría líticos densos, presentan condiciones de desequilibrio con la fase gaseosa y, por lo tanto, son arrojados de la

columna eruptiva formando una trayectoria parabólica independiente. Su importancia está dada en la poca afectación que tiene con el viento, por lo cual, al dejar cráteres de impacto, hace posible el reconocimiento de la dirección de la fuente y la velocidad a la cual fue eyectado (Cas & Wright, 1987; McPhie, et al., 1993; Houghton, et al., 2015).

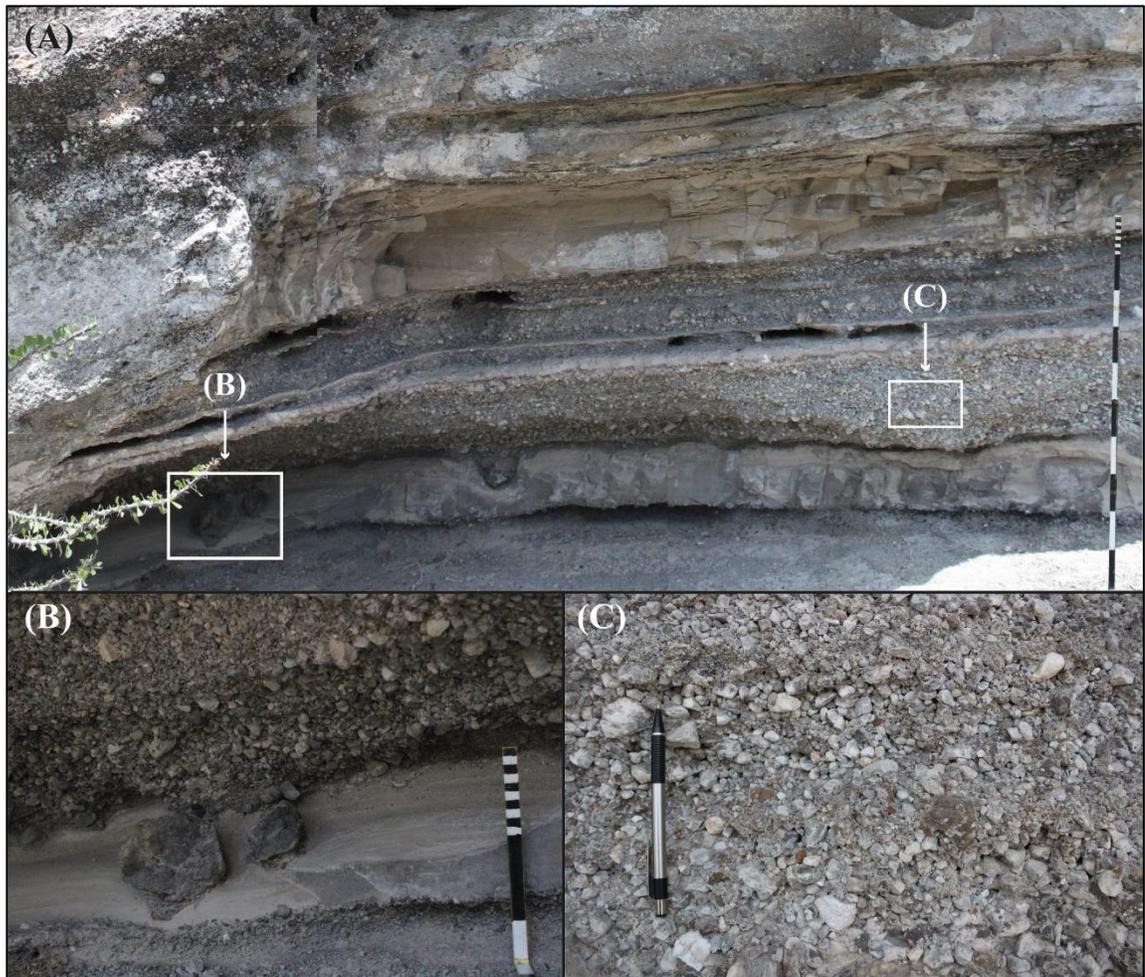


Figura 24. (A) depósito piroclástico de caída analizado bajo sus propiedades de mediana, e intercalado con depósitos de flujo diluido. En el afloramiento se observan piroclastos balísticos (B) y un tamaño de grano que oscila entre 0.5 y 2.0 cm de diámetro; los clastos más finos pertenecen a líticos, mientras los clastos más gruesos a pómez subangulares (C) (Joya Prieta, S.L.P.).

e) Soldamiento y otros efectos térmicos. Los depósitos piroclásticos de caída, a diferencia de las PDC, presentan características térmicas menos abundantes

(Houghton, et al., 2015). La manifestación más común es la coloración rojiza de los piroclastos, pues a altas temperaturas comienza el crecimiento o la alteración de los óxidos de hierro. Sin embargo, a temperaturas aún más altas y con ayuda de presión generada por depositación posterior, se inicia la deformación de los piroclastos individuales, denominando a este fenómeno soldamiento (Cas & Wright, 1987; Branney & Sparks, 1990; Quane & Russell, 2004; Houghton, et al., 2015).

3.1.2. *Propiedades a pequeña escala*

- a) Morfología de los clastos juveniles. Según Houghton & Carey (2015), las formas de los piroclastos juveniles están relacionadas con la fragmentación, el transporte y, en algunos casos, la depositación (Figura 25). Estos componentes suelen presentarse angulares y no redondeados, o astillados, pues de lo contrario se estaría hablando de partículas transportadas en un medio concentrado (PDC).
- b) Vesicularidad. La vesicularidad se entiende como pequeñas vesículas esféricas o elipsoidales encontradas en los clastos y producidas por burbujas de gas retenido durante su solidificación.
- c) Rocas del conducto (*wallrock*). El contenido de estos clastos líticos indica la competencia y estabilidad de las rocas que forman el conducto, así como las fluctuaciones de presión y la interacción del magma con posibles acuíferos. Los clastos juveniles reciclados o retrabajados también forman parte de estos líticos (Houghton, et al., 2015).

3.2. **Clasificación y caracterización de los depósitos de PDC**

El estudio constante hacia las Corrientes Piroclásticas de Densidad (*Pyroclastic Density Currents: PDC*) y sus depósitos consecuentes es resultado de la complejidad, destructividad y letalidad que representa este fenómeno volcánico. Las PDC están constituidas, independientemente del tipo de depósito a generar, por dos contrapartes o miembros: (1) un flujo inferior y (2) una columna bouyante (co-ignimbrítica o de Fénix)

(Fisher, 1966; Cas & Wright, 1987; Dade & Huppert, 1996; Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio & Dellino, 2008). El flujo inferior, compuesto por una parte basal y dominada por la interacción partícula-partícula, es más denso que la atmósfera y, por lo tanto, fluye en contacto directo con el suelo; mientras que, la columna Fénix, es una parte turbulenta dominada por procesos de tracción y menos densa que la atmósfera, la cual es denominada también *nube de ceniza* (Figura 26) (Cas & Wright, 1987; Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio & Dellino, 2008).

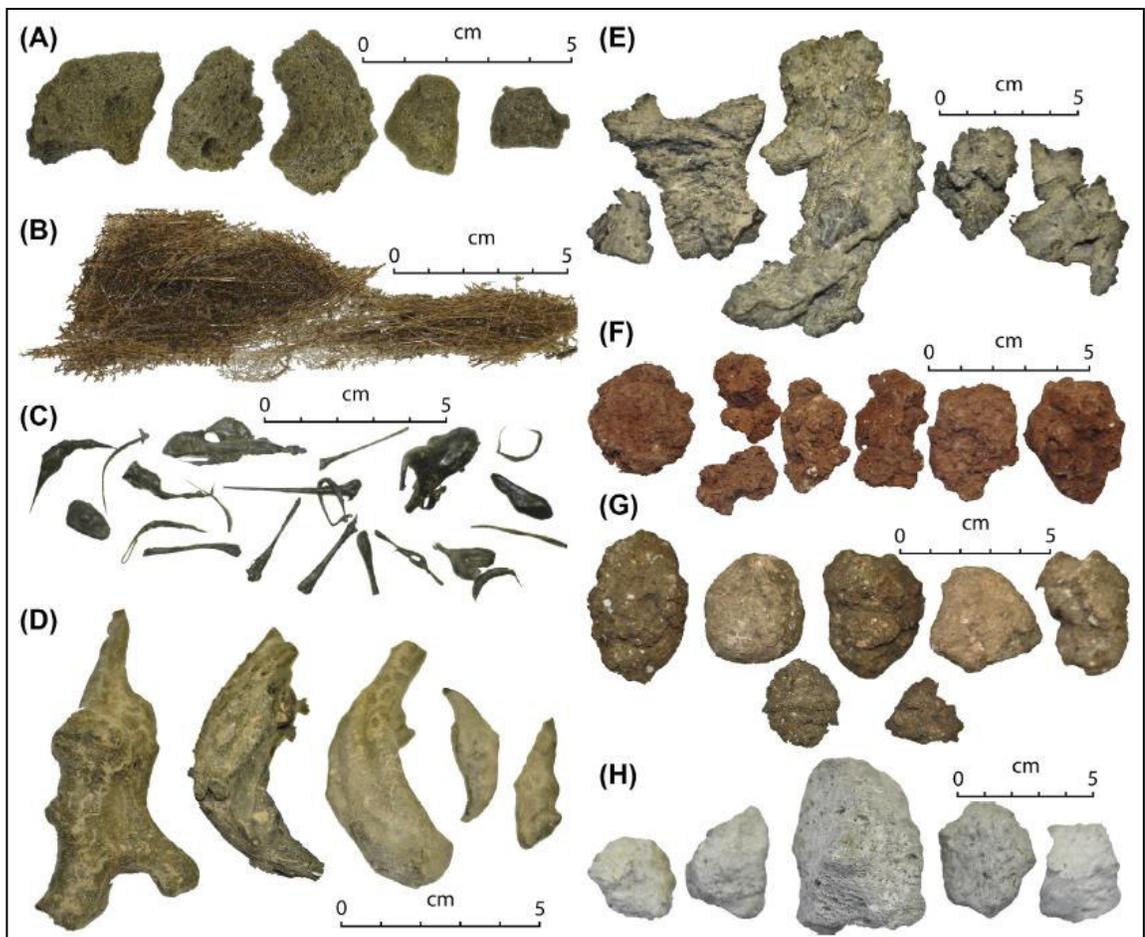


Figura 25. Morfologías en piroclastos juveniles: (A) reticulita, (B) cabellos de Pelé, (C) lágrimas de Pelé, (D) clastos fusiformes, (E) lapilli transicional, (F) escoria, (G) lapilli denso, (H) pómez (Ilustración tomada de Brown & Andrews, 2015).

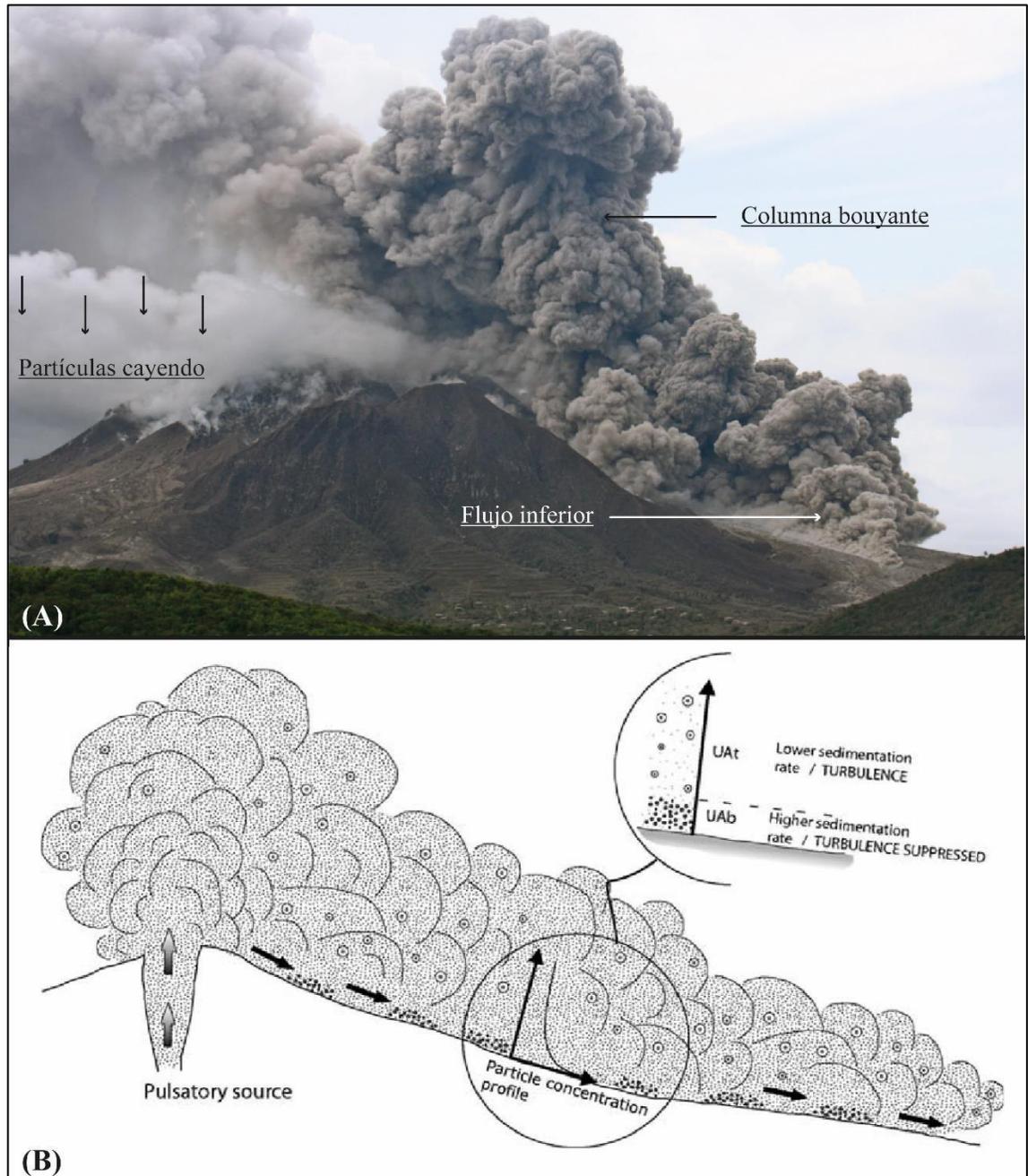


Figura 26. Erupción vulcaniana del volcán Soufrière en la isla de Montserrat. (A) muestra la corriente piroclástica de densidad generada durante la erupción, así como sus constituyentes: flujo inferior, columna bouyante (Recuperado de https://volcanoes.usgs.gov/volcanic_ash/respiratory_effects.html). (B) presenta el modelo esquemático de emplazamiento de la PDC y los procesos físicos que ocurren en la parte inferior de ésta; UAb corresponde a la zona basal donde domina la interacción entre partículas y la sedimentación, mientras UAt incluye la baja sedimentación y alta turbulencia del flujo (Ilustración tomada de Giordano, et al., 2008).

De acuerdo con Branney & Kokelaar (2002), los depósitos de las corrientes piroclásticas de densidad se han clasificado respecto a su litología y estructura sedimentaria, dando como resultado depósitos de ignimbritas, depósitos de oleada piroclástica y depósitos de flujo piroclástico. Estos últimos pertenecientes a un espectro continuo en donde su carácter depende principalmente de la interacción de la concentración de partículas, la tasa de cizalla y la tasa deposicional (Sulpizio & Dellino, 2008). Se ha propuesto que los depósitos estratificados o “de oleada piroclástica” son producto de suspensiones diluidas, en cambio, los depósitos masivos o “de flujo piroclástico” resultan de mezclas altamente concentradas (Figura 27). En las primeras, las partículas se transportan principalmente en suspensiones turbulentas, contrario a las segundas, donde el movimiento del clasto es debido a la interacción entre partículas (Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio & Dellino, 2008),

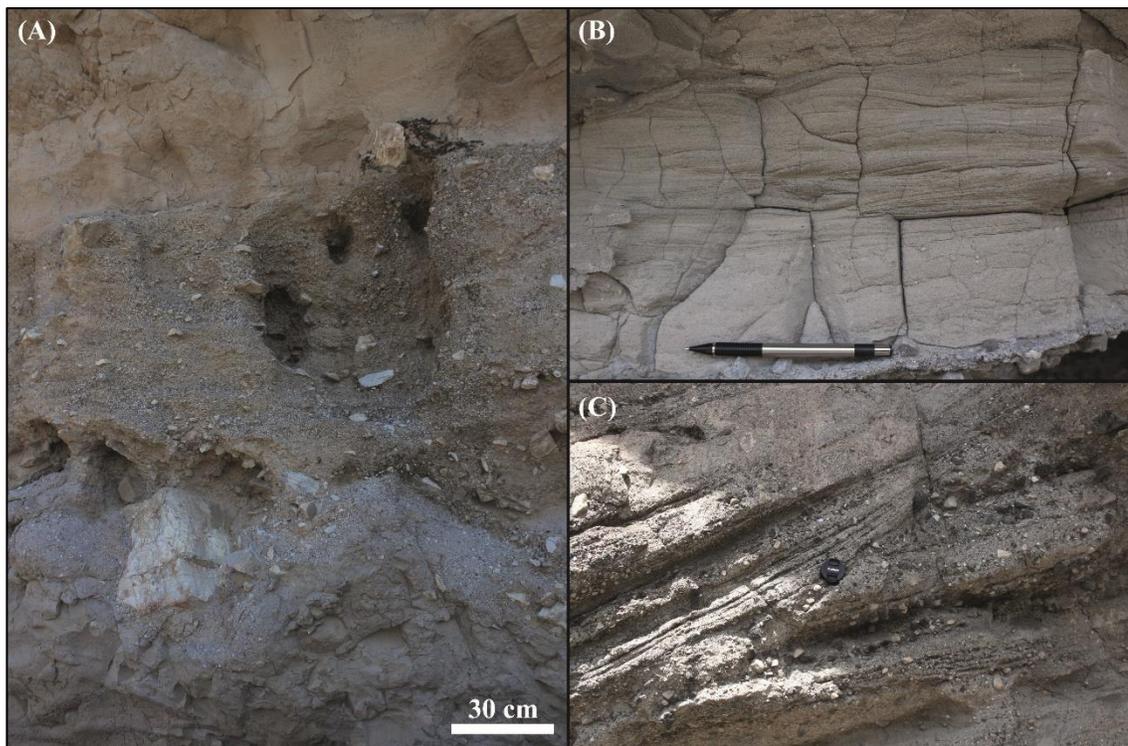


Figura 27. Depósitos de flujo concentrado (A) y diluido (B y C). Los depósitos de flujo diluido, anteriormente denominados de oleada piroclástica, se diferencian de los primeros por contener estructuras sedimentarias como son estratificación paralela, estratificación cruzada y ondulitas (A: Joya Honda, S.L.P.; B y C: Joya Prieta, S.L.P.).

Sin embargo, el condicionamiento físico y todos los procesos que conllevan a la generación de litofacies o aspectos sedimentológicos son generados en una zona denominada *frontera de flujo* (Figura 28). La frontera de flujo incluye desde la parte más baja de la corriente hasta el límite de depósito de flujo y la parte más alta del depósito (Branney & Kokelaar, 2002). Sedimentológicamente, la frontera de flujo es descrita como la parte más baja de la corriente piroclástica donde la interacción partícula-partícula domina los mecanismos de transporte y promueve la depositación, y no toma en cuenta el comportamiento del flujo principal (Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio, et al., 2007).

Expuesto lo anterior, este documento descartará los términos “oleada piroclástica” y “flujo piroclástico” para la clasificación de estos depósitos y los reconocerá como depósitos de flujo diluidos, concentrados o ignimbritas.

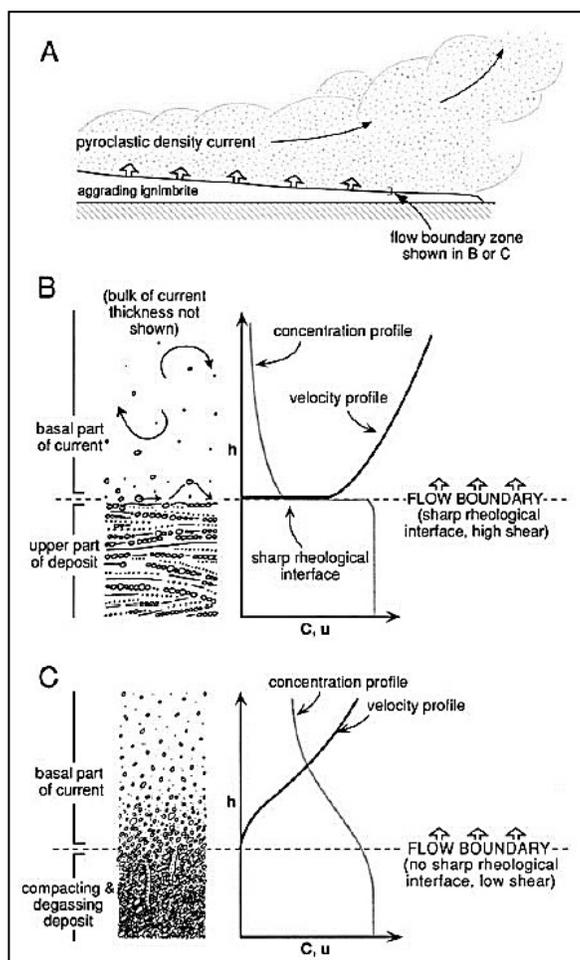


Figura 28. Esquema general de una corriente piroclástica de densidad y su frontera de flujo. (A) muestra la posición exacta de la frontera de flujo, que está dada entre la parte más baja de la corriente y la parte superior del depósito en formación. (B) y (C) presentan dos tipos conceptuales de frontera de flujo: (B) indica una corriente de baja concentración (depósitos estratificados), mientras (C) una corriente de alta concentración (depósitos masivos) (Ilustración tomada de Branney & Kokelaar, 2002).

3.2.1. *Características de los depósitos de PDC*

Los depósitos de corrientes piroclásticas de densidad, generados a partir de erupciones plinianas y subplinianas, se encuentran constituidos principalmente de pómez y ceniza, y son generalmente denominadas ignimbritas (Brown & Andrews, 2015). Los depósitos de PDC, influenciados fuertemente por la topografía, se caracterizan por inundar pequeñas y grandes depresiones, pues sus volúmenes oscilan los 0.001 y >1000 km³. Un estudio realizado por Brown & Branney (2004) explica que estos depósitos generalmente se adelgazan sobre las crestas y se espesan en depresiones topográficas (Figura 29) debido a las altas velocidades que le permiten atravesar obstáculos (colinas, montañas, cordilleras) y a que la mayor concentración de masa se transporta en los niveles más bajos de la corriente.

Componentes y características de los componentes

En un depósito resultante de una PDC, la variabilidad de los componentes, como de su composición química, es amplia. Dentro de una PDC se encuentra material derivado de la fragmentación del magma durante la erupción, como es el caso de los clastos juveniles. Estos clastos incluyen ceniza volcánica, pómez y escoria, principalmente. Los clastos procedentes de la pared del conducto volcánico y los clastos líticos y escombros recogidos por la corriente (rocas, vegetación, suelo, material de construcción), también son constituyentes de estos depósitos (Brown & Andrews, 2015) (Figura 30). Por otra parte, la composición química del depósito está dada por la composición química del material juvenil, yendo éste de basáltico hasta riolítico, siendo los depósitos más grandes los provenientes de magmas altamente evolucionados (Brown & Andrews, 2015).

Estas partículas transportadas presentan un rango de propiedades físicas, como son: el tamaño, la densidad y la forma. Por ejemplo, la pómez puede tener densidades de 200 a 1000 kg/m³, la escoria de 1000 a 2000 kg/m³ y los líticos >2000 kg/m³. Las variaciones en la forma y tamaño de grano reflejan procesos físicos durante el transporte, emplazamiento y procesos de rotura y elutriación en los clastos (Brown & Andrews, 2015). En general, a medida que aumenta la distancia de transporte, el tamaño de grano

disminuye y adquiere una forma redondeada. Es decir, el contenido de ceniza fina aumenta, mientras que el contenido de líticos disminuye.

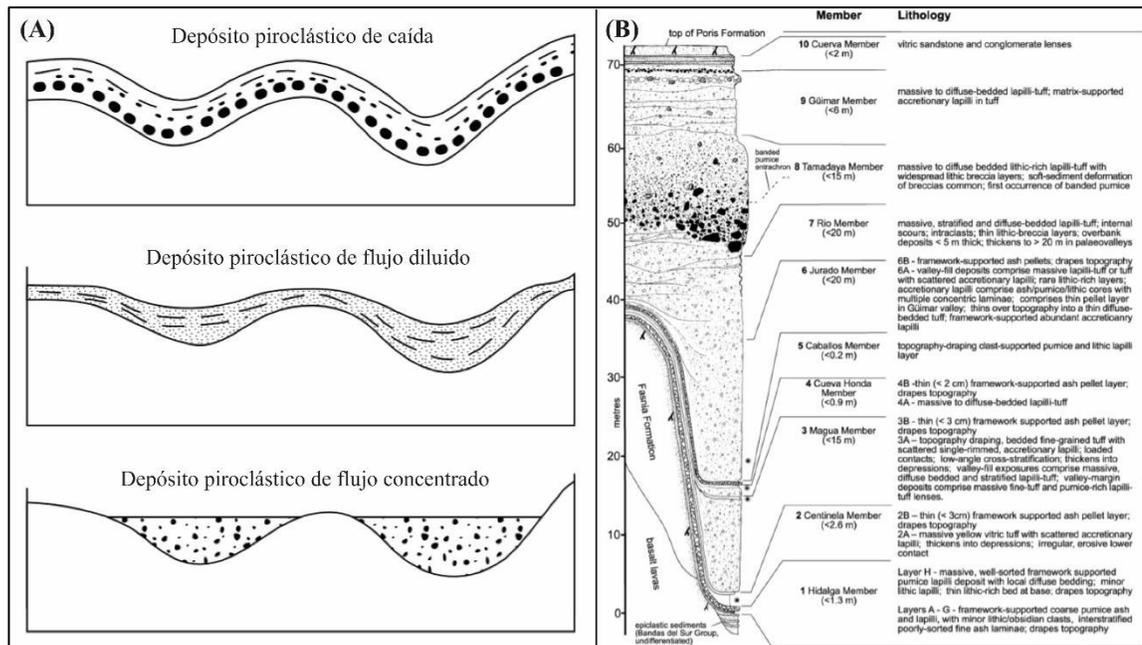


Figura 29. (A) Geometría de los diferentes depósitos piroclásticos. (B) Sección vertical compuesta de la Formación Poris, en Tenerife, España. Las variaciones laterales de las facies deposicionales están regidas por la topografía del terreno. Hacia las colinas, las facies se presentan delgadas, mientras en los valles los espesores aumentan (Ilustraciones tomadas de Tucker, 2003 y Brown & Branney, 2004, respectivamente).

Litofacies y estructuras sedimentarias

En campo, al igual que cualquier depósito geológico estudiado, los afloramientos de las corrientes piroclásticas de densidad son descritos y, posteriormente, interpretados. En 2002, Branney & Kokelaar, presentan un esquema que describe y agrupa, no genéticamente, los depósitos ignimbríticos a partir de una serie de litofacies pues, para ellos, el término litofacie se define como:

Parte o sección de un depósito que presenta una combinación de estratificación, un tamaño de grano, una clasificación, una fábrica y una composición distinta al resto del afloramiento. Es no genético y no estratigráfico.

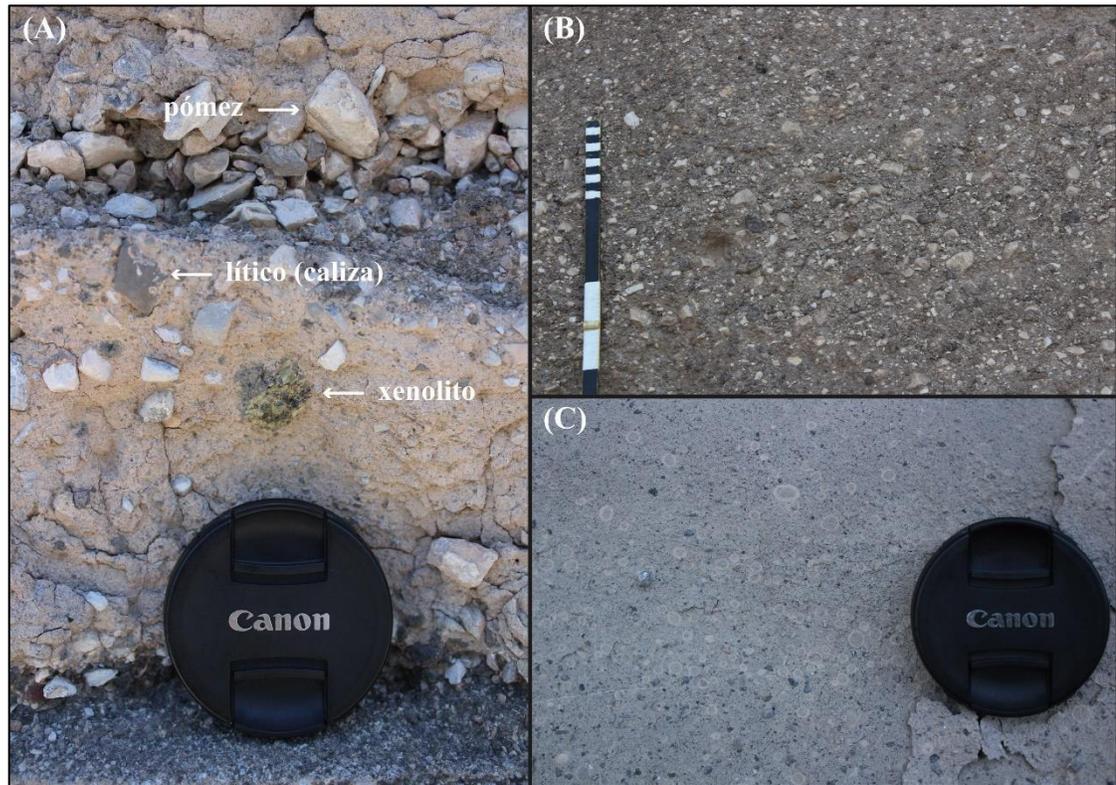


Figura 30. Componentes de los depósitos por PDC. Hacia la fuente eruptiva, los componentes presentan un tamaño de grano mayor y formas angulares y/o subangulares (A), inversamente, a mayor distancia, los componentes se vuelven finos y redondeados (B). Comúnmente, durante la nube co-ignimbrítica, la ceniza es aglomerada, formando capas de lapilli acrecional (C) (Joya Honda, S.L.P.).

En las siguientes líneas se presentarán algunas de las litofacies descritas por Branney & Kokelaar (2002), así como las observadas por Brown & Andrews (2015) en depósitos de Corrientes Piroclásticas de Densidad (Figura 31).

a) Ignimbrita masiva

1. Descripción. Partículas mal seleccionadas del orden de la ceniza y lapilli, con estructura masiva. La cantidad de ceniza, pómez, líticos y cristales puede variar en abundancia. La pómez se presenta redondeada debido a la abrasión y rotura durante la corriente, mientras los clastos pueden alcanzar tamaño de bloques. Puede mostrar gradación (normal o inversa) e imbricación.
2. Interpretación. Flujo de alta concentración dominado por el proceso de escape de fluido. Las partículas experimentan un mínimo cizallamiento cuando se depositan.

b) Brecha lítica masiva a estratificada

1. Descripción. Líticos y pómez mal seleccionadas con estructura masiva a estratificada. La litofacie puede ser matriz soportada o clasto soportada. La matriz es rica o pobre en finos, o dominada por cristales o líticos. Los bloques líticos (cm a dm) son angulares a subredondeados. Puede mostrar lentes, capas estratificadas, dunas y estructuras de carga (*flame structure*). Común en zonas proximales.
2. Interpretación. Flujo granular de alta concentración y depositación rápida con procesos de escape de fluido y tracción.

c) Ignimbrita con estratificación difusa

1. Descripción. Partículas del orden de la ceniza y lapilli en estratos (cm) mal definidos. Los estratos pueden ser continuos (dm a m) y mostrar engrosamiento o adelgazamiento gradual. Ocasionalmente puede existir estratificación cruzada de bajo ángulo.
2. Interpretación. Depositada desde la frontera de flujo y caracterizada por condiciones intermedias entre el escape de fluido y tracción.

d) Ignimbrita con estratificación y estratificación cruzada

1. Descripción. Partículas del orden de la ceniza a lapilli, mal a bien seleccionadas y con estratificación cruzada. Los estratos pueden alterar capas de grano fino a grano grueso (dm a m). La longitud de onda es de 1 a 5 m, mientras la amplitud <1 m. Comúnmente se localizan en topografías altas (colinas).
2. Interpretación. Depositación por tracción en la frontera de flujo.

e) Tubos de elutriación

1. Descripción. Tubos o láminas sub verticales clasto soportados, con presencia de clastos líticos y cristales, pero sin ceniza fina. De cm a m de largo y márgenes rectos o sinuosos. Ocasionalmente presentan ramificaciones.
2. Interpretación. Derivados de la segregación de gases intersticiales (aire en espacios porosos, vapor del sustrato húmedo, combustión vegetal) en un flujo ascendente, durante el asentamiento, depositación y compactación de la corriente.

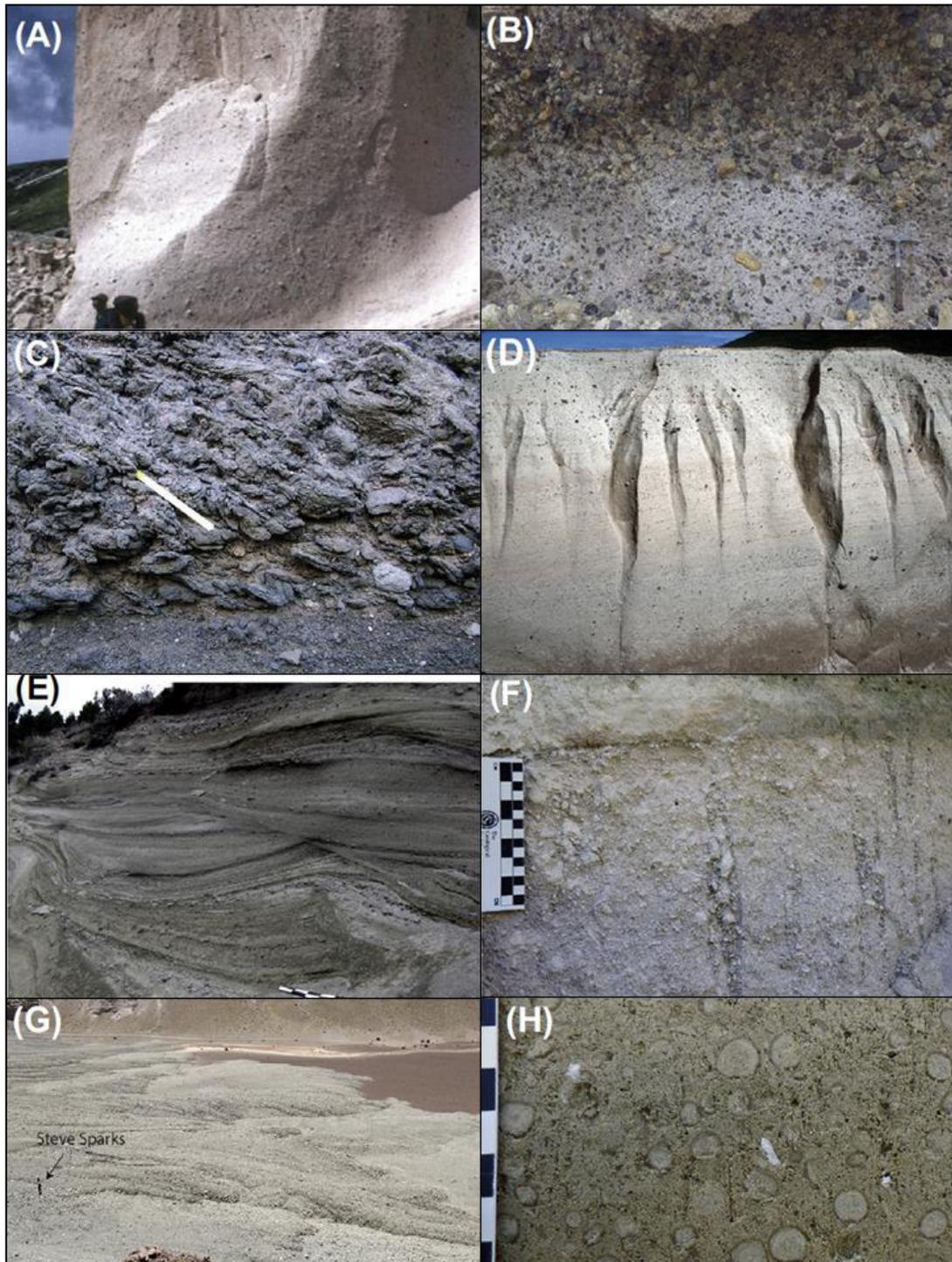


Figura 31. Litofacies representativas en depósito de PDC: (A) ignimbrita masiva; (B) brecha lítica; (C) clastos aglomerados con imbricación; (D) ignimbrita con estratificación difusa; (E) ignimbrita con estratificación cruzada; (F) tubos de elutriación; (G) lóbulos ricos en pómez; (H) ignimbrita con lapilli acrecional (Ilustración tomada de Houghton & Carey, 2015).

f) Ignimbrita rica en pómez

1. Descripción. Pómez de selección variable embebidas en una matriz de ceniza. Son comunes en la base de los depósitos de PDC y en los márgenes de los valles.
2. Interpretación. Depositadas a partir de corrientes en las que hubo segregación eficiente de clastos de pómez.

g) Ignimbrita con lapilli acrecional

1. Descripción. Lapilli acrecionado concéntricamente (enteros o rotos) soportados en una ignimbrita masiva o estratificada.
2. Interpretación. Lapilli acrecionado formado durante la columna eruptiva o en la nube de ceniza co-ignimbrítica. La depositación ocurre al caer en la base de la corriente

3.3. Clasificación y caracterización de los depósitos volcanoclásticos primarios

Como se explicó al inicio del capítulo, este subtema tiene como propósito clasificar y, posteriormente, caracterizar los depósitos volcanoclásticos usando como criterio principal el modo de depositación. Los artículos base para el esquema de clasificación son: (1) *Primary volcanoclastic rocks*, de White & Houghton (2006) y (2) *Depósitos volcanoclásticos: términos y conceptos para una clasificación en español*, de Murcia, et al. (2013). Siendo el primero la unificación de nomenclaturas anteriores (Fisher, 1961; Fisher, 1966; Cas & Wright, 1987; McPhie, et al., 1993) y el segundo el enlace entre dos idiomas; las terminologías, definiciones, clasificaciones y caracterizaciones plasmadas aquí serán las utilizadas en los siguientes capítulos para la denominación y discusión del origen del depósito en estudio.

Ahora bien, cuando hablamos que la clasificación tiene su origen en el modo de depositación, estamos diciendo que la movilización y acumulación de partículas se generó directamente después de la erupción volcánica (explosiva o efusiva) y no hubo en ningún momento almacenamiento previo al sitio de depósito subaéreo o subacuático,

independientemente si el transporte se realizó por aire, agua, flujos granulares o alguna combinación de ellos (White & Houghton, 2006). Los términos de esta clasificación y, en general, el término *volcaniclástico*, pueden ser utilizados frente a un depósito de origen incierto (White & Houghton, 2006).

3.3.1. Tipos de depósitos volcaniclásticos primarios

White & Houghton (2006) reconocen cuatro grupos de depósitos volcaniclásticos primarios, cada uno formado a partir de una erupción volcánica:

1. Depósitos piroclásticos. Formados a partir de una columna, un jet o una corriente piroclástica de densidad, cuando las partículas son las primeras en detenerse subárea, subacuosa o subsuperficialmente. La deposición ocurre por asentamiento de la suspensión, por tracción, por congelamiento en masa o por cualquier combinación de las anteriores.
2. Depósitos autoclásticos. Formados a partir de un vulcanismo efusivo, cuando el exterior de un domo o flujo de lava se enfría y fragmenta en contacto con el aire, y los fragmentos son depositados bajo la influencia del domo o flujo de lava que sigue continuando.
3. Depósitos hialoclásticos o hialoclastitas. Formados durante un vulcanismo efusivo, cuando la extrusión de magma/lava que fluye se enfría y se fragmenta pasivamente en contacto con el agua (entrada a lagos, glaciares o mares). Los fragmentos son depositados bajo la influencia del magma/lava que sigue emplazándose. El transporte puede ser limitado o nulo.
4. Depósitos peperíticos o peperitas. Formados durante la intrusión superficial de magma/lava en material clástico inconsolidado, tanto seco como húmedo o saturado en agua, con fragmentos piroclásticos, autoclásticos o hialoclásticos. La depositación es meramente *in situ*.

3.3.2. *Principales atributos descriptivos*

Aunque existe un sinnúmero de atributos presentes en los depósitos volcanoclásticos, tanto primarios como secundarios, en los volcanoclásticos primarios el tipo de componente, la selección y la morfología de ellos son los principales para su caracterización.

Componentes

Para definir una litofacia o diferenciar cambios verticales u horizontales en un depósito volcanoclástico, a menudo hacemos uso de los componentes. De acuerdo con White & Houghton (2006) los componentes se dividen en tres grandes grupos: (1) clastos juveniles derivados del magma recién erupcionado, (2) clastos líticos derivados de rocas o sedimentos que preceden a la erupción generadora del depósito y que fueron recolectados durante el transporte y la depositación, y (3) clastos compuestos, que son la mezcla mecánica de clastos juveniles y líticos (y/o juveniles reciclados).

Los depósitos pueden contener tanto clastos juveniles primarios como reciclados, la diferencia está en que los primeros le proporcionan calor a los eventos de transporte y fragmentación que finalmente terminan en la depositación de los clastos, mientras los segundos se han reincorporado un evento después en la misma erupción que los formó (clastos fríos comúnmente imposible de diferenciar de los clastos juveniles primarios). Los clastos compuestos se producen como burbujas de magma solidificadas y estrechamente mezcladas con material clástico (también restos piroclásticos reciclados) y como bombas con núcleo. El núcleo es un fragmento juvenil reciclado o un lítico que fue encerrado en magma y expulsado como bomba (White & Houghton, 2006).

Selección

La vesicularidad, muy significativa en clastos juveniles primarios, y las variaciones en la densidad de los clastos debido a los diferentes orígenes de las partículas provocan que los depósitos volcanoclásticos presenten un grado de selección bastante bajo, es decir, los depósitos volcanoclásticos bien seleccionados son infrecuentes (Houghton & Wilson, 1989). Los términos empleados según la granulometría del afloramiento son:

ceniza, lapilli, bloque, bomba, toba, brecha, etc., y se modificará según sea la selección, Ej. Toba bien seleccionada (Tabla 2) (White & Houghton, 2006).

Tabla 2. Terminología para el tamaño de grano en un depósito volcánico primario (Tomada y traducida de White & Houghton, 2006).

Tamaño de grano		Depósito volcánico primario		Depósito sedimentario	
(phi)	(mm)	Inconsolidado	Consolidado	Inconsolidado	Consolidado
>4	<1/16	Ceniza extremadamente fina	Toba extremadamente fina	Arcilla	Lutita
3 – 4	1/16 a 1/8	Ceniza muy fina	Toba muy fina	Arena muy fina	Arenisca muy fina
2 – 3	1/8 a 1/4	Ceniza fina	Toba fina	Arena fina	Arenisca fina
1 – 2	1/4 a 1/2	Ceniza media	Toba media	Arena media	Arenisca media
0 – 1	1/2 a 1	Ceniza gruesa	Toba gruesa	Arena gruesa	Arenisca gruesa
-1 a 0	1 – 2	Ceniza muy gruesa	Toba muy gruesa	Arena gruesa	Arenisca gruesa
-2 a -1	2 – 4	Lapilli fino	Toba de lapilli fina	Granulo	Conglomerado
-4 a -2	4 – 16	Lapilli medio	Toba de lapilli media	Guijarro	Conglomerado

Morfología del clasto

La angularidad de los clastos se define como muy angulares, angulares, subangulares, subredondeados, redondeados y bien redondeados (Wadell, 1933). Sin embargo, *redondeado* se reserva a las partículas altamente transportadas y desbastadas, mientras que las partículas que presentan un desbaste por tensión superficial se denominan *fluidas* o *ameboides* (White & Houghton, 2006).

3.4. Corrientes Piroclásticas de Densidad Subacuosas

El estudio de las corrientes piroclásticas de densidad (PDC), como se explicó anteriormente, es amplio y sumamente complejo. Sin embargo, las investigaciones no solo se limitan a PDC generadas y depositadas en ambientes subaéreos pues, a partir de los años sesenta y setenta, se reconocieron ignimbritas soldadas en sucesiones deltaicas y marinas ordovícicas, lo que sugería que las corrientes piroclásticas de densidad podían pasar de ambientes subaéreos a ambientes subacuosos o subacuáticos (Stanton, 1960; Dewey, 1963; Francis & Howells, 1973). El concepto *corriente piroclástica de densidad subacuosa* (PDCS, por sus siglas en inglés) nace a partir del término *flujo piroclástico subacuoso*, el cual trataba de describir las corrientes generadas por el Monte Pelée, en

1902, entrando al mar e invadiendo casi 20 km de la costa (La Croix, 1904). Empero, fue hasta los años ochenta cuando surgieron las verdaderas preguntas asociadas a las corrientes piroclásticas subacuosas y sus depósitos (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987).

En 1991 y con alrededor de 30 casos registrados de depósitos de corrientes piroclásticas de densidad subacuosas, Cas & Wright (1991) publican *Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessments*, en el cual consideran que estos flujos generalmente se detienen, se desintegran y se transforman en flujos en masa soportados por agua al ingresar en ella, dando como resultado depósitos con características diferentes a los generados en ambientes subaéreos y, por lo tanto, no pueden ser denominados flujos o depósitos piroclásticos subacuosos, sino *flujos o depósitos cambiantes*, a lo que artículos más recientes han clasificado y denominado como *depósitos volcanoclásticos por flujos cambiantes* (Allen & McPhie, 2000; Sohn, et al., 2009; Marx, et al., 2009; Maeno & Taniguchi, 2009; Manville, et al., 2009), o bien, *depósitos volcanoclásticos primarios* (White & Houghton, 2006).

3.4.1. Características de los depósitos por PDCS (*depósitos volcanoclásticos*)

Cuando hablamos de una corriente piroclástica de densidad subacuosa, decimos que ésta se introdujo en un medio subacuoso o subacuático (somero o profundo), entendiéndose que el agua no sólo puede ser del mar, sino también de un lago, laguna, río o estancamiento producto de cambios en el relieve o geomorfología. El flujo, el cual generalmente está a altas temperaturas, se introduce en agua relativamente fría generando la desintegración o fragmentación de la corriente, y la mezcla explosiva de agua y residuos piroclásticos. La parte menos densa de la corriente continua por encima del agua, pero bajo los efectos de la tensión superficial y la fricción, provocando cambios en la dirección de la corriente y la velocidad. Después de un tiempo y cuando ésta ha perdido velocidad, las partículas comienzan a ceder, cayendo al agua, saturándose (en el caso de los fragmentos más vesiculares: pómez y escoria) y depositándose (Cas & Wright, 1987; Kokelaar, et al., 2007; Gihm & Hwang, 2014) (Figura 32). Lo mismo ocurre con las

partículas dentro de la nube de ceniza; una vez que son vencidas por la gravedad, caen al agua y, al saturarse, son depositadas en el sustrato (Marx, et al., 2009) (Figura 33).

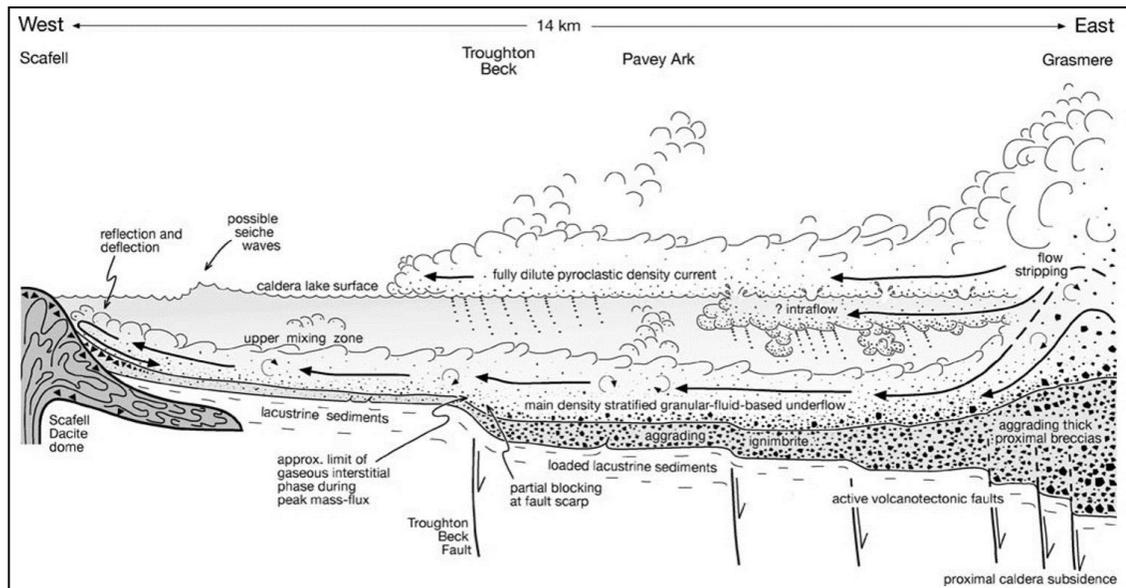


Figura 32. Modelo de emplazamiento de la PDCS Pavey Ark, en Scafell, Inglaterra. La corriente subacuosa principal se depositó de manera selectiva en el área proximal de la cuenca, siendo su velocidad fuertemente influenciada por la subsidencia de una caldera contemporánea. Los piroclastos más finos fueron depositados en las áreas media y distal. A su vez, una corriente completamente diluida viajó a través de la superficie del lago, depositando partículas en la columna del agua (Ilustración tomada de Kokelaar, et al., 2007).

Cuando la corriente piroclástica de densidad es sostenida, puede ejercer suficiente presión sobre el agua, provocando el desplazamiento de la misma y evitando la interacción corriente-agua, excepto por su parte frontal (Legros & Druitt, 2000). Cuando esto sucede, la PDC mantiene su régimen caliente, desarrollando estructuras inducidas por calor, como son: textura soldada y juntas columnares, principalmente (Legros & Druitt, 2000; Gihm & Hwang, 2014) (Figura 34).

Dado a la serie de procesos que suceden, tanto en aire como en agua, los depósitos volcanoclásticos muestran una serie de características (Ej. tipos de componentes, estructuras sedimentarias, geometría, etc.) que permiten la diferenciación contra un depósito piroclástico primario. Estas características, así como la interpretación de formación son agrupadas y descritas en las siguientes líneas.

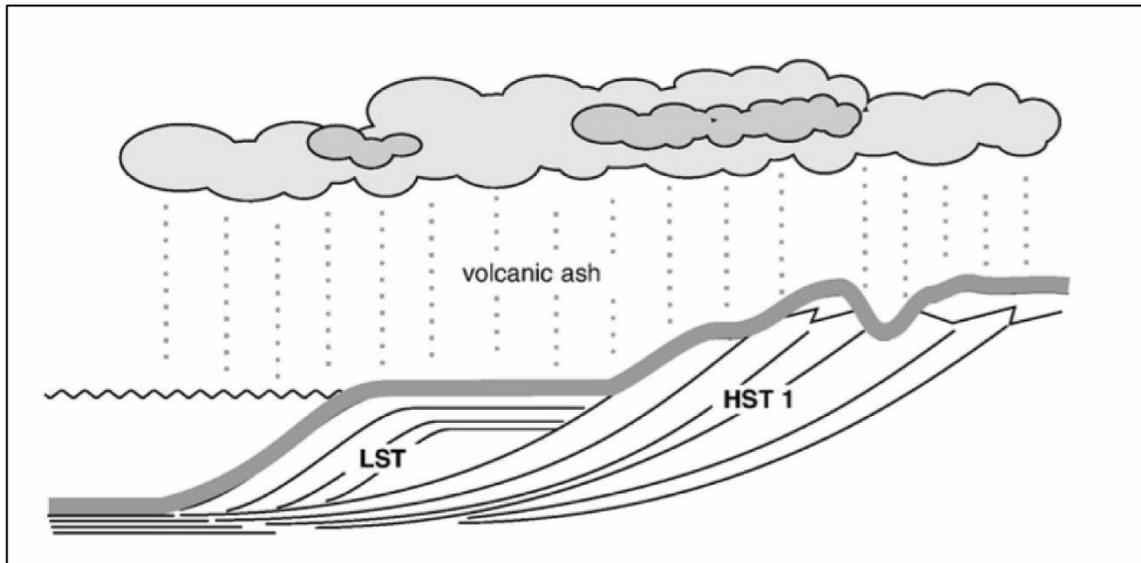


Figura 33. Esquema de deposición de ceniza volcánica en el Lago Rotorua, Nueva Zelanda. La deposición de ceniza sobreyace a facies por sistemas de tracto alto (HST) y bajo (LST) (Ilustración tomada de Marx, et al., 2009).

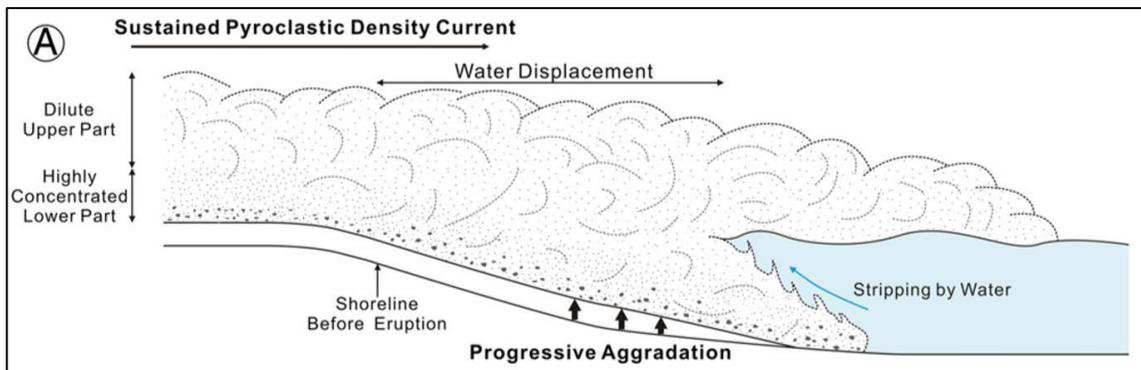


Figura 34. Modelo esquemático de una corriente piroclástica sostenida empujando hacia atrás el agua de un lago (desplazamiento de agua) y evitando la interacción corriente-agua, excepto por su parte frontal (Ilustración tomada de Gihm & Hwang, 2014).

Componentes

El componente principal en estos depósitos, al igual que en los piroclásticos primarios, son los clastos juveniles; pómez, escoria, esquirlas de vidrio y cristales pirogénicos son reconocidos en los afloramientos. En ocasiones las esquirlas de vidrio y los cristales pirogénicos se encuentran ausentes debido a la alteración del depósito. Sin embargo, los balísticos son imposibles (Allen & McPhie, 2000; Marx, et al., 2009; Maeno

& Taniguchi, 2009). La pómez y escoria suele localizarse a modo de *dropstone*, es decir, clastos que cayeron a partir de la nube de ceniza y que, al saturarse en agua, fueron depositándose (Maeno & Taniguchi, 2009). De acuerdo con Bennett, et al. (1996) un componente tipo *dropstone* se define como aquel clasto de litología y tamaño anómalo para el tipo de secuencia en el que se encuentra. La depositación ocurre por caída vertical una vez que éste ha permanecido flotando en el agua y alcanzado su máximo nivel de saturación, sedimentándose, generalmente, sobre material fino. Otro componente indispensable son los clastos líticos, los cuales generalmente son transportados en el flujo (Maeno & Taniguchi, 2009) (Figura 35).

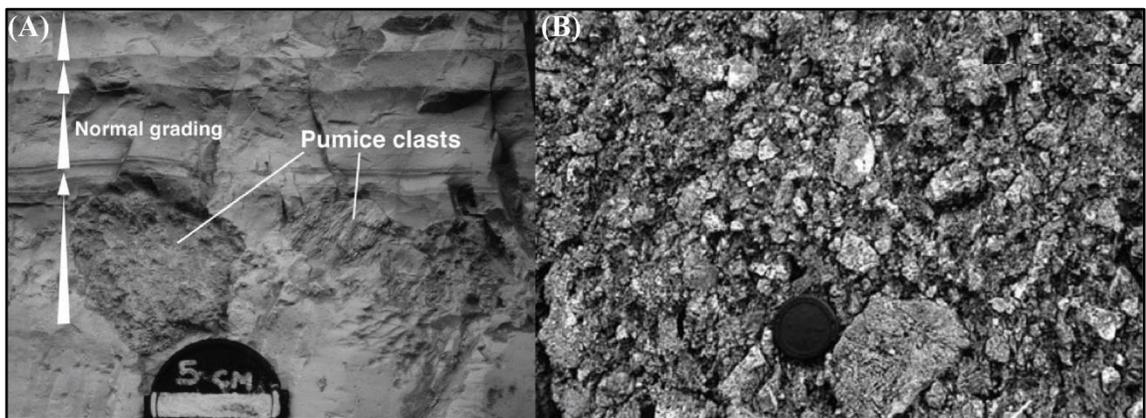


Figura 35. Componentes de los depósitos volcanoclásticos por PDCS. (A) clastos aislados de pómez redondeadas (*dropstone*) sobre una matriz constituida por ceniza y limo con presencia de laminación paralela. (B) brecha masiva rica en escoria vesicular y angular. La depositación de ésta ocurrió en la zona proximal del inicio de la cuenca lacustre (Ilustraciones tomadas de Kataoka, et al., 2009 y Kokelaar, et al., 2007, respectivamente).

Estructuras sedimentarias

En los depósitos volcanoclásticos subacuáticos es posible reconocer un sinfín de estructuras de origen sedimentario: masiva, estratificación paralela planar, estratificación cruzada, ondulitas, gradación (normal o inversa), estructuras de carga, bioturbación, tubos de elutriación, antidunas o canales. Sin embargo, estas estructuras no son meramente clave para identificar un depósito por PDCS, a diferencia de aquellas que requieren completamente de agua para formarse: laminación paralela planar, laminación cruzada,

laminación cruzada de canal y ondulitas; todas ellas de escasos milímetros y donde los movimientos del agua son tan mínimos, pero suficientes para lograrlas (Allen, 1985; Boggs, 2006; Nichols, 2009; Marx, et al., 2009; Maeno & Taniguchi, 2009) (Figura 36).

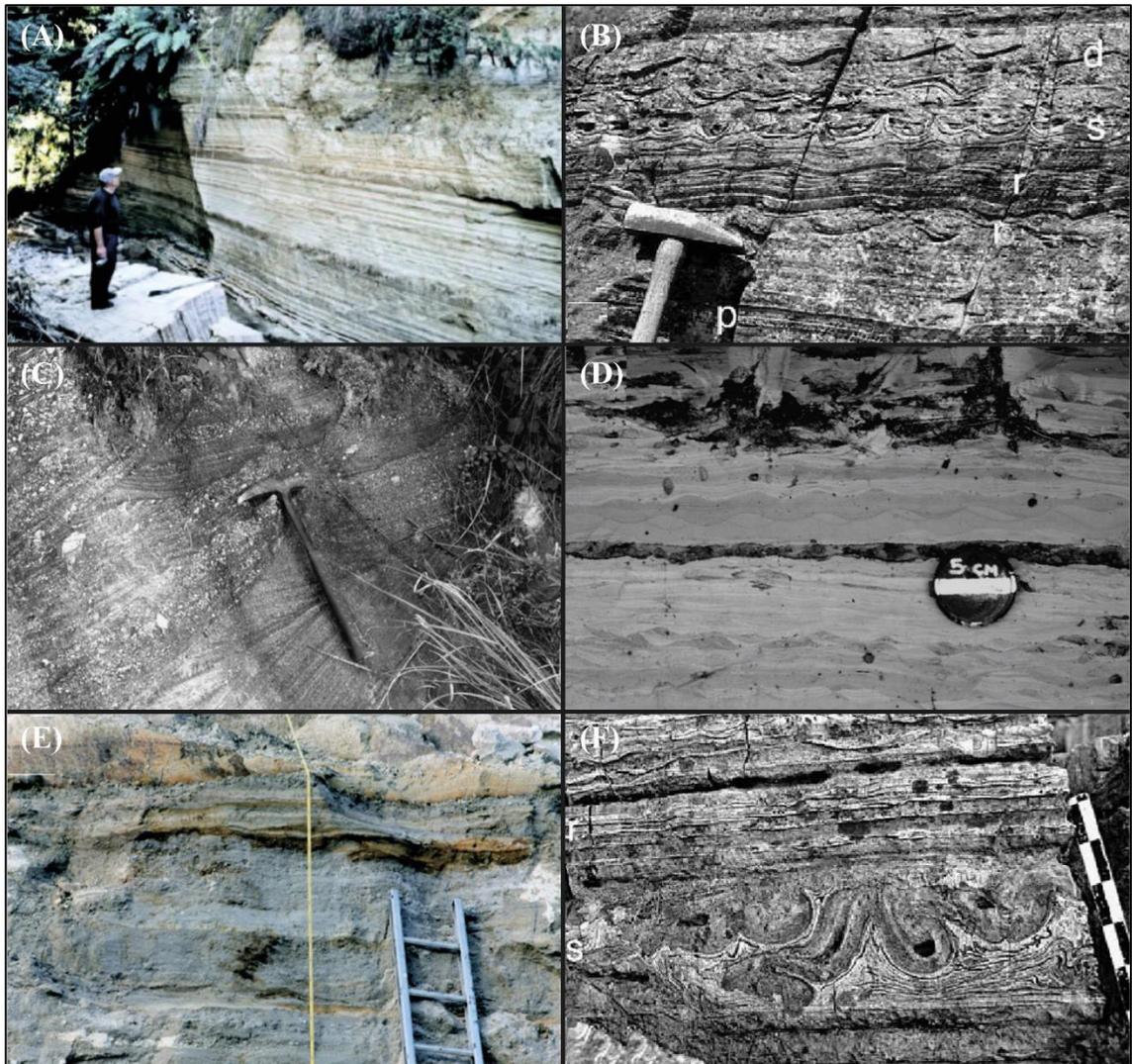


Figura 36. Estructuras sedimentarias de los depósitos volcánico-clásticos por PDC. (A) laminación paralela planar; (B) grupo de estructuras sedimentarias como: laminación paralela (p), ondulitas (r, d) y estructuras de carga (s); (C) estratificación cruzada; (D) Ondulitas; (E) Gradación normal en pómez; (F) Estructuras de carga (s) y ondulitas (r) (Ilustraciones tomadas de Marx, et al., 2009 (A y E), Kokelaar, et al., 2007 (B y F) y Kataoka, et al., 2009 (C y D)).

Fábrica/Selección

La fábrica presente en este tipo de depósitos generalmente es matriz soportada, con casos casi inexistentes de depósitos clasto-soportados (Cas & Wright, 1991). Mientras que la selección está regida por depósitos pobremente seleccionados y pocas veces bien seleccionados (Murcia, et al., 2013).

Soldamiento y desvitrificación

La aparición de fiammes en un depósito volcanoclástico subacuoso puede generarse por dos razones: (1) la más conocida y estudiada hasta el momento, documentada en ignimbritas, depósitos de caída piroclástica y depósitos piroclásticos recalentados por lavas superpuestas: el soldamiento por altas temperaturas en depósitos piroclásticos (Cas & Wright, 1987; Quane & Russell, 2004) y (2), el soldamiento producto de la compactación y entierro: soldamiento diagenético (Branney & Sparks, 1990).

El soldamiento o formación de fiammes por diagénesis y compactación o enterramiento es el más común en depósitos subacuosos. De acuerdo con un estudio elaborado en el Distrito de los Lagos, en Inglaterra, para preservar los clastos de pómez durante la diagénesis y litificación, las vesículas de éstas debieron ser previamente rellenadas y el vidrio original reemplazado. Para ello, Branney & Sparks (1990) explican tres posibles escenarios: (1) las vesículas son rellenadas antes de que se altere el vidrio, (2) el vidrio se altera y cambia a un producto lo suficientemente fuerte como para preservar la forma y textura original, antes de que se rellenen las vesículas, y (3) el vidrio se altera a un mineral de arcilla y, al ocurrir la compactación, se eliminan los espacios porosos.

Cuando el fiamme se observa con un aspecto de *bowtie-shaped* (forma de corbata de moño) puede reflejar que el soldamiento se dio por temperatura, es decir, en el interior la roca permanecía caliente, mientras en el exterior los bordes ya eran fríos. El aspecto en forma de *hilos* puede asociarse al soldamiento diagenético pues podría tratarse de una arcilla compactada por litificación (Branney & Sparks, 1990) (Figura 37).

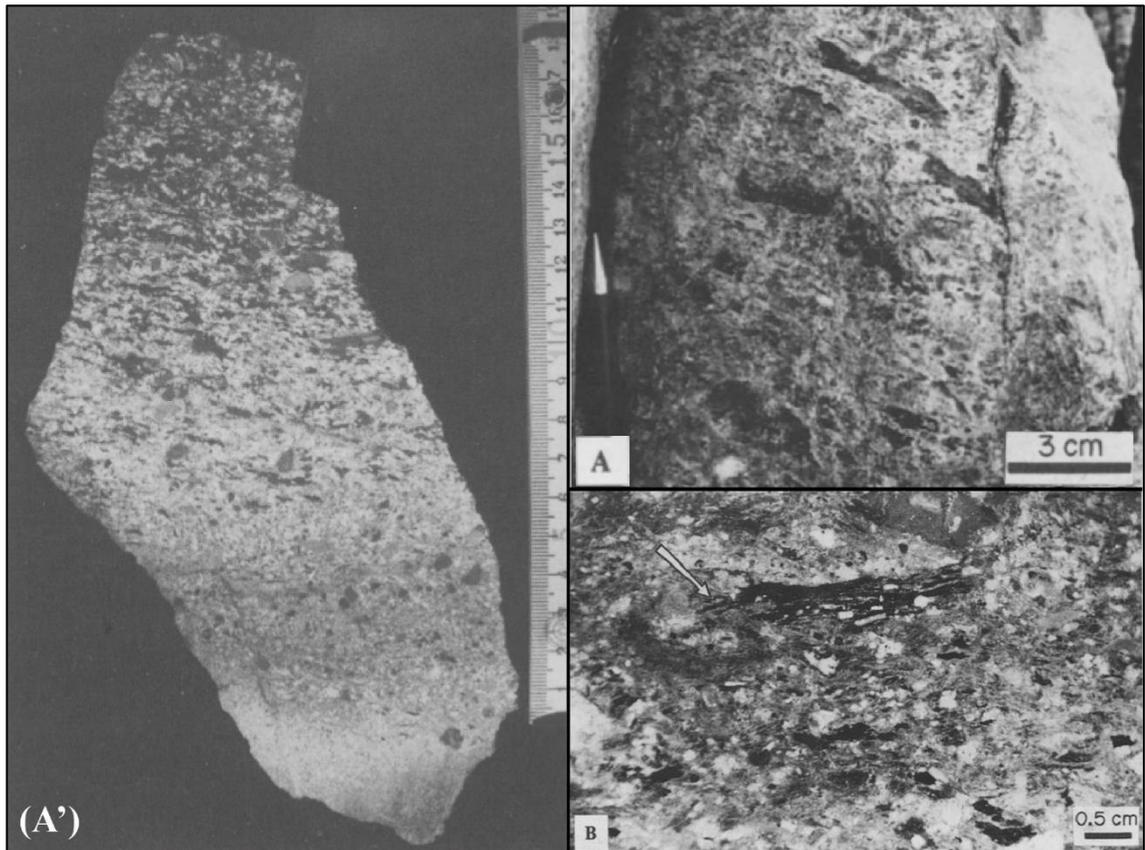


Figura 37. Especímenes con presencia de soldamiento diagenético. (A') toba subacuática soldada con fiammes en forma de *hilos*. (A) toba con soldamiento diagenético producto de la zeolitización del vidrio original, generando fiammes en forma de *hilos*. (B) fiamme a detalle de (A) (Ilustraciones tomadas de Yamada, 1984 y Schneider, et al., 1992, respectivamente).

4. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO

El análisis detallado de los depósitos volcániclasticos está relacionado a una serie de actividades que cumplen la función de localizar, delimitar y describir la composición química y mineralógica de los sedimentos y/o componentes del depósito. Similar a los trabajos efectuados en depósitos clásticos y piroclásticos, los estudios en depósitos volcániclasticos presentan la cartografía de la unidad con la finalidad de entender su distribución geográfica. Empero, entender la dinámica de los diferentes procesos que intervienen en la formación de los constituyentes y en su transporte, así como conocer la procedencia de los mismos, resulta ser de mayor importancia pues, en conjunto con la primera, permite la reconstrucción de los ambientes de depósito, lo que aporta evidencias clave para el conocimiento de la evolución geológica de una región en particular y su evolución paleogeográfica en un contexto global (Sánchez-Zavala & Centeno-García, 2016); de manera que, la necesidad de elaborar columnas litoestratigráficas y emplear técnicas analíticas es indispensable en este tipo de tópicos.

Expuesto lo anterior, este apartado está dividido en dos etapas de análisis: (1) trabajo de campo y (2) trabajo de laboratorio. El primero contiene la cartografía o distribución geográfica de la secuencia, el levantamiento litoestratigráfico de la misma y la recolección de muestras para su análisis en laboratorio. La segunda explica la limpieza y descripción macroscópica de muestras, el aislamiento y determinación de existencia de diatomeas, y el conjunto de técnicas analíticas empleadas para la determinación química y mineralógica de los componentes.

4.1. Trabajo de campo

4.1.1. Cartografía de la secuencia volcániclastica

Para la realización de la cartografía, como primera actividad, se descargó del INEGI la carta topográfica Villa García (F14-A81) y el conjunto de datos vectoriales a

escala 1:50,000. Posteriormente, en el SIG Global Mapper, se generaron mapas a escala 1:10,000, que contenían aspectos como: localidades, caminos, corrientes de agua, curvas de elevación y minas; esto con la finalidad de portar en campo y comenzar con el levantamiento geológico (Figura 38).

Cada afloramiento fue localizado geográficamente con ayuda del GPS y plasmado en el mapa 1:10,000. Se tomó el rumbo y echado de estructuras como: fallas, fracturas, estratificación, diques y sills de la secuencia.

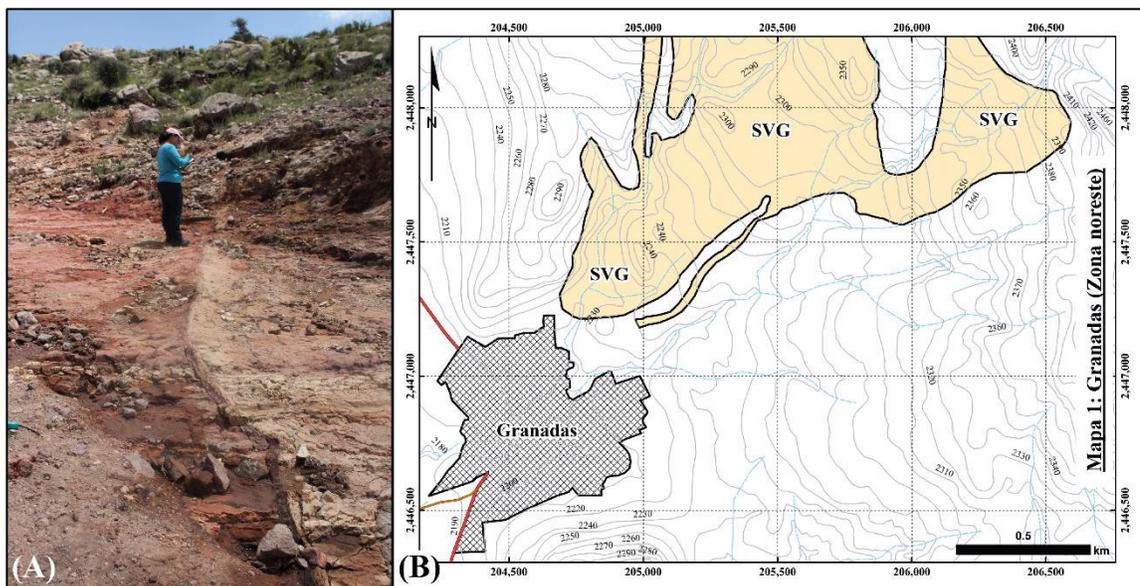


Figura 38. Trabajo de cartografía de la SVG. (A) Muestra el registro (rumbo y echado) de un dique sedimentario (inyectita) sobre la secuencia; (B) corresponde a la zona noreste del área de estudio. Mapa a escala 1:10,000.

4.1.2. Levantamiento de columna estratigráfica

Cuando se trabaja con cualquier tipo de depósito clástico (sedimentario, volcánico o volcanoclástico), la realización de columnas estratigráficas permite estudiar la composición, textura y relaciones temporales de diferentes sucesos que contribuyeron en la formación del depósito. Para el levantamiento de la columna litoestratigráfica de la SVG, se utilizó una cinta métrica de 5 m y hojas milimétricas que contenían, en el eje horizontal, la escala granulométrica propuesta por White & Houghton (2006) y, en el eje

vertical, la escala del sistema métrico decimal. Esta última fue modificada en dos ocasiones debido al nivel de detalle deseado; la primera se citó a 1:30 y la segunda a 1:10.

El procedimiento de levantamiento se realizó para tres columnas principales, iniciándose por la delimitación y medición de las capas volcánicas identificadas a lo largo del eje vertical. Posteriormente, se les realizó una descripción detallada, la cual contiene datos como textura (tamaño, forma y fábrica de los granos), composición (componentes volcánicos o no volcánicos), estructuras sedimentarias (primarias o secundarias) y alteraciones presentes. Aunado a esto, se tomaron fotografías de manera sistemática de todos los niveles significativos, anotando a un costado de la columna el número de fotografía correspondiente a cada nivel del afloramiento (Figura 39).

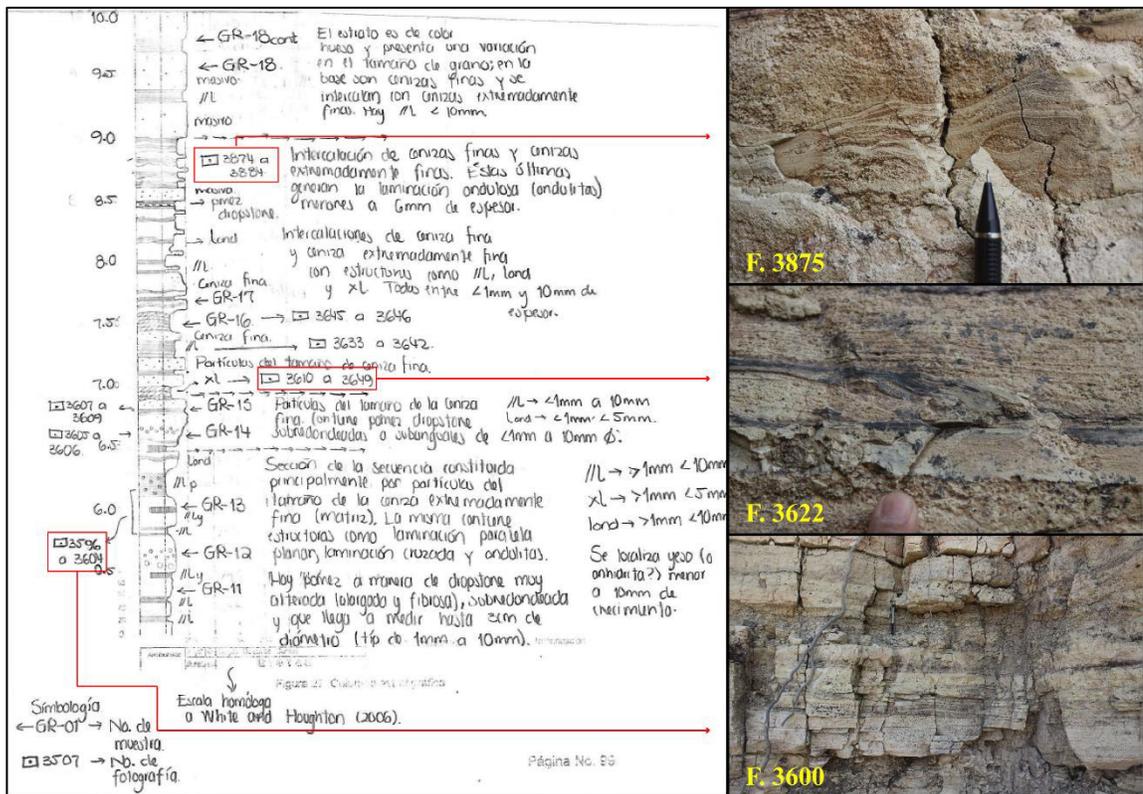


Figura 39. Esquema de levantamiento y mosaico de fotografías sistemáticas de la columna litoestratigráfica de la SVG.

4.1.3. Recolección de muestras

La recolección de muestras se efectuó desde la base de las columnas litoestratigráficas, hasta la cima de las mimas, tomando en consideración que las muestras extraídas fueran representativas de cada capa. Se recolectaron un total de 45 muestras, siendo resguardadas y etiquetadas en bolsas de muestreo. En el exterior de la bolsa se rotuló el nombre de la muestra y, en el interior, se colocó una etiqueta del mismo (Figura 40).

El tamaño de la muestra dependió de la homogeneidad o heterogeneidad de la capa; es decir, a mayor heterogeneidad, mayor cantidad de volumen extraído. La alteración química y biológica fue otro aspecto importante a considerar, pues los afloramientos contenían zonas fuertemente alteradas por actividad biológica, principalmente. Durante el procedimiento se trató de extraer la muestra más fresca posible. Esporádicamente se intentó recolectar directamente componentes volcánicos (juveniles) en medida de lo posible dada la fuerte alteración, común en este tipo de depósitos, inclusive en los del Cuaternario.



Figura 40. Serie de muestras recolectadas durante el levantamiento de la columna estratigráfica. Las muestras, al llegar a laboratorio, eran extraídas de las bolsas de muestreo y puestas a secar a temperatura ambiente por aproximadamente 3 días (A). Una vez secas, eran resguardadas nuevamente en bolsas de muestreo con etiquetas limpias (B).

4.2. Trabajo de laboratorio

4.2.1. Limpieza y descripción macroscópica de muestras

Cuando las muestras fueron extraídas del afloramiento, la mayoría presentaba alteración química (oxidación) o biológica (restos de plantas). Para lograr describir y, posteriormente, analizar las muestras por alguna técnica analítica, se procedió a la limpieza de ellas. Ésta se realizó principalmente tallando hasta retirar la zona alterada a través de cepillos con cerdas metálicas o plásticas, según el nivel de alteración. A las muestras fuertemente alteradas se les retiró la capa de alteración con la pica o martillo geológico.

Una vez limpias, se inició la descripción macroscópica de éstas, para ello se siguió una serie de pasos propuestos por McPhie et al. (1993), para la descripción de depósitos volcanoclásticos. Tal caracterización incluye 4 puntos importantes: (1) tamaño de grano; el tamaño de grano se expresa con la clasificación de White & Houghton (2006), (2) los componentes; dentro de los componentes están fragmentos líticos, cristales, pómez o escoria, lapilli, fiammes, etc., (3) las litofacies; incluye desde estructuras sedimentarias primarias y secundarias, hasta fábrica y juntas o fracturas de la roca y, (4) la alteración; la alteración se describe distribucional y mineralógicamente. La primera incluye si se encuentra diseminada, nodular o pervasiva, mientras la segunda si hay presencia de sílice, carbonatos, clorita, zeolitas, etc.

4.2.2. Aislamiento y determinación de diatomeas

El proceso de aislamiento y determinación de presencia de diatomeas se llevó a cabo en los laboratorios de Geología Aplicada e Hidrogeología, de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT). Se seleccionaron 5 de las 45 muestras, con la finalidad de identificar posibles especies presentes en la columna. Para ello, se seleccionaron aquellas rocas donde la matriz estaba constituida casi en un 100% por partículas del tamaño de los limos, arcillas o cenizas, y con laminación paralela planar. El procedimiento reseñado a

continuación, es el descrito por Sherry Lippiatt (2005) en el artículo: *The Isolation and Identification of Diatoms from Lake Waiau Sediments*; el cual inicia con la pulverización de un fragmento de roca en un mortero de acero inoxidable (Figura 41) y la eliminación de materia orgánica.

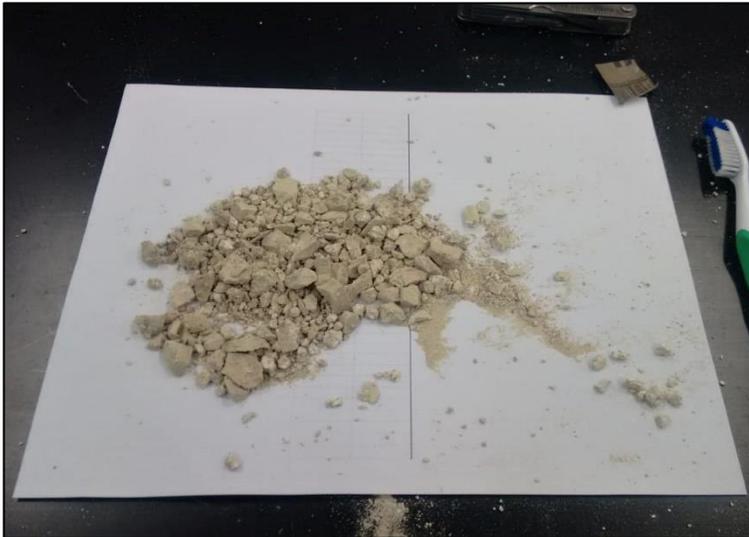


Figura 41. Pulverización de la muestra. Una vez pulverizada la roca, se toman todos aquellos fragmentos inferiores a los 250 μm .

El segundo punto fue la eliminación de óxido de hierro (Fe_2O_3) y disgregación de partículas de arcilla. El primer paso fue agregar 40 ml de citrato de sodio ($\text{Na}_2\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7$) con concentración 0.37 M y 5 ml de bicarbonato de sodio (NaHCO_3) 1 M a 1 g de sedimento. Después, en baño maría, se lavó la muestra a 80 °C durante 15 minutos. Finalmente, se agregó 1 g de hidrosulfito de sodio ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$) y se agitó durante un minuto. 15 minutos después, la muestra se lavó de nuevo con agua destilada en la centrífuga (Figura 42). Para disgregar totalmente las partículas arcillosas, se añadió detergente líquido a una concentración de 0.05%, luego se hirvió durante 15 minutos más y se diluyó hasta un volumen de 500 ml, para llevar a un baño sónico durante tres minutos. Se decantó el sobrenadante que pudiera contener las diatomeas.

El tercer punto consistió en centrifugar a 1,500 rpm, durante cuatro minutos, con agua destilada el sobrenadante extraído anteriormente. Esto causó que las partículas más finas (limos, arcillas y cenizas) se sedimentaran mucho más rápido en el fondo del tubo

de centrífuga que las diatomeas. A la película que contiene las diatomeas se extrajo usando una pipeta. El procedimiento se efectuó hasta ya no observarse ninguna capa de diatomeas. Para el montaje de diatomeas se usó un porta objetos limpio donde se colocó una gota, lo más dispersa posible, del sedimento que se cree contenía a las diatomeas y se llevó a fijar a 30 °C sobre una platina (Figura 43).

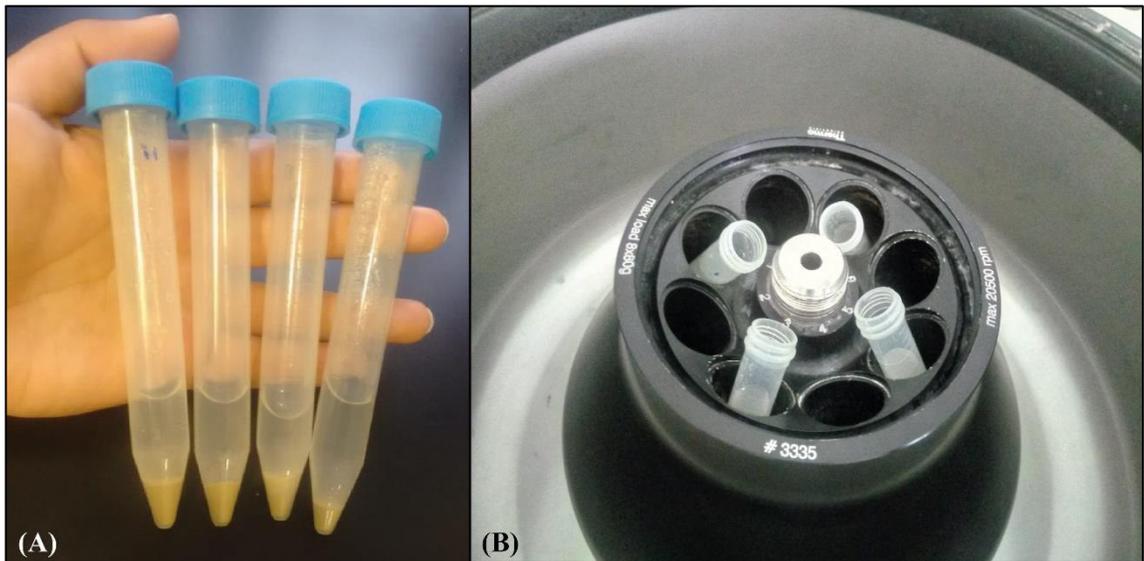


Figura 42. El aislamiento y determinación de diatomeas se efectuó en 1.00 g de sedimento por muestra (A). Para finalizar cada etapa de procedimiento, las muestras eran lavadas con agua destilada en la centrífuga a 1300 rpm, aproximadamente (B).

El cuarto y último punto fue la búsqueda y determinación de diatomeas en el microscopio petrográfico marca Nikon, modelo Eclipse Ci-POL, bajo los objetivos 4x, 10x y 20x. Esto consiste en colocar la muestra a analizar sobre la platina del microscopio y moverla hasta el punto de localizar los organismos silíceos deseados. No obstante, la búsqueda e identificación de diatomeas arrojó resultados negativos para el estudio, pues no se localizaron estructuras de este tipo. Debido a ello, en el documento, no se incluirá una sección que hable sobre los resultados obtenidos por este procedimiento. Sin embargo, es importante resaltar que, ocasionalmente, fueron identificadas estructuras similares al polen (Figura 44), empero, no se realizó una evaluación completa para estos granos.

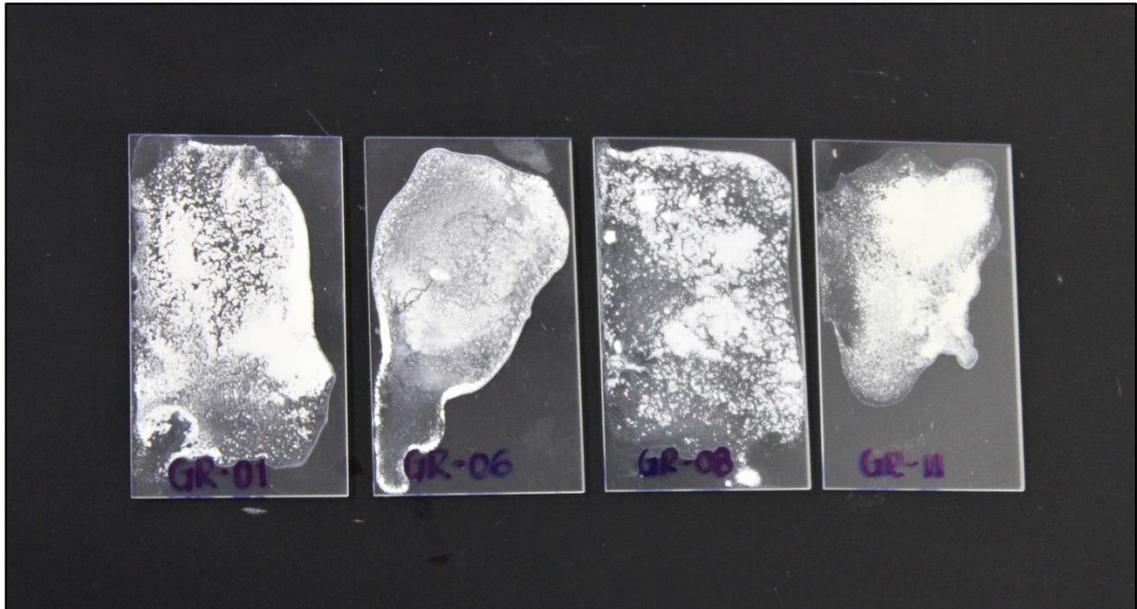


Figura 43. Resultado final del procedimiento efectuado para el aislamiento y determinación de diatomeas. El montaje de diatomeas, o porta objetos, presentan una película blancuzca que podría contener, o no, diversas especies de diatomeas.



Figura 44. Material silíceo analizado bajo el microscopio petrográfico. El estudio de las cinco muestras arrojó resultados negativos respecto a la búsqueda y determinación de diatomeas. En las láminas, únicamente se localizaron cristales de sílice y, esporádicamente, estructuras circulares sin las características suficientes para ser denominadas diatomeas centrales.

4.2.3. Técnicas analíticas

4.2.3.1. Microscopia Estereoscópica (Estereomicroscopio)

La microscopia estereoscópica se llevó a cabo en el Laboratorio de Petrografía del IPICYT, utilizándose el quipo Nikon SMZ 800N y el software, en captura de imágenes, NIS-Elements. El procesado de las muestras a analizar se realizó de dos formas; la primera consistió en llevar completamente la roca al equipo y capturar en diferentes objetivos y ángulos, la matriz y los componentes principales y secundarios de la muestra (Figura 45). La segunda fue fragmentando la roca hasta poder realizar un paneo mineral y llevar este contenido al estereomicroscopio.

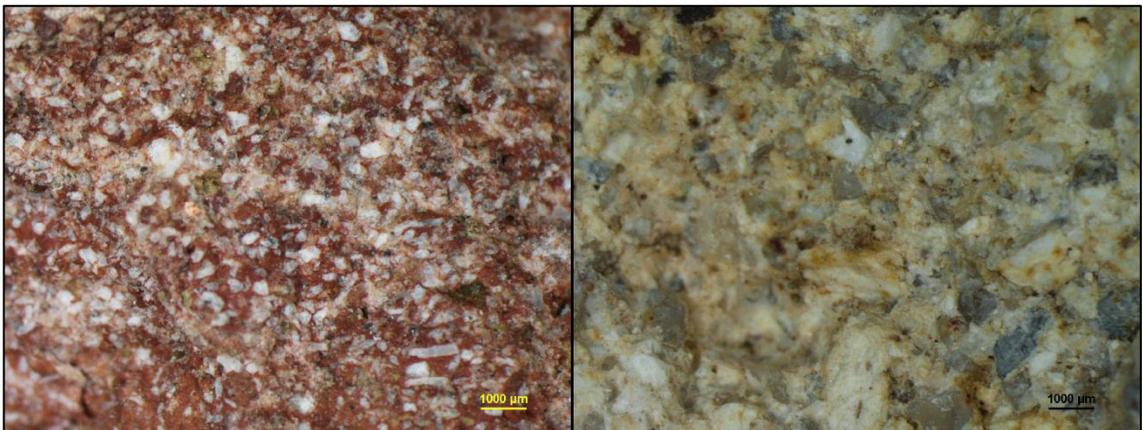


Figura 45. Fotografías preliminares de dos muestras analizadas a partir de microscopia estereoscópica.

4.2.3.2. Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)

En las instalaciones del Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN) del IPICYT, se analizaron 7 muestras bajo el microscopio electrónico de barrido. Para la previa preparación de éstas se utilizaron dos técnicas: la primera, generar cubos a partir de la roca, menores a 0.5 cm de largo, y pegarlos sobre un pin con cinta metálica de doble cara adhesiva. La segunda fue, en un pin con cinta metálica de doble cara adhesiva, colocar contenido mineral separado por paneo (Figura 46). Cabe mencionar que, por la naturaleza de las muestras, no se empleó recubrimiento alguno (carbono u oro) sobre ellas.

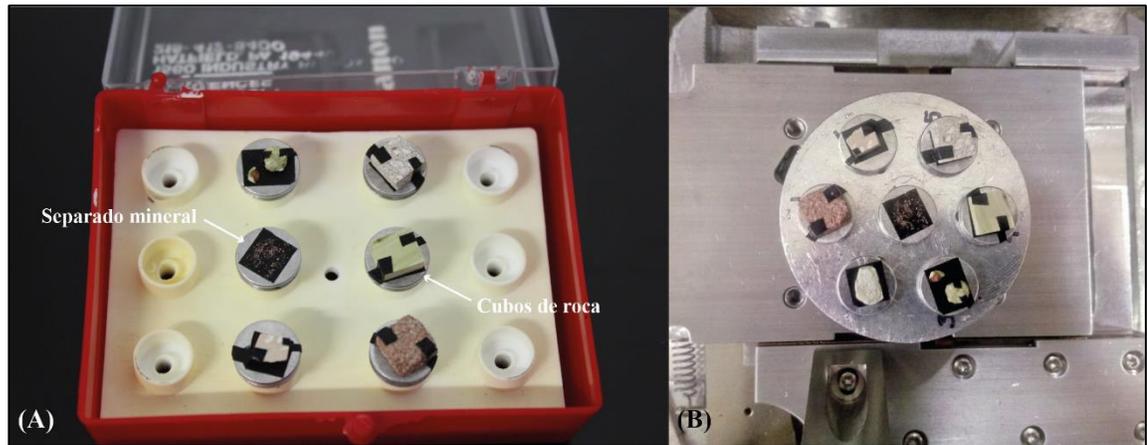


Figura 46. Muestras a analizar por medio del MEB. (A) muestras preparadas en forma de cubos o separado mineral sobre pines metálicos y sujetados con cinta metálica para el análisis. (B) serie de siete muestras colocadas sobre el portamuestras del MEB previo a su análisis.

4.2.3.3. Difracción de Rayos X (DRX)

Se analizaron 20 muestras por difracción de rayos X con el objetivo de identificar y cuantificar las fases minerales presentes en las rocas. Previamente, las muestras fueron sometidas a molienda hasta alcanzar un tamaño de partícula entre 20 y 40 μm ; posteriormente, fueron montadas en portamuestras rectangulares específicos para realizar DRX (Figura 47). El análisis de muestras se realizó en el Laboratorio de Difracción de Rayos X, del LINAN en el IPICYT. La lectura de los difractogramas obtenidos se generó en este laboratorio a partir de la base de datos del programa Rigaku PDXL.

4.2.3.4. Fluorescencia de Rayos X (FRX)

La identificación y concentración de elementos mayores se realizó a partir del análisis de 20 muestras por fluorescencia de rayos X. Anterior al análisis, las muestras se procesaron en un molino de ágata hasta alcanzar un tamaño de partícula entre 20 y 40 μm , y preparar con ello pastillas denominadas *pellets*. Los pellets se prepararon a partir de 3.0000 g de muestra y 3.5000 g de resina orgánica, homogeneizando y compactando en una prensa aplicando aproximadamente 20 toneladas de presión por cm^2 (Figura 48). Las pastillas así preparadas se midieron directamente en el espectrómetro Rigaku, previamente

calibrado, del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del IPICYT, perteneciente al LINAN.

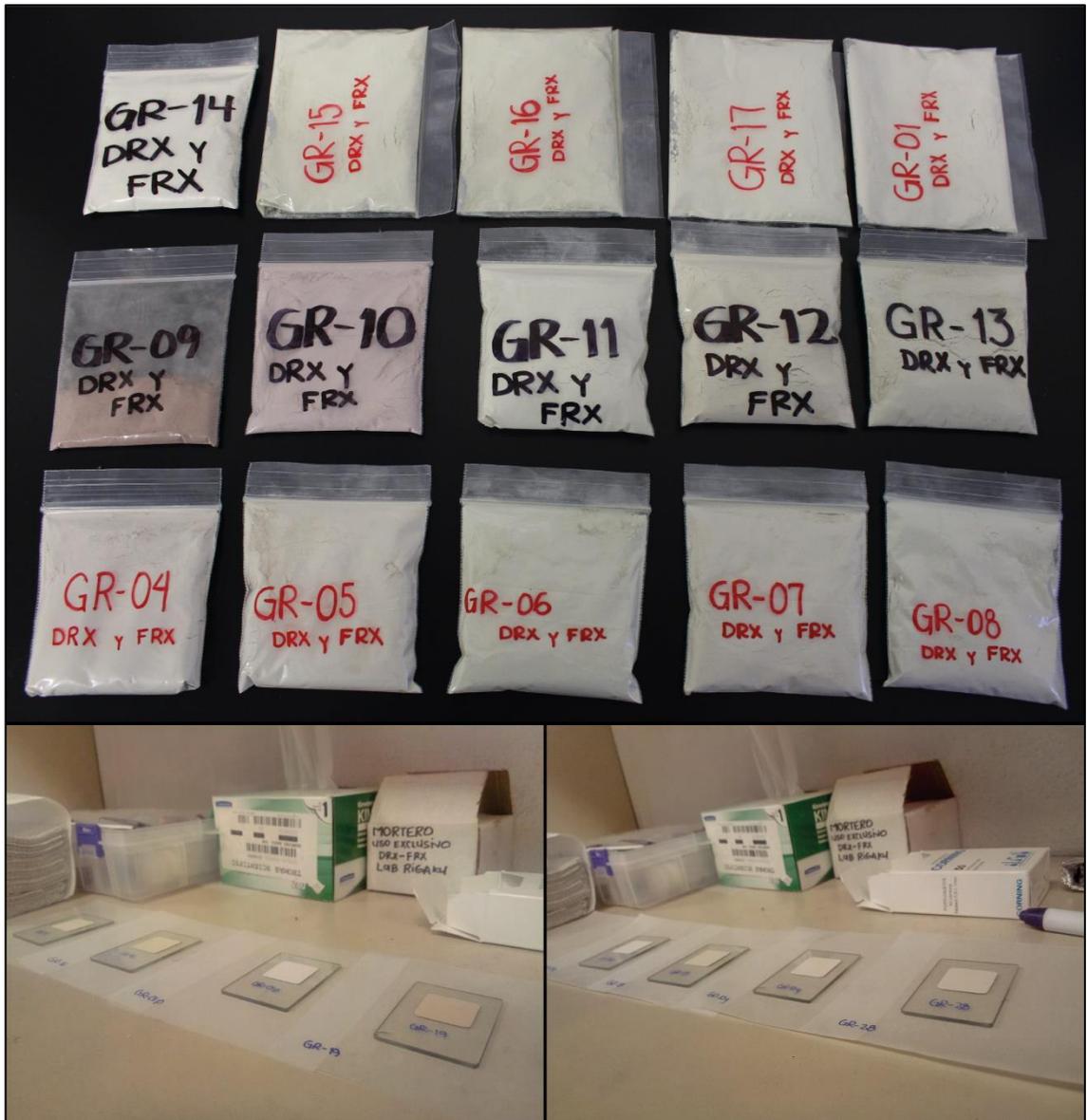


Figura 47. Procedimiento para el análisis por DRX. La figura superior muestra los polvos empleados en el estudio, mientras las figuras inferiores el montaje previo de las muestras al difractor.

El ajuste y lectura de los datos se realizó en el programa en línea X-Ray Fluorescence Spectrometric Calculations for Unknowns (XRFCalcUnknown), de la

Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), obteniéndose resultados a través de dos modelos de calibración: Regresión lineal de mínimos cuadrados ordinarios (OLR) y, Regresión lineal de mínimos cuadrados ponderados con base en incertidumbre (UWLR).



Figura 48. Procedimiento para el análisis por FRX. La figura superior muestra el total de pellets realizados para el estudio. Los pellets son pequeñas pastillas circulares de 3 cm de diámetro, que son introducidas al espectrómetro de fluorescencia de rayos X. La figura inferior izquierda contiene los polvos empleados en la preparación de los pellets, mientras la inferior derecha los polvos con su respectivo pellet elaborado.

4.2.3.5. Espectroscopia Óptica (ICP-OES)

Por este método, se mandaron a analizar 5 muestras (Figura 49) al Laboratorio Nacional de Biotecnología Agrícola, Médica y Ambiental (LANBAMA) del IPICYT, esto con la finalidad de determinar, simultáneamente, los elementos traza presentes en las rocas de la secuencia.

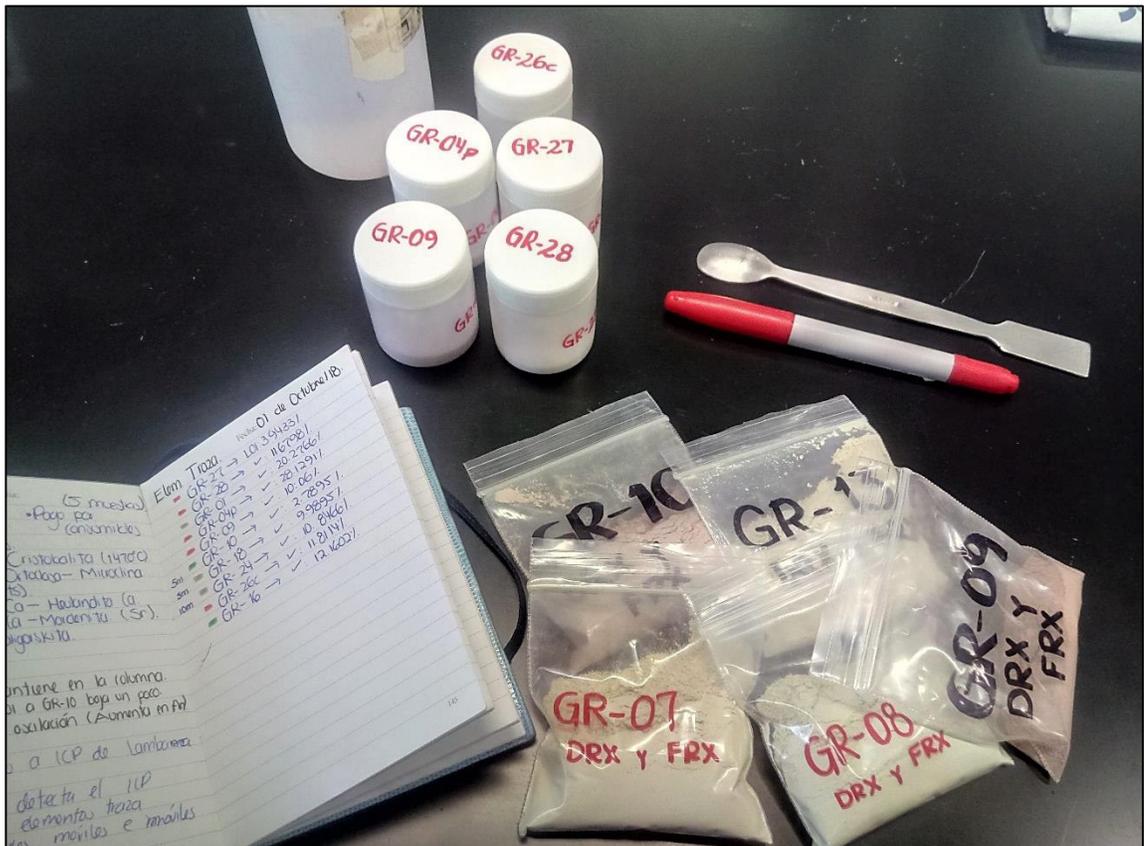


Figura 49. Serie de muestras a analizar por medio ICP-OES. Los recipientes blancos contienen los polvos que fueron enviados al LANBAMA.

5. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA SECUENCIA VOLCANICLÁSTICA GRANADAS

5.1. Descripción general de la secuencia volcánica

La Secuencia Volcanoclástica Granadas (SVG; nombre informal), localizada en el municipio de Villa García, Zacatecas; forma parte de la porción oriental del Terreno Guerrero, muy cerca del límite de los afloramientos occidentales del Terreno Sierra Madre (Figura 11). La unidad volcánica, considerada Oligoceno temprano a partir de la edad de 31.59 ± 0.14 Ma, obtenida por el método Ar/Ar, de la Ignimbrita Villa García (Sieck, 2019, Comunicación personal), presenta un alcance máximo de aproximadamente 65 m de espesor y afloramientos mínimos de 10 a 12 m de espesor. Estratigráficamente, sobreyace discordantemente a una lava riolítica y subyace a la Ignimbrita Villa García (Figura 50). En ocasiones, el contacto superior pasa de Ignimbrita Villa García a Conglomerado continental, esto debido a la erosión o no depositación de la primera (Sieck, 2019, Comunicación personal). La SVG se define como una sucesión de paquetes delgados, generalmente sub-parallelos, tabulares e irregulares, de material tobáceo y heterogeneidad clástica constituida por clastos de pómez, líticos, pellets y cristales sueltos de origen volcánico, así como estructuras sedimentarias de escala típicamente milimétrica y decimétrica (Ej. Laminación o estratificación paralela planar, laminación cruzada, laminación ondulosa). Verticalmente, conforma una secuencia grano-creciente pues, hacia la base, los paquetes se componen por ceniza extremadamente fina, muy fina y fina; y al techo, por ceniza gruesa, muy gruesa y lapilli fino (según White & Houghton, 2006, para la clasificación del tamaño de grano en depósitos volcánicos; Tabla 2; Figura 51). La mineralogía de la SVG está representada por minerales de composición félsica como son feldespatos potásicos, plagioclasas, micas y cuarzo, así como minerales de zeolitización (heulandita, clinoptilolita, mordenita) a modo de alteración pervasiva. Se ha observado, el depósito volcánico presenta valores de estratificación, fracturamiento y fallamiento, siendo estos dos últimos escasos, pero localizables en algunos afloramientos (Figura 52).

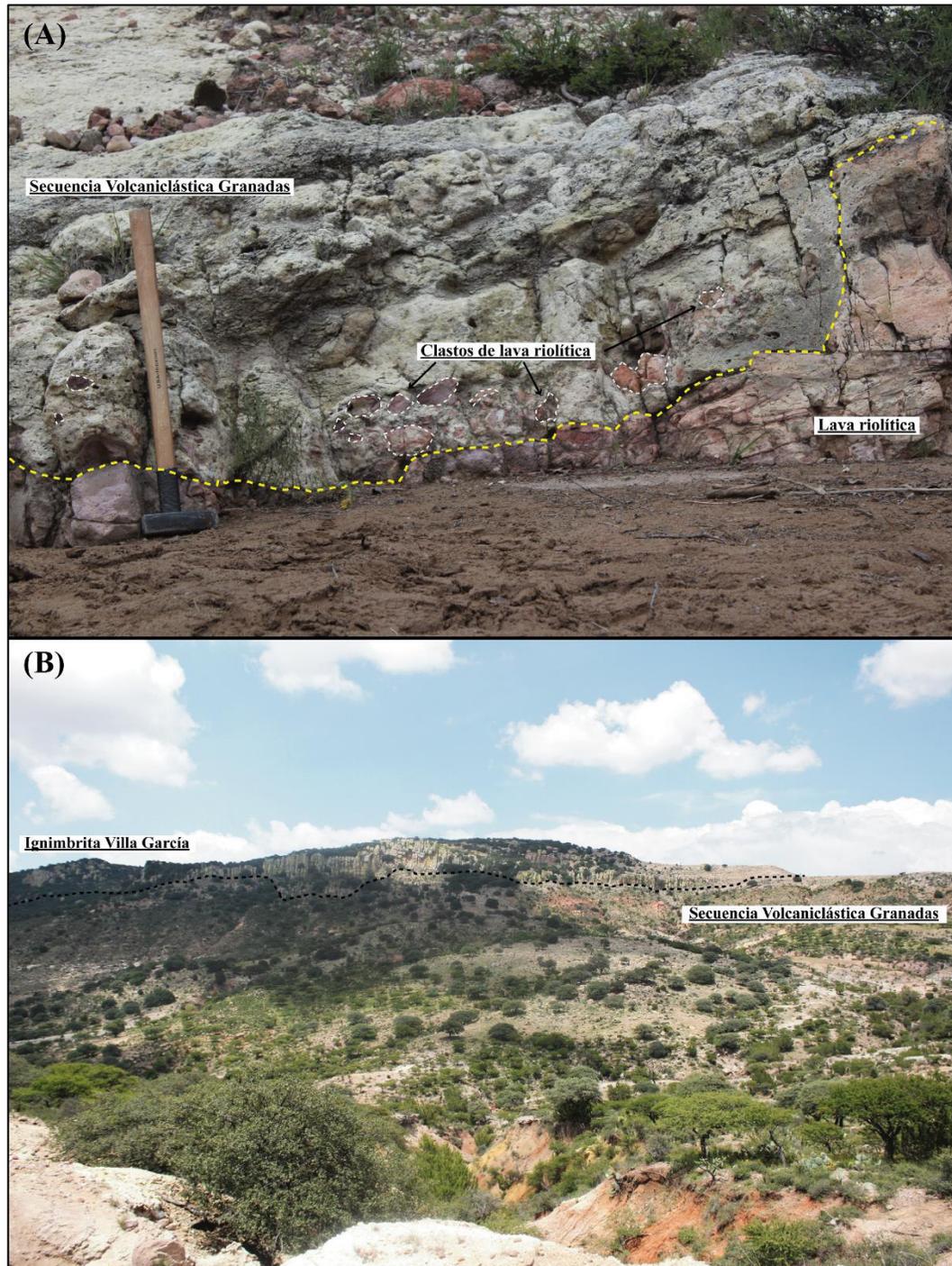


Figura 50. Contactos estratigráficos de la secuencia volcániclastica. (A) contacto inferior entre la SVG y la lava riolítica; los clastos localizados pertenecen a la misma unidad inferior, los cuales fueron incorporados a la SVG durante el emplazamiento, arroyo El Paxtle. Martillo con 75 cm de largo. (B) contacto superior entre la SVG y la Ignimbrita Villa García. Imagen tomada desde el punto geográfico 2,448,517 m N, 206,570 m E, y viendo al NW.

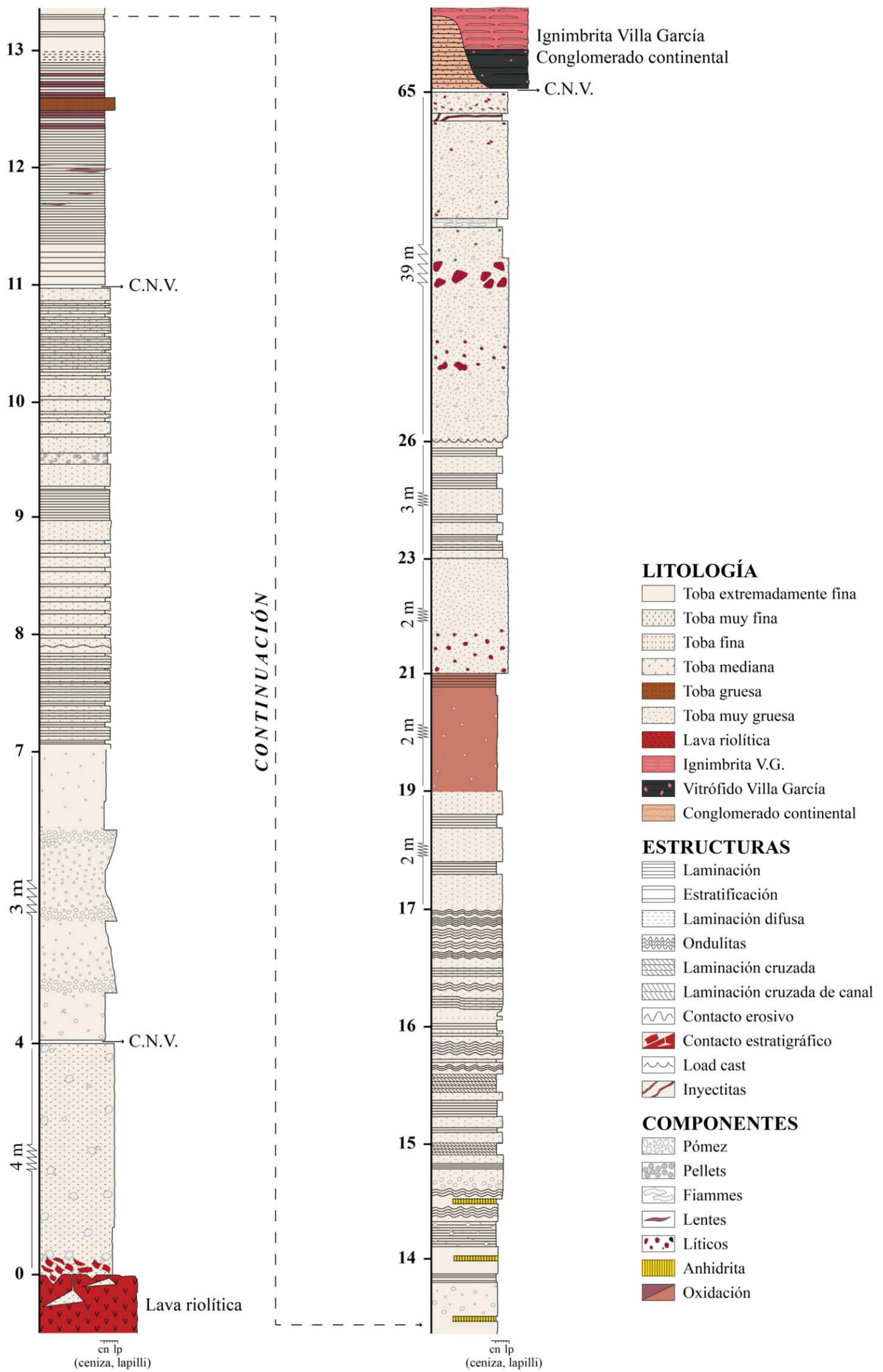


Figura 51. Columna litoestratigráfica compuesta de la Secuencia Volcaniclástica Granadas. La unidad es descrita como una secuencia grano-creciente, de aproximadamente 65 m de espesor, compuesta por material tobáceo y clastos de pómez, líticos y pellets, así como de diversas estructuras sedimentarias. La SVG sobryace a una lava riolítica y subyace a la Ignimbrita Villa García, siendo esta última ocasionalmente reemplazada por Conglomerado continental. Nomenclatura: V.G.: Villa García, C.N.V.: Contacto no visible.

La estratificación se muestra con valores de $173^{\circ}/10^{\circ}\text{SW}$ a $177^{\circ}/14^{\circ}\text{SW}$ en los paquetes menos basculados, y de $96^{\circ}/20^{\circ}\text{SW}$ a $135^{\circ}/31^{\circ}\text{SW}$ en los más afectados.

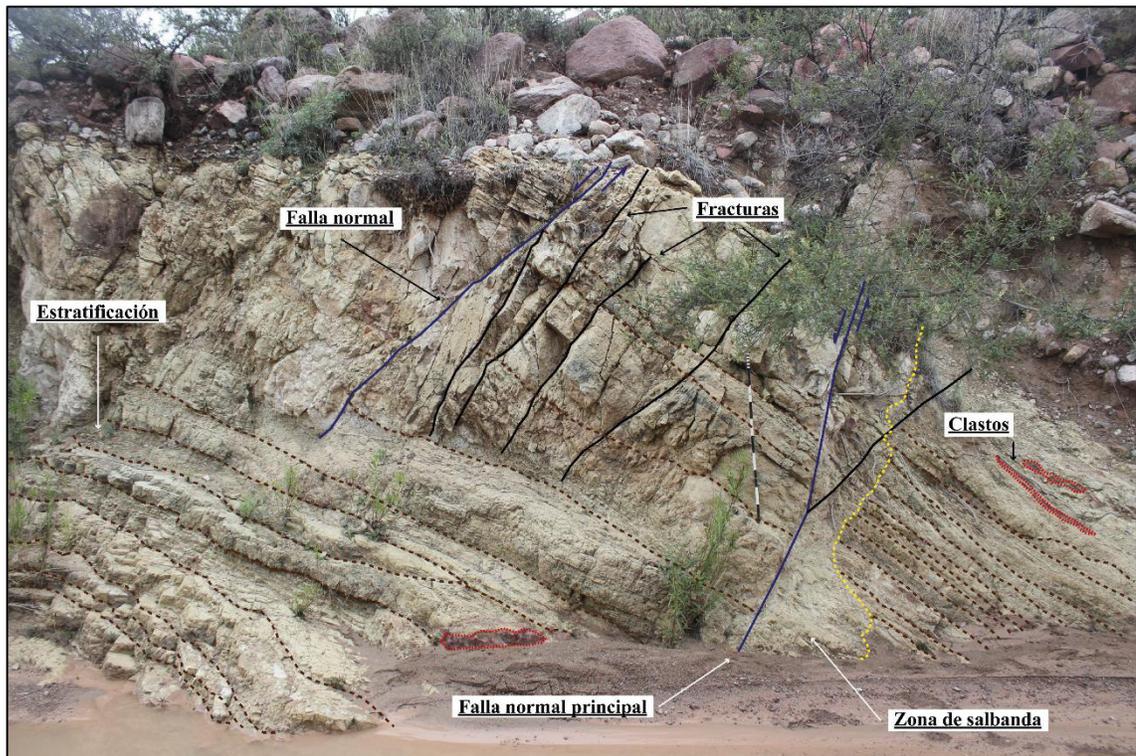


Figura 52. Esquema estructural de un afloramiento de la SVG localizado en el arroyo El Paxtle. Las líneas punteadas café representan la estratificación del depósito, las azules fallas normales y las negras fracturamiento. La línea punteada amarilla delimita la zona de salbanda generada durante el fallamiento, mientras las rojas a bloques de lava riolítica. Escala: metro plegable.

5.1.1. Descripción general de columnas litoestratigráficas

La definición y correlación estratigráfica de la Secuencia Volcaniclástica Granadas (Figura 51) se realizó a partir del levantamiento de tres columnas litoestratigráficas en el área de estudio. Las secciones fueron ubicadas a lo largo del arroyo El Paxtle, el cual se localiza al norte de la comunidad de Granadas. A continuación, se presenta la descripción general correspondiente a cada una de ellas, asimismo, en las figuras 53 y 54, se muestra la ubicación exacta de las columnas estratigráficas, la geología y geomorfología del sitio, así como algunos valores de estratificación y fallamiento que ayudarán en la interpretación deposicional de la secuencia volcaniclástica.

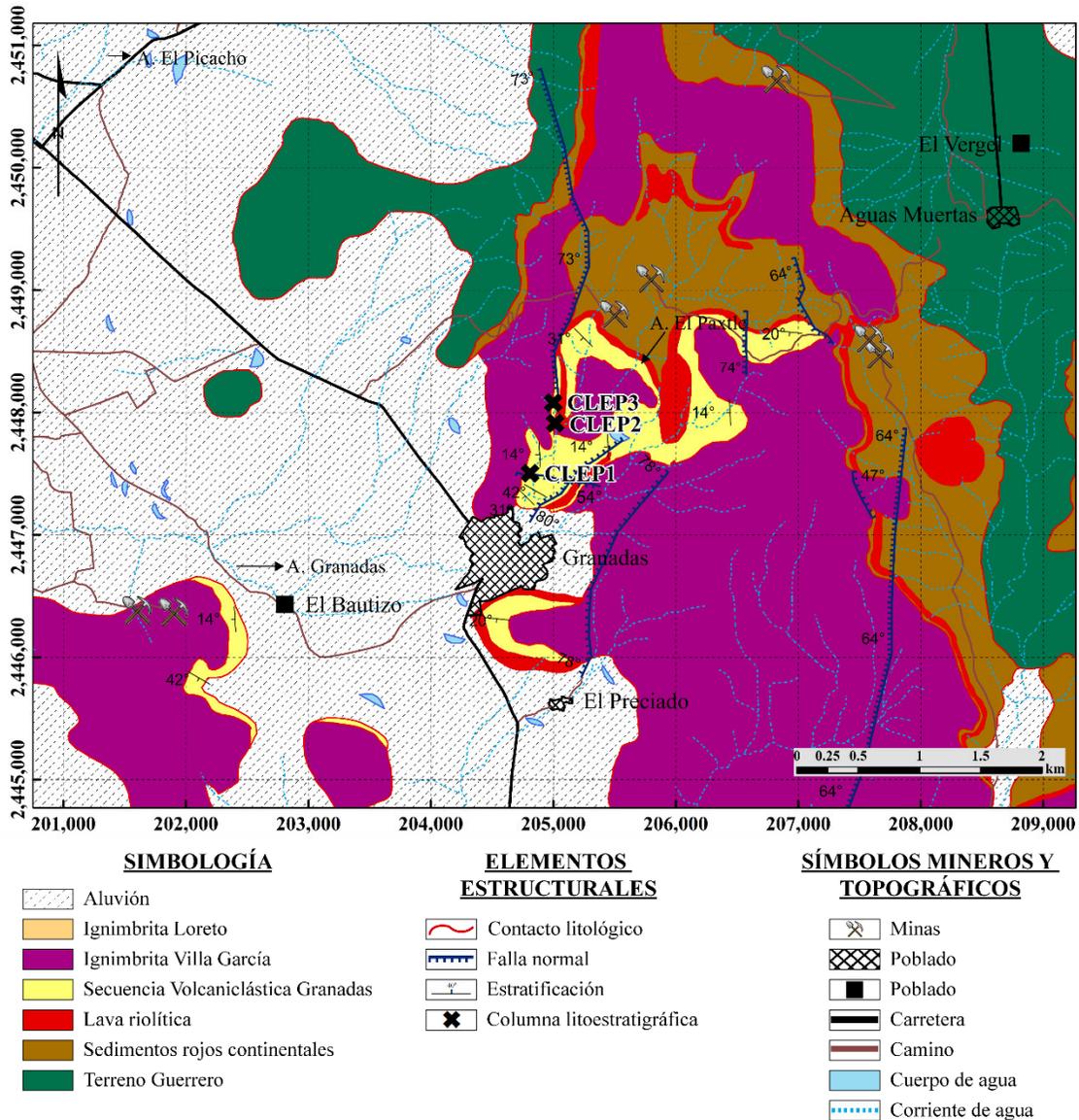


Figura 53. Mapa geológico del área de estudio y localización de las secciones estratigráficas realizadas en campo (CLEP1, CLEP2 y CLEP3; CLEP: Columna litoestratigráfica El Paxtle).

5.1.1.1. Columna litoestratigráfica El Paxtle 1

La columna litoestratigráfica El Paxtle 1 (CLEP1) inició su levantamiento en las coordenadas UTM 2,447,501 m N, 204,810 m E, correspondiendo a un perfil de 47.2 m de espesor (Figura 55). Hacia la base, y sin observarse unidad geológica sobreyaciendo, la secuencia está constituida por 3 m de ceniza extremadamente fina y clastos de pómez, generalmente subangulares, en forma de dropstone y mostrando gradación simétrica

normal a inversa. En los siguientes 8 m de sección, la secuencia está conformada por ceniza extremadamente fina (que, gradualmente, pasa a ceniza fina), pómez dropstone, anhidrita y estructuras sedimentarias del orden de los milímetros y centímetros, como son laminación paralela planar y laminación cruzada, ondulitas, lentes y estratificación paralela (Figura 56). Finalmente, en los últimos 36 m de sección, el depósito se encuentra constituido por ceniza muy gruesa, pómez y líticos de composición riolítica (Figura 57). Ocasionalmente se identifica laminación paralela planar y estructuras de carga (load cast).

En los 47.2 m de sección se recabó un total de 28 muestras, de las cuales 16 fueron analizadas por FRX y DRX, 5 por MEB y 3 por ICP-OES (Figura 55; Anexo 1), convirtiéndola en la columna litoestratigráfica realizada más completa del depósito volcaniclástico, por tal motivo, la CLEP1 es denominada columna tipo de la SVG.

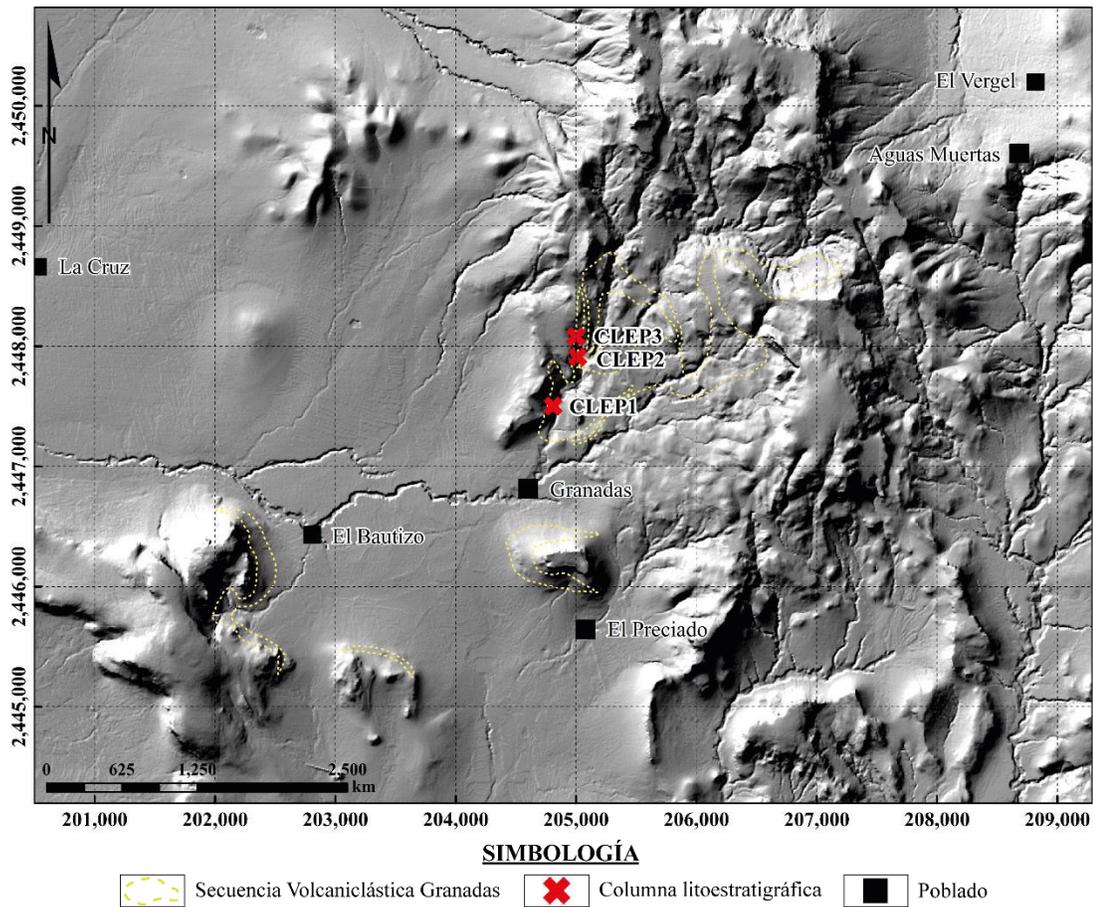


Figura 54. Modelo de elevación digital y localización de los perfiles estratigráficos realizados para la SVG.

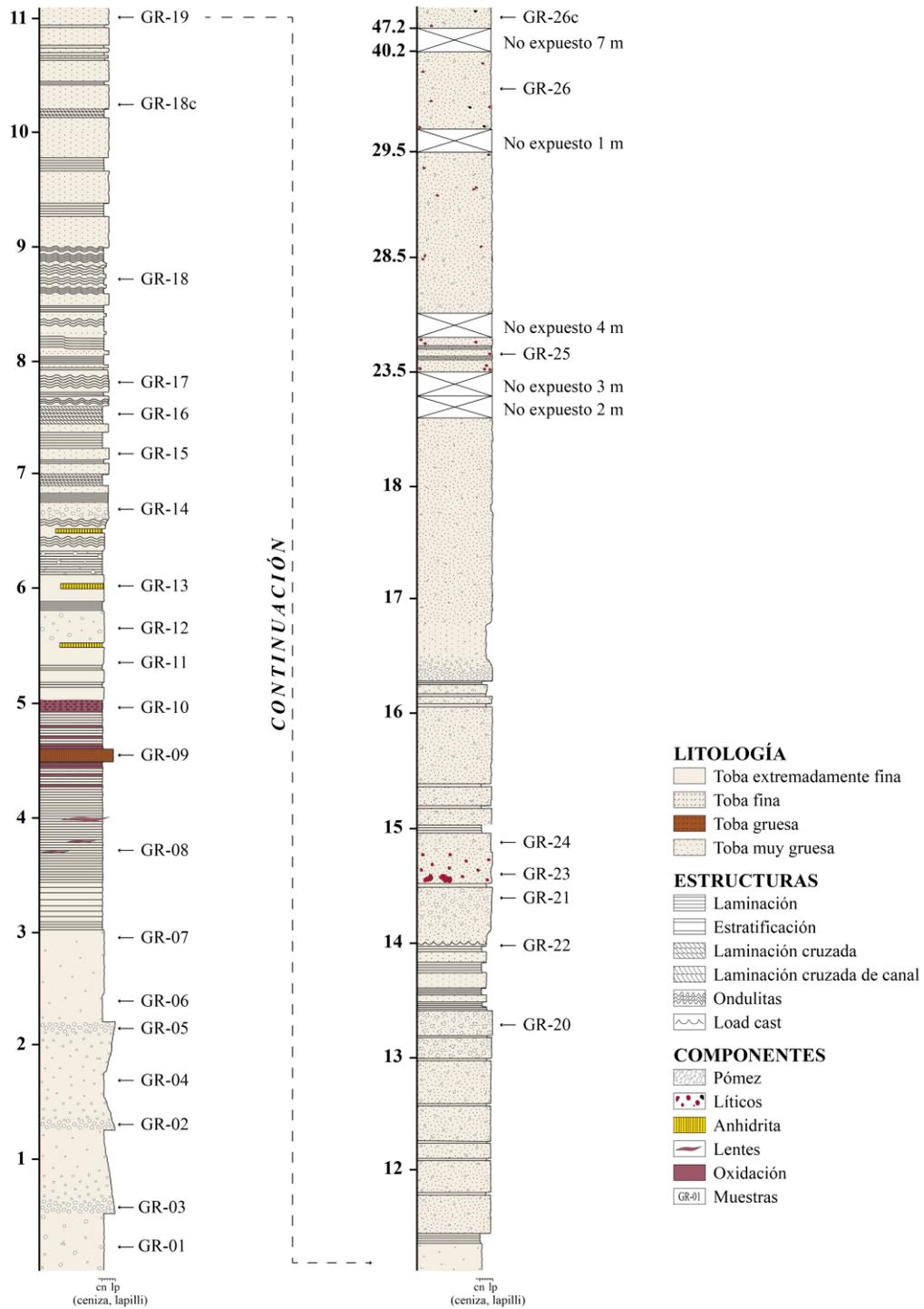


Figura 55. Columna litoestratigráfica El Paxtle 1 o Columna tipo de la SVG. La CLEP1 está compuesta por material tobáceo y paquetes sub-paralelos destacables por sus importantes estructuras sedimentarias sumamente finas: laminación paralela, laminación cruzada y laminación ondulosa. En la sección no se identificaron unidades geológicas subyaciendo o sobreyaciendo a la secuencia volcaniclástica.



Figura 56. Vista general del afloramiento tipo de la SVG, sobre el arroyo El Paxtle. La zona inferior a la línea punteada corresponde a los primeros 3 m de la CLEP1, la alteración ha eliminado parcialmente la visión tabular de los paquetes tobáceos. La parte superior corresponde a la zona de estructuras sedimentarias.



Figura 57. Parte superior del afloramiento tipo de la SVG. En esta área el material tobáceo corresponde a ceniza gruesa y líticos de composición riolítica, principalmente. Martillo geológico con 75 cm de largo.

5.1.1.2. Columna litoestratigráfica El Paxtle 2

La columna litoestratigráfica El Paxtle 2 (CLEP2) se localiza bajo las coordenadas UTM 2,447,910 m N, 205,033 m E, correspondiendo a un perfil de 28.8 m de espesor (Figura 58). La sección inició su levantamiento en la unidad geológica identificada como lava riolítica, la cual subyace discordantemente a la SVG. La primera, muestra una serie de fracturas rellenas por material tobáceo de la SVG, mientras la segunda, contiene líticos angulosos de lava riolítica incorporados durante su emplazamiento (Figura 59).

Hacia la parte basal de este afloramiento, la SVG está constituida por 4 m de ceniza media, pómez subangular a subredondeada y fracturas con rumbo general $260^{\circ}/60^{\circ}\text{NW}$; posteriormente, le acompañan 4 m de ceniza fina con estratificación y laminación paralela planar (Figura 60). Ocasionalmente, se han identificado pellets volcánicos en esta zona. En la parte media del afloramiento se observa una intercalación de ceniza extremadamente fina con ceniza muy gruesa; ambos tamaños de grano presentan pómez dropstone, líticos de composición riolítica y laminación paralela planar. Finalmente, en los últimos 10 m de secuencia, se localiza una toba muy gruesa con líticos de composición riolítica y pómez subangulares de escasos centímetros.

En la CLEP2 se recolectaron 12 muestras, de las cuales, 2 fueron analizadas por FRX y DRX, y 2 por ICP-OES (Figura 58; Anexo 1).

5.1.1.3. Columna litoestratigráfica El Paxtle 3

La columna litoestratigráfica El Paxtle 3 (CLEP3) se ubica en las coordenadas UTM 2,448,078 m N, 204,983 m E, correspondiendo a un perfil de 11.35 m de espesor (Figura 61).

Sin mostrar unidad geológica subyaciendo a la SVG, el afloramiento se encuentra constituido, casi en su totalidad, por ceniza fina y, ocasionalmente, es intercalado por ceniza extremadamente fina. Durante todo el afloramiento es común identificar clastos de pómez y líticos de composición riolítica, principalmente. También, se ha localizado laminación paralela difusa, pequeñas estructuras lenticulares y fiammes de hasta 4 cm de

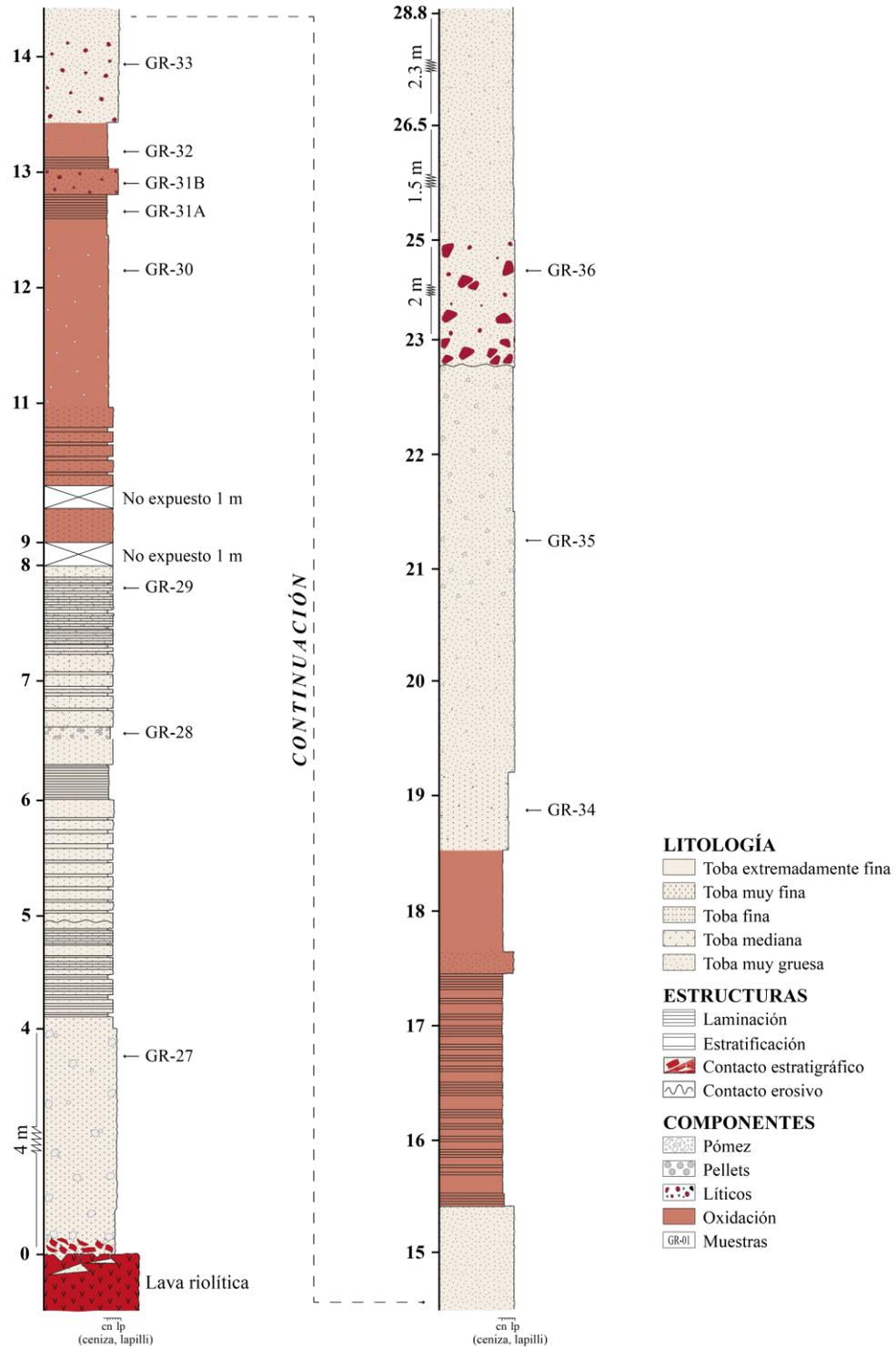


Figura 58. Columna litoestratigráfica El Paxtle 2 (CLEP2). La CLEP2 representa un perfil importante en la interpretación geológica de la SVG, pues contiene el contacto entre la lava riolítica y la SVG (contacto inferior), así como pellets volcánicos que permiten interpretar un ambiente de génesis.



Figura 59. Contacto estratigráfico inferior de la SVG. (A) Líticos riolíticos y angulosos, incorporados durante el emplazamiento de la SVG. (B) Serie de fracturas localizadas en la lava riolítica. El material tobáceo más fino de la SVG ha rellenado este fracturamiento.



Figura 60. Parte media del afloramiento constituida por laminación paralela planar y laminación difusa, principalmente (CLEP2). Hacia la zona centro de este afloramiento se han localizado pellets de origen volcánico con hasta 1 cm de diámetro. Flexómetro con 50 cm de largo.

largo; empero, en este punto, no fue posible identificar unidad geológica sobreyacente.

En la CLEP3 se recolectó un total de 4 muestras, de las cuales, 2 fueron analizadas por MEB, en forma de material suelto (paneo mineral), y 1 por microscopia estereoscópica para el reconocimiento de fiammes en la SVG (Figura 61; Anexo 1).

5.1.2. *Contenido y granulometría de la secuencia volcaniclástica*

La SVG está compuesta por clastos de pómez, clastos líticos, fiammes, pellets y cristales sueltos de origen volcánico (Figura 62) en una matriz de ceniza. Los clastos de pómez se encuentran distribuidos a través de toda la secuencia y generalmente presentan un aspecto subangular a subredondeado. Los clastos más grandes se localizan hacia la base, llegando a medir más de 20 cm de largo, mientras los clastos promedio (de 5 mm a 25 mm) se ubican en las zonas donde la roca se encuentra constituida primordialmente

por ceniza extremadamente fina a fina, y en forma de dropstones. Los clastos líticos pertenecen casi en su totalidad a la lava riolítica subyacente y pueden llegar a medir hasta 25 cm de largo. En la base los líticos son angulares, pero se vuelven subangulares – subredondeados hacia la cima. Ocasionalmente se ubicaron líticos máficos menores a los 10 mm de largo.

Otros componentes con carácter volcánico primario son los pellets, los fiammes y los cristales sueltos; los primeros se localizan a pocos metros de la base (entre los 6 y 7 m respecto al contacto inferior), los segundos hacia la cima de la secuencia y los terceros a lo largo de toda ella. Los pellets son redondeados y de alta esfericidad, presentan un diámetro promedio de 10 mm y no se encuentran fracturados, ni desquebrajados. Los fiammes, contenidos en un paquete tobáceo no mayor a los 30 cm de espesor, se observan elongados a lenticulares, oscilan entre los 20 mm y 23 mm de largo, y se encuentran inalterados, pero sí bordeados por láminas zeolitizadas de ceniza extremadamente fina. Por último, los cristales sueltos, predominantemente fracturados, corresponden a cuarzo, muscovita, ortoclasa, microclina, sanidino y albita.

Granulométricamente, la secuencia volcaniclástica se caracteriza por poseer una matriz constituida fundamentalmente por fragmentos volcánicos del orden de la ceniza y el lapilli. Estructuralmente, es una secuencia con gradación normal a inversa. Hacia la base, la matriz se encuentra conformada por ceniza mediana. En la parte media comienza una intercalación en el tamaño de grano, encontrándose desde ceniza extremadamente fina hasta ceniza gruesa (zona de estructuras sedimentarias como laminación paralela, laminación cruzada y ondulitas). En la cima, el depósito presenta un tamaño de grano que varía entre ceniza gruesa, ceniza muy gruesa y lapilli; éste último el constituyente más grueso en la matriz de los paquetes tobáceos de la unidad clástica (Tabla 2).

5.1.3. *Estructuras sedimentarias primarias y secundarias*

En los aproximadamente 65 m que conforman a la SVG, ésta cuenta con una serie de estructuras sedimentarias formadas durante los procesos de depositación y sedimentación (Ej. Estratificación, laminación, ondulitas), posteriores a éstos o durante la

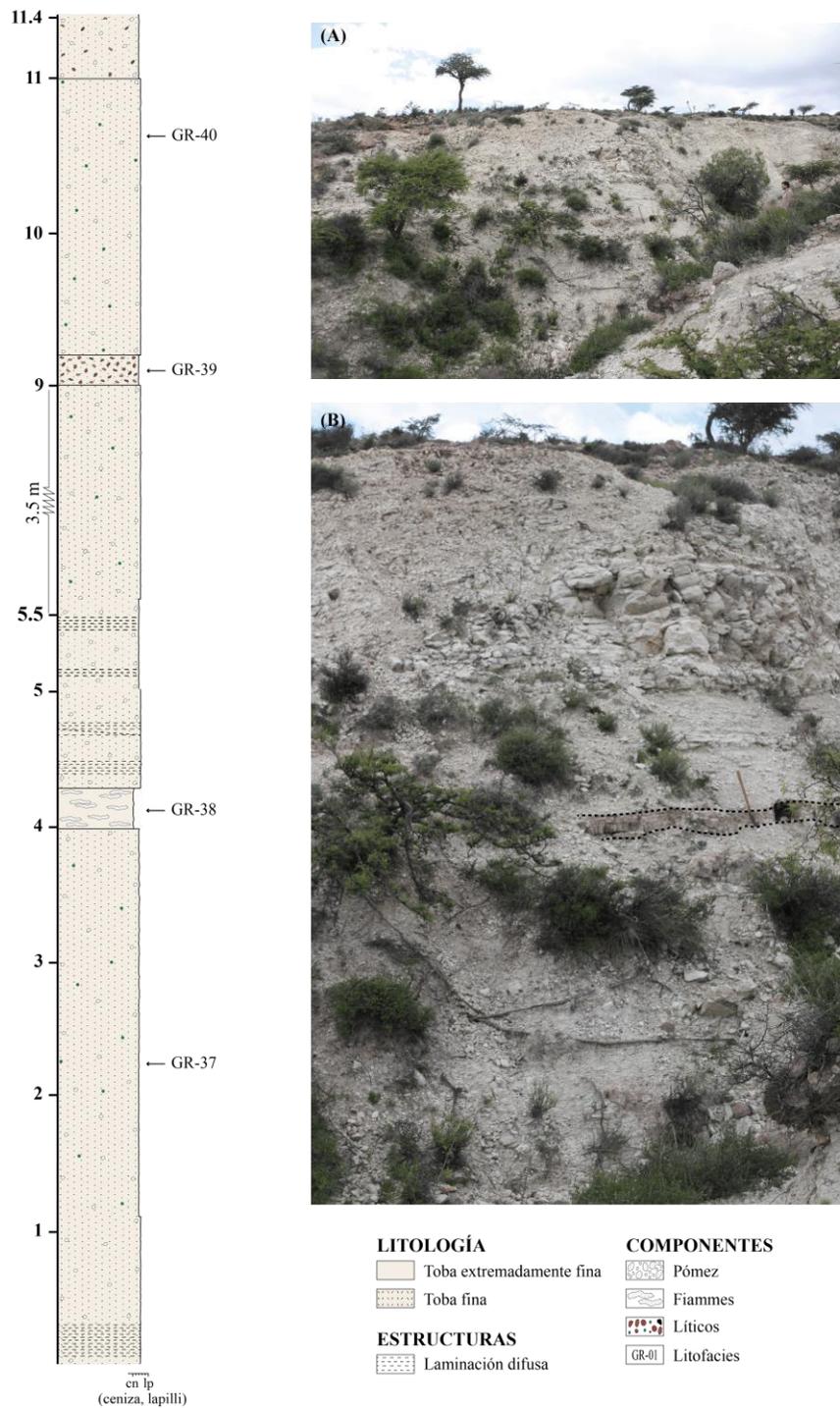


Figura 61. Columna litoestratigráfica El Paxtle 3. (A) la CLEP3 se caracteriza por presentar una matriz y componentes uniformes durante toda la secuencia (ceniza fina, pómez y líticos); ocasionalmente se ha localizado laminación difusa y fiammes con un tamaño máximo de 23 mm de diámetro. En la figura B, la línea punteada negra corresponde al estrato de donde fueron extraídos los fiammes de la muestra GR-38.

diagénesis (Ej. Carga, precipitación, inyección). Se han localizado alrededor de 10 estructuras diferentes, que van del orden de los milímetros hasta los decímetros de espesor y donde el tamaño del fragmento que constituye a la matriz genera una estructura en particular. Una descripción detallada de éstas se incluye en la siguiente sección: *Caracterización de las facies sedimentarias*; empero, en las figuras 63 a 69 se presentan las estructuras sedimentarias más sobresalientes de los afloramientos.

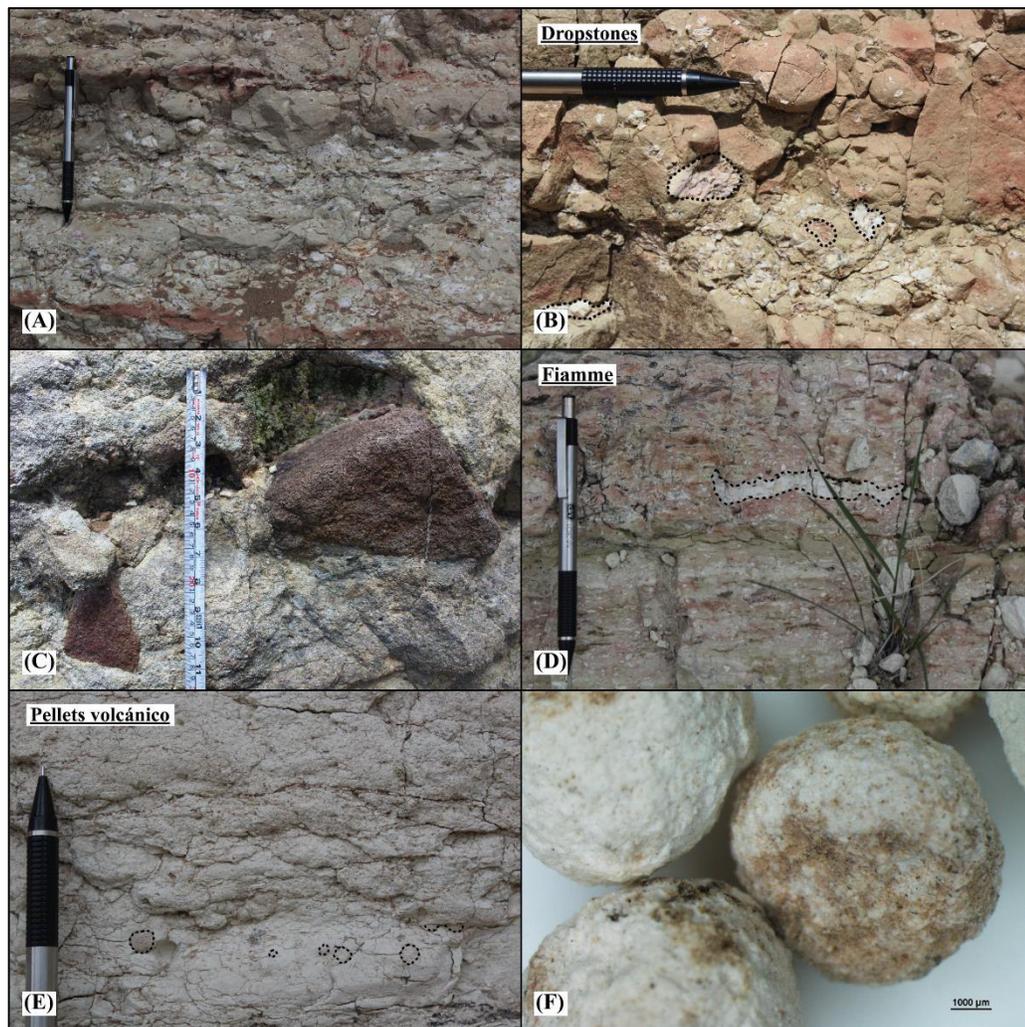


Figura 62. Componentes de la secuencia volcániclaística. (A) clastos de pómez alojados en una matriz de ceniza extremadamente fina, denominados dropstones. Los *dropstones* (B; delimitados por línea negra punteada) se encuentran alterados y no sobrepasan los 25 mm de diámetro. (C) clastos líticos subangulares de lava riolítica de hasta 20 cm de largo. (D) presencia de pequeños fiammes a lo largo de la secuencia. (E) afloramiento con pellets volcánicos a manera de pellets en matriz-sostenida. (F) Pellets volcánicos extraídos y analizados bajo el microscopio estereoscópico.

5.2. Caracterización de las facies sedimentarias

Seccionar o partir un depósito de acuerdo a una combinación de estratificación, tamaño de grano, clasificación o fábrica, y una composición distinta al resto del afloramiento, siempre y cuando ésta no sea genética, ni estratigráfica; es la definición propuesta por Branney & Kokelaar (2002) para el término *litofacies*, y en la cual se basa este documento para la clasificación de las mismas dentro de la Secuencia Volcaniclástica Granadas (Tabla 3). Las litofacies de la SVG también siguen la terminología de White & Houghton (2006) para el tamaño de grano de un depósito volcániclastico (Tabla 2) y las interpretaciones de trabajos elaborados por Peterson (1968), Allen (1984), Dabrio-González (1984), Branney & Sparks (1990), Cas & Wright (1991), Osborne, et al. (1991), Bennett, et al. (1996), Bursik & Woods (1996), Mikkelsen & Pejrup (1998), Branney & Kokelaar (2002), Fregenal & Meléndez (2010) y Ponce, et al. (2018).

Tabla 3. Litofacies no genéticas y abreviaciones propuestas en la descripción e interpretación de las litofacies identificadas en la SVG. El tamaño de grano se basó en la terminología de White & Houghton (2006), mientras algunas de las abreviaciones son las propuestas por Branney & Kokelaar (2002).

<i>Símbolo</i>	<i>Litofacies</i>	<i>Abreviaciones</i>
Tb _{ef} m	toba extremadamente fina masiva	Tb toba
Tb _{ef} mpd	toba extremadamente fina masiva con pómez dropstone	ef extremadamente fino/a
Tb _{ef} //l	toba extremadamente fina con laminación paralela	f fino/a
Tb _{ef} ld	toba extremadamente fina con laminación difusa	me mediano/a
Tb _{ef} //s	toba extremadamente fina con estratificación paralela	g grueso/a
Tb _{ef} xl	toba extremadamente fina con laminación cruzada	mg muy grueso/a
Tb _{ef} xlc	toba extremadamente fina con lam. cruzada de canal	m masivo
Tb _{ef} lond	toba extremadamente fina con laminación ondulosa	p pómez
Tb _{ef} fmm	toba extremadamente fina con fiammes	lt líticos
Tb _m pel	toba muy fina con pellets	pd pómez dropstone
Tb _f m	toba fina masiva	//l laminación paralela
Tb _f //l	toba fina con laminación paralela	ld laminación difusa
Tb _f ld	toba fina con laminación difusa	//s estratificación paralela
Tb _f //s	toba fina con estratificación paralela	xl laminación cruzada
Tb _f lond	toba fina con laminación ondulosa	xlc laminación cruzada de canal
Tb _f it	toba fina con inyectitas	lond laminación ondulosa
Tb _m m	toba mediana masiva	fmm fiammes
Tb _m mp	toba mediana masiva con pómez	pel pellets
Tb _m mlt	toba mediana masiva con líticos	it inyectitas
Tb _g m	toba gruesa masiva	ox oxidación
Tb _{mg} m	toba muy gruesa masiva	gni gradación simétrica normal a inversa
Tb _{mg} mp	toba muy gruesa masiva con pómez	gi gradación inversa
Tb _{mg} mlt	toba muy gruesa masiva con líticos	lens lentes
		lc load cast

Estas litofacies, con sus principales características e interpretaciones de depositación, se presentan en la siguiente tabla (Tabla 4).

Tabla 4. Descripción e interpretación de las litofacies identificadas dentro de la SVG.

<i>Litofacies</i>	<i>Descripción</i>	<i>Interpretación</i>
Toba extremadamente fina masiva (Tb _{efm}); con pómez dropstone (Tb _{efmpd})	<p><u>Litología:</u> Pómez dropstone subangulares a subredondeadas (1-30%), con diámetros máximos de 30 mm (típicamente de 5 a 20 mm). Ocasionalmente se observan líticos máficos subangulares menores a 2 mm de diámetro. Puede presentar oxidación (<i>ox</i>).</p> <p><u>Estructuras:</u> Masiva. Las pómez dropstone desarrollan gradación simétrica normal a inversa (<i>gni</i>) (Figura 63).</p> <p><u>Geometría:</u> Cuerpos tabulares del orden de los dm a m, con superficies de estratificación difusas.</p>	La ausencia de estratificación interna y la alta concentración de piroclastos extremadamente finos indican la depositación a manera de flóculos de una nube piroclástica. Al superar el tamaño crítico y la gravedad, estos flóculos agrandan de manera continua sobre el lecho, dando como resultado niveles masivos de toba (Mikkelsen & Pejrup, 1998). Las pómez y la gradación de las mismas es resultado de la caída vertical debido a la saturación de agua (Osborne, et al., 1991; Bennett, et al., 1996).
Toba extremadamente fina con laminación paralela (Tb _{ef/l}); laminación difusa (Tb _{efld}); estratificación paralela (Tb _{ef/s})	<p><u>Litología:</u> Pómez dropstone subangulares a subredondeadas (2-30%) con diámetros máximos de 30 mm, siendo típicas las menores a 10 mm. Ocasionalmente se observan líticos máficos subredondeados, anhidrita y ceniza fina oxidada.</p> <p><u>Estructuras:</u> Los espesores de las laminaciones paralela y difusa oscilan entre <1 y 10 mm, ésta última horizontalmente discontinua (Figura 64). La estratificación paralela es muy delgada; va de 10 a 30 mm de espesor.</p> <p><u>Geometría:</u> Paquetes tabulares de cm a m de espesor. La ceniza fina y extremadamente fina forman cuerpos lenticulares <30 mm (<i>LensCF</i> y <i>LensEF</i>, respectivamente). Las superficies de estratificación y laminación son difusas a la base, pero netas a la cima, a excepción de la laminación difusa donde ambas son difusas. Puede existir crecimiento de</p>	La presencia de laminación paralela expone una sedimentación por suspensión dentro de un régimen de flujo bajo, bajas velocidades de corriente y depositación rápida (Fregenal & Meléndez, 2010); mientras la laminación difusa resulta de la inestabilidad de los regímenes de flujo (Branney & Kokelaar, 2002). Los lentes son producto de la erosión de material fino durante las condiciones de mayor energía y posterior depositación de nuevo material (Ponce, et al., 2018). Pómez dropstone con depositación similar a la descrita en toba extremadamente fina masiva.

Tabla 4. Descripción e interpretación de las litofacies identificadas dentro de la SVG (continuación).

<i>Litofacies</i>	<i>Descripción</i>	<i>Interpretación</i>
	anhidrita entre superficies (<i>ah</i>).	
Toba extremadamente fina con laminación cruzada (Tb_{efxl}); laminación cruzada de bajo ángulo (Tb_{efxiba}); laminación cruzada de canal (Tb_{efxlc})	<p><u>Litología:</u> Ocasionalmente se observan líticos máficos <5 mm de diámetro.</p> <p><u>Estructuras:</u> La laminación cruzada presenta espesores <10 mm y continuidad lateral. Cuando la inclinación de las laminaciones es inferior a los 15°, es considerada de bajo ángulo. La laminación cruzada de canal también presenta espesores <10 mm, pero lateralmente son discontinuas (Figura 65).</p> <p><u>Geometría:</u> Paquetes de estructuras del orden de los mm a cm, donde las superficies de estratificación (netas a difusas) están delimitadas por tobas finas masivas.</p>	La concurrencia de laminación cruzada indica superficies de sedimentación inclinadas (caras de avalancha). Cada cara de avalancha representa un particular evento de depositación; sin embargo, al disminuir la profundidad y aumentar el transporte a modo de suspensión, la laminación angular grada a laminación de canal (Dabrio-González, 1984).
Toba extremadamente fina con laminación ondulosa (Tb_{eflond})	<p><u>Litología:</u> Facie constituida por partículas del tamaño de la ceniza extremadamente fina (70%) y ceniza fina (30%).</p> <p><u>Estructuras:</u> La laminación ondulosa está constituida por partículas extremadamente finas y rodeada por finas. Son menores a los 5 mm de espesor y lateralmente son continuas. Ocasionalmente, se localizan cerca de estructuras de carga y flama (load and flame: lc y fl, respectivamente), o hidro-plásticas (convolutas: cv) de escasos mm de espesor (Figura 66).</p> <p><u>Geometría:</u> Los paquetes pueden llegar a medir los 10 cm y presentar superficies de estratificación planar a la base y ondulosa a la cima.</p>	La laminación ondulosa u ondulitas de escasos milímetros es resultado de la velocidad creciente, pero muy baja, de la corriente dentro de los márgenes de estabilidad. Los más sinuosos evidencian una velocidad relativamente más alta (Dabrio-González, 1984).
Toba extremadamente fina con fiammes (Tb_{efmm})	<p><u>Litología:</u> Clastos de pómez subredondeados (30%) y fiammes inalterados de hasta 23 mm de largo, bordeados por láminas zeolitizadas de ceniza extremadamente fina,</p>	Los fiammes sugieren un soldamiento diagenético para la facie volcanosedimentaria (Branney & Sparks, 1990; Cas & Wright, 1991).

Tabla 4. Descripción e interpretación de las litofacies identificadas dentro de la SVG (continuación).

<i>Litofacies</i>	<i>Descripción</i>	<i>Interpretación</i>
	soportados por una matriz tobácea bien consolidada. <u>Estructuras:</u> Masiva con orientación paralela a la facie por parte de los fiammes. <u>Geometría:</u> Cuerpos irregulares del orden de los dm con superficies de estratificación netas.	
Toba muy fina con pellets (Tb _{mfpel})	<u>Litología:</u> Pellets presentes en una proporción de 10 al 15%, con diámetros que oscilan entre 7 y 10 mm, y soportados por una matriz tobácea semiconsolidada. <u>Estructuras:</u> Masiva <u>Geometría:</u> Cuerpos tabulares a irregulares del orden de los cm, con superficies de estratificación difusas.	La interpretación para la ausencia de estructuras internas es similar a la descrita en la toba extremadamente fina masiva. Sin embargo, la presencia de pellets de ceniza se debe a la formación, evolución y caída de ellos a partir de una columna bouyante o co-ignimbrítica (Brown, et al., 2009).
Toba fina masiva (Tb _{fm})	<u>Litología:</u> Facie constituida por partículas del tamaño de la ceniza muy fina o fina (85%), y ceniza extremadamente fina (10%). Puede encontrarse pómez dropstone fibrosa, rosácea, subredondeada y de alta esfericidad (5-10%), con diámetros oscilantes entre 2 y 10 mm (<i>pd</i>), así como líticos riolíticos y máficos (<i>lt</i>). <u>Estructuras:</u> Masiva. <u>Geometría:</u> Cuerpos tabulares del orden de los dm, así como cuerpos lenticulares del orden de los cm. Las superficies de estratificación son netas en base y cima, siendo ocasionales las estructuras de carga (load cast: <i>lc</i>) en la cima (Figura 67)	La presencia de estructuras masivas y el aumento en el tamaño de grano indican una expansión lateral y vertical (ceniza muy fina y fina), y el colapso de la carga en suspensión (ceniza extremadamente fina) de la columna eruptiva en contacto con el agua, produciendo una rápida acumulación de cuerpos tobáceos masivos con diferentes espesores (Bursik & Woods, 1996). Pómez con depositación similar a la descrita en toba extremadamente fina masiva.
Toba fina con laminación paralela (Tb _{f//l}); laminación difusa (Tb _{f//d}); estratificación paralela (Tb _{f//s})	<u>Litología:</u> Similar a toba fina masiva (Tb _{fm}). <u>Estructuras:</u> Las laminaciones paralela y difusa presentan espesores entre 0.5 y 10 mm, mientras que, los espesores de los estratos oscilan entre los 10 y 40 mm (Figura 68).	La interpretación de depositación de esta facie es similar a la descrita en toba extremadamente fina con laminación paralela y toba extremadamente fina con estratificación paralela.

Tabla 4. Descripción e interpretación de las litofacies identificadas dentro de la SVG (continuación).

<i>Litofacies</i>	<i>Descripción</i>	<i>Interpretación</i>
	<u>Geometría:</u> Cuerpos tabulares del orden de los dm con superficies de estratificación planares.	
Toba fina con laminación ondulosa (Tb _f lond)	<u>Litología:</u> Similar a toba fina masiva (Tb _f m). <u>Estructuras:</u> La laminación ondulosa oscila entre los 5 y 10 mm de espesor. Lateralmente éstas desaparecen dentro de los 25 cm. <u>Geometría:</u> Paquetes de estructuras de hasta 30 cm de espesor. Las superficies de estratificación, a la base como a la cima, son difusas.	La interpretación de depositación de esta facie es similar a la descrita en Toba extremadamente fina con laminación ondulosa.
Toba fina con inyectitas (Tb _f it)	<u>Litología:</u> Similar a toba fina masiva (Tb _f m). <u>Estructuras:</u> Masiva con inyectitas que oscilan entre los 10 y 30 cm de ancho (Figura 69). <u>Geometría:</u> Cuerpos tabulares a irregulares del orden de los cm a m, con superficies de estratificación netas.	Licuefacción de ceniza fina y ceniza media saturada en agua que, al comportarse plásticamente, se inyectó, tanto hacia arriba como hacia abajo, en la roca tobácea (Peterson, 1968; Allen, 1984).
Toba mediana masiva (Tb _m m); con pómez (Tb _m mp); con líticos (Tb _m mlt)	<u>Litología:</u> Pómez subangulares a subredondeadas (<2-20%), con diámetros máximos de 28 cm (típicamente 10-60 mm), así como líticos riolíticos angulares a subangulares (5-10%), con dimensiones oscilantes entre 1 y 10 cm, siendo típicos los menores a 20 mm. <u>Estructuras:</u> Masiva. <u>Geometría:</u> Cuerpos irregulares del orden de los dm a m, con superficies de estratificación netas.	Las altas concentraciones de ceniza y pómez, y la ausencia de estructuras como estratificación paralela y/o cruzada, indican una zona de frontera de flujo dominada por los componentes mencionados y el escape de fluido en una corriente piroclástica de densidad (PDC) (Branney & Kokelaar, 2002; Chávez-Leal, 2016). Por otra parte, el contenido de líticos riolíticos es generado por el cizallamiento de la base (Lava riolítica) durante el paso de la PDC.
Toba gruesa masiva (Tb _g m)	<u>Litología:</u> Facie constituida fragmentos del tamaño de la ceniza media a gruesa. El 40% está constituida por sanidinas euhedrales,	La interpretación de depositación es similar a la descrita en toba fina masiva (Tb _f m). La gradación de cristales es debido a la depositación

Tabla 4. Descripción e interpretación de litofacies dentro de la SVG (continuación).

<i>Litofacies</i>	<i>Descripción</i>	<i>Interpretación</i>
	el 10% por cuarzo subhedral y el 2% por líticos máficos angulares <u>Geometría:</u> Cuerpos tabulares del orden de los cm a dm con superficies de estratificación netas.	por densidad de los mismos (Allen & McPhie, 2000).
Toba muy gruesa masiva (Tb _{mgm}); con pómez (Tb _{mgmp}); con líticos (Tb _{mglt})	<u>Litología:</u> Pómez subangulares (25-30%) de 2 a 13 mm de largo. Los líticos, riolíticos principalmente, son angulares a subangulares (15-20%) con medidas oscilantes entre 0.5 y 25 cm (promedio 20 mm). <u>Estructuras:</u> Masiva. En la zona superior de la facie puede presentarse laminación paralela <2 mm de ancho y gradación inversa (<i>gi</i>) <u>Geometría:</u> Cuerpos tabulares del orden de los dm, donde las superficies de estratificación van de difusas a netas.	La interpretación de depositación es similar a la descrita en toba fina masiva (Tb _{fm}). Sin embargo, aquí los líticos se depositan simultáneamente con la columna eruptiva y no a modo de dropstone como lo hacen las pómez.

A partir del análisis y asociación de litofacies de la secuencia volcániclaística, se observa que éstas se encuentran acomodadas en el depósito de tal modo que, al hacer una agrupación de ellas, se identifican tres grandes grupos: (1) litofacies masivas con constituyentes medianos, (2) litofacies con pómez *dropstone*, estructuras sedimentarias de escala milimétrica y constituyentes extremadamente finos a finos, y (3) litofacies masivas con constituyentes medianos a gruesos. Cabe resaltar que *constituyente* es el tamaño de grano que compone a la matriz dentro del rango de la ceniza y el lapilli más fino (Tabla 2).

El grupo 1, localizado hacia la base de la secuencia, está constituido por las litofacies Tb_{efm} y Tb_{mm}, principalmente. De acuerdo con las relaciones de campo, presenta un espesor aproximado de 5.0 m, fracturamiento relleno de material arcilloso y oxidación. Previo a estas litofacies se han identificado diques de la misma SVG sobre la roca subyacente (Figura 70). El grupo 2, identificado entre los grupos 1 y 3, se caracteriza

por contener a las litofacies $T_{b_{efm}}$, $T_{b_{efmpd}}$, $T_{b_{ef//l}}$, $T_{b_{efld}}$, $T_{b_{ef//s}}$, $T_{b_{efxl}}$, $T_{b_{efxlba}}$, $T_{b_{efxlc}}$, $T_{b_{eflond}}$, $T_{b_{mfpel}}$ y $T_{b_{flond}}$; éstas en su mayoría no sobrepasan los 10 mm de espesor por estructura independiente, sin embargo, la suma de paquetes y litofacies dan como resultado un máximo de 15.0 m de espesor (Figura 71).

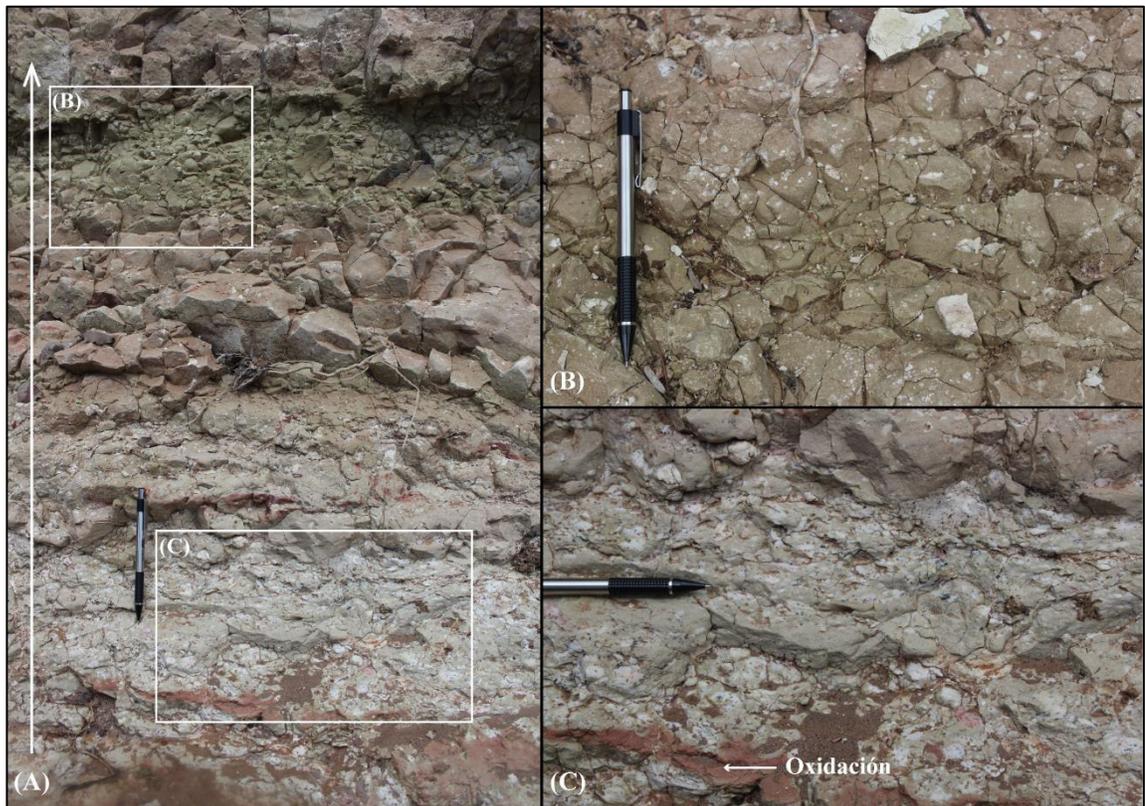


Figura 63. (A) Gradación normal en pómez dropstone. La alta concentración de pómez *dropstone* (C) descende según el avance vertical del afloramiento (B).

El tercer y último grupo representa casi el 70% de la secuencia volcániclaística. En su mayoría, se encuentra constituido por los fragmentos más grandes de toda la secuencia, es decir, por las litofacies $T_{b_{mgm}}$, $T_{b_{mgmp}}$ y $T_{b_{mg}}$. Dentro de los tres grupos que conforman a la SVG es posible encontrar excepciones al tamaño de grano, por ejemplo, en el grupo 2 se ha localizado la litofacie T_{b_gm} , mientras que en el grupo 3 se han identificado las litofacies $T_{b_{efm}}$ y $T_{b_{rit}}$. No obstante, estas litofacies son muy delgadas y no sobrepasan los 3 dm de espesor (Figura 72).

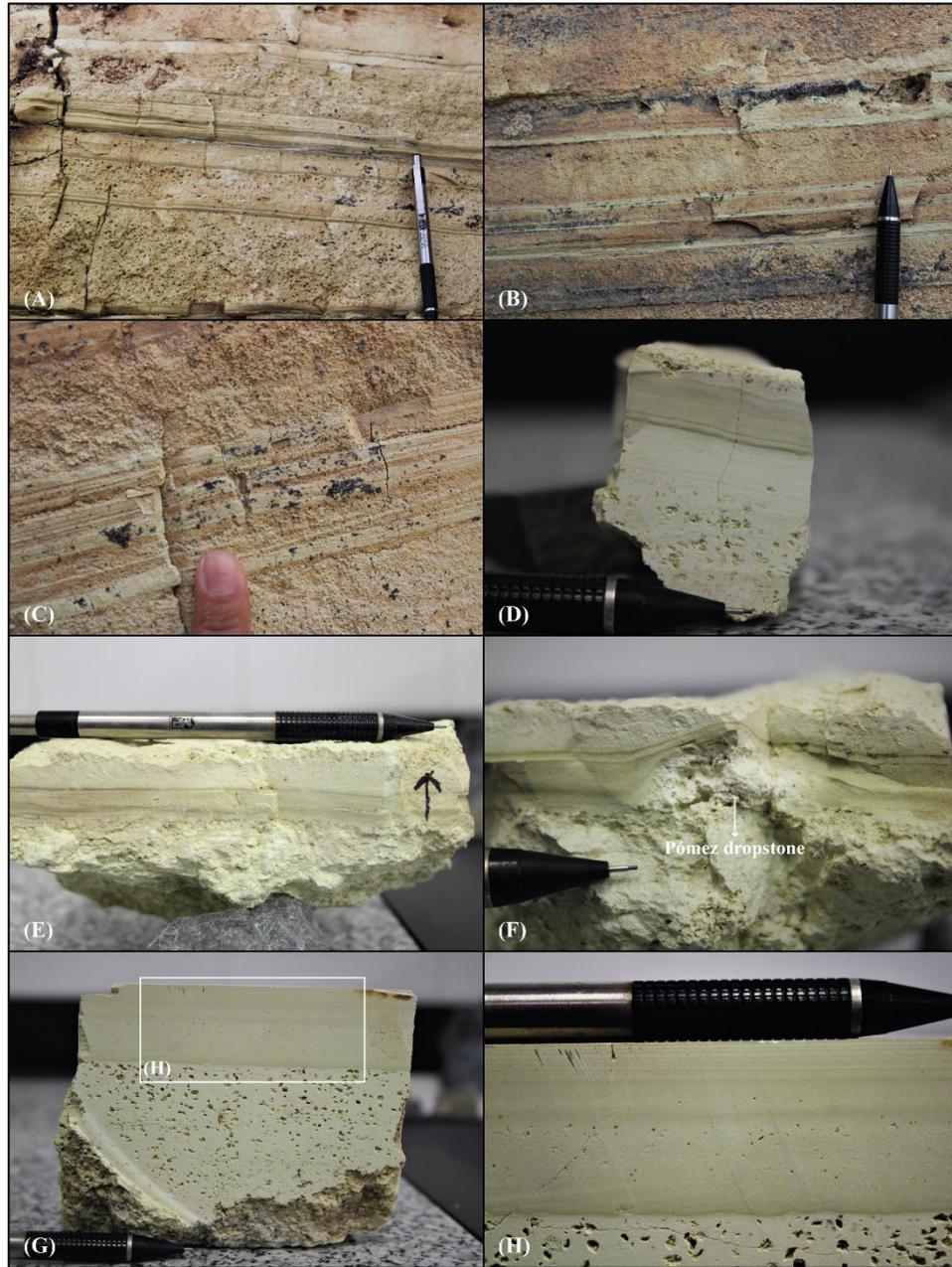


Figura 64. Tobas con laminación paralela planar. (A) Toba extremadamente fina con láminas <5 mm de espesor. (B) Intercalación de ceniza extremadamente fina y fina, formando laminación dispersa <3 mm de espesor. (C) Toba fina con laminación paralela <5 mm de espesor. Las láminas están constituidas por ceniza extremadamente fina. (D) Muestra de mano constituida por ceniza extremadamente fina y laminaciones <2 mm de espesor. (E) Muestra de mano con laminación al centro, representando la separación de las facies: Tb_{efm} (inferior) y Tb_{fm} (superior). (F) Pómez *dropstone* depositada sobre ceniza extremadamente fina masiva, la laminación superior guarda la forma de la pómez durante su deposición. (G) Muestra de mano con dos facies: Tb_{efm} (inferior) $Tb_{ef/l}$ (superior). (H) Acercamiento de la facie superior de la figura G. Las laminaciones son extremadamente finas, inferiores al milímetro de espesor.



Figura 65. Tobas extremadamente finas con laminación cruzada. (A) Laminación cruzada inferior al milímetro de espesor. (B; C) laminación cruzada de canal con laminaciones inferiores a los 2 mm de espesor. Las tres imágenes son lateralmente discontinuas.

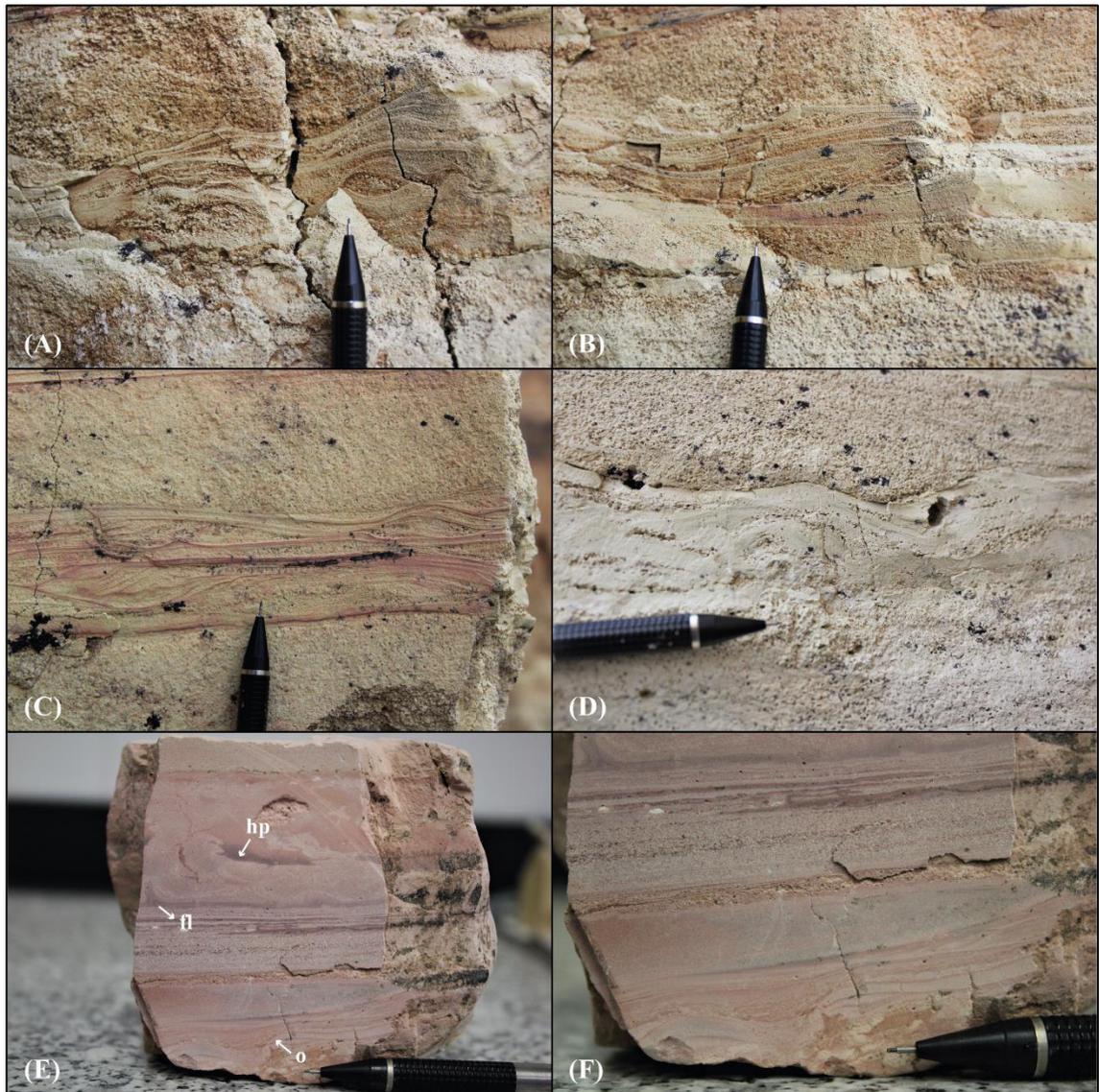


Figura 66. Tobas con laminación ondulosa u ondulitas. (A) Toba fina con ondulitas <3 mm de espesor. (B) Toba fina con ondulitas <5 mm de espesor. (C) Intercalación de toba fina y toba extremadamente fina, ésta última constituye la laminación ondulosa. (D) Toba fina con ondulitas <8 mm de espesor. (E) Muestra de mano con ondulitas (o) y estructuras hidro-plásticas (hp). La zona centro-superior contiene las estructuras plásticas de y flama (fl), mientras la zona inferior las ondulitas. (F) Acercamiento de la figura E. Presencia de ondulitas (zona inferior) y laminación paralela (zona superior).

En el Anexo 2 se presentan las tres columnas litoestratigráficas realizadas en el área de estudio (CLEP1, CLEP2 y CLEP3), así como el perfil compuesto generado a partir de las anterior, con las unidades y litofacies descritas anteriormente.



Figura 67. Superficie de estratificación de una toba fina masiva (Tb_{fm}). Ocasionalmente, se han identificado estructuras de carga (*load cast o flames*) en estas superficies. Se caracterizan por ser muy delgadas, de escasos milímetros de espesor, y sobre material extremadamente fino a fino.



Figura 68. Serie de estratos de toba extremadamente fina ($Tb_{ef/l}$) y toba fina ($Tb_{f/l}$). En ambas litofacies los estratos mantienen superficies de estratificación netas y espesores que oscilan entre los 10 mm y 30 cm. En ocasiones, los estratos pierden su apariencia tabular, esto debido a la alteración pervasiva del depósito.

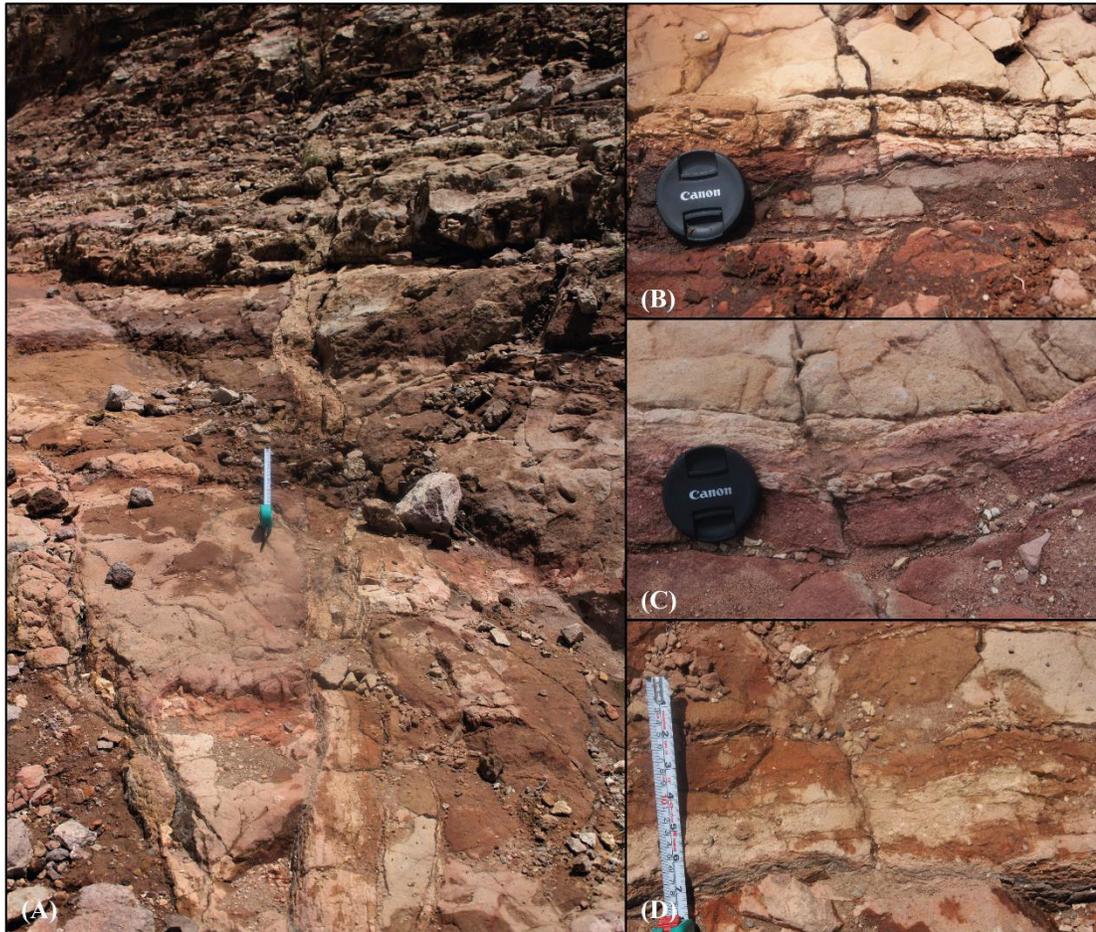


Figura 69. Toba fina con inyectita (Tb_{fit}). (A) inyectita con aproximadamente 20 m de largo. La inyección de material corresponde a fragmentos de diferentes tamaños de la SVG. De izquierda a derecha, se observa una secuencia grano-creciente, iniciando con ceniza extremadamente fina, gradando a ceniza media y finalizando con ceniza muy gruesa y lapilli fino esporádico. (B, C, D) fotografías a detalle de diferentes zonas de la estructura (A). Las coloraciones rojizas pertenecen a distintos niveles de oxidación y zeolitización de la inyectita.

La determinación de los tres grupos y las asociaciones de litofacies que estos contienen, sugieren que el material tobáceo de la SVG proviene de dos eventos o procesos volcánicos contemporáneos: (1) de flujos o corrientes piroclásticas de densidad distales y (2) de columnas eruptivas de composición riolítica; depositados en tres períodos de tiempo relativamente continuos. En el primer período, se estima, ocurrió el emplazamiento de una corriente piroclástica de densidad sostenida, en un ambiente subacuoso, el cual fue desplazado por la corriente casi constante, evitando la interacción corriente-agua, excepto

por su parte frontal. El material fue inyectado en las fracturas de la lava riolítica subyacente y desarrolló litofacies masivas y bien litificadas. El segundo período de tiempo involucra un ambiente subacuoso o subacuático, y la depositación de una columna eruptiva a manera de caída de ceniza. La depositación de ceniza extremadamente fina y la saturación de pómez a través del cuerpo de agua, hace posible el emplazamiento simultáneo de estos dos constituyentes, dando como resultado la litofacies Tb_{efmpd} . Subsecuentemente, las diferentes condiciones en el lecho subacuático (Ej. regímenes, velocidades, energía) permitieron la formación de laminaciones inferiores a los 10 mm de espesor y otras estructuras sedimentarias subacuosas, dando como resultado las litofacies $Tb_{ef//l}$, Tb_{efxl} y Tb_{eflond} , principalmente.

El tercer período de depositación está caracterizado por el emplazamiento simultáneo de corrientes piroclásticas de densidad distales y caída de ceniza proveniente de una columna eruptiva; esto en un ambiente subacuoso o subacuático intermitente. La primera, queda constituida por las litofacies de grano más grueso (Ej. Tb_{gm} , Tb_{mgm}), mientras la segunda, por las litofacies de grano fino, con presencia de laminación difusa e intercaladas entre litofacies de grano grueso (Ej. Tb_{efmm}). Finalmente, el ambiente subacuoso para este tiempo queda registrado en las inyectitas de la cima de la SVG (Tb_{fit}).

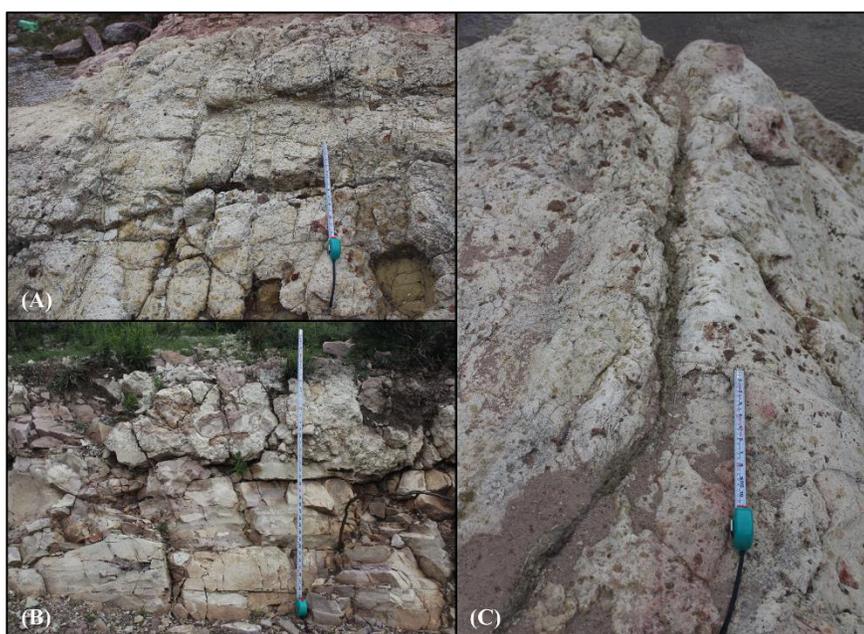


Figura 70. Características del grupo 1. (A) litofacies Tb_{mm} con presencia de fracturamiento en diferentes direcciones. (B) diques identificados sobre la lava riolítica subyacente. (C) fracturas rellenas por material arcilloso en Tb_{mm} .



Figura 71. Litofacies pertenecientes al grupo 2 de la SVG: (A) Toba extremadamente fina con estratificación paralela ($Tb_{ef//s}$), (B) Toba extremadamente fina con laminación paralela ($Tb_{ef//l}$), (C) Toba extremadamente fina con laminación ondulosa ($Tb_{ef}lond$).

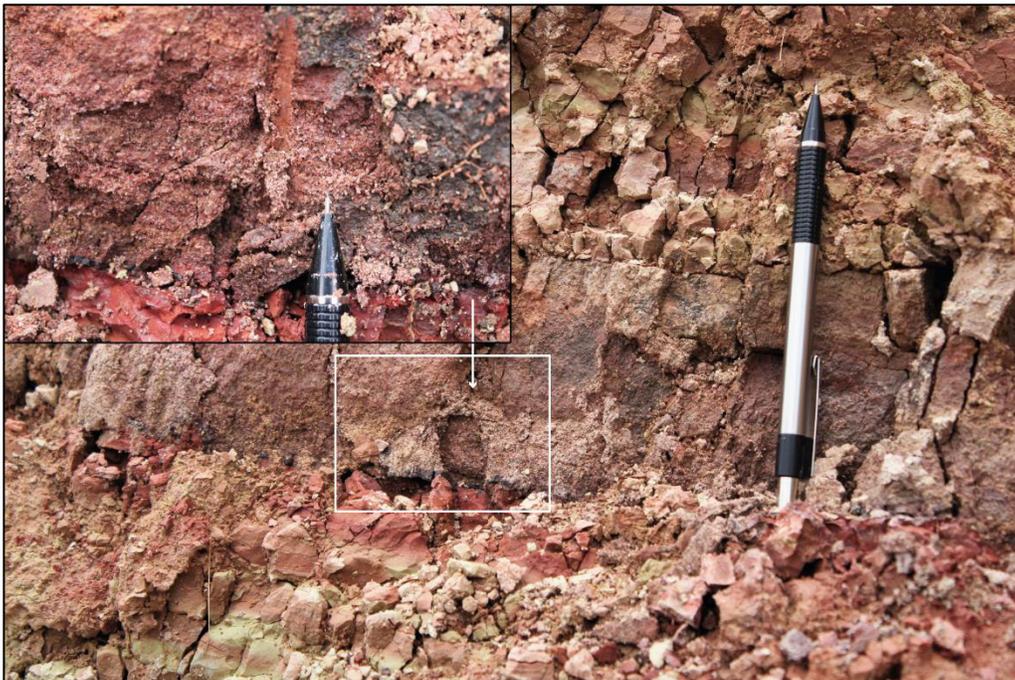


Figura 72. Litofacies toba gruesa masiva (Tb_{gm}). La Tb_{gm} corresponde a las litofacies con características diferentes a su grupo. Ésta se ubica en el grupo 2, cuando, por tamaño de grano, debería estar en el grupo 3.

6. MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LA SECUENCIA VOLCANICLÁSTICA GRANADAS

Cuando se estudia un depósito volcánico primario, los clastos juveniles, líticos y compuestos, son los componentes principales que permiten una caracterización vulcanológica y sedimentológica (White & Houghton, 2006). Estos componentes también presentan una mineralogía y química en particular, permitiendo expresar su origen, emplazamiento y eventos posteriores a ellos; es decir, la presencia de un componente inalterado o parcialmente alterado, refleja el evento geológico que lo originó, mientras que uno alterado (Ej. epidotizado, cloritizado, zeolitizado), indica factores de depositación o fluidos circundantes a la roca (Ramos-Arroyo, et al., 2004).

La mineralogía y geoquímica de la Secuencia Volcánico-clástica Granadas (SVG) ha sido analizada a partir de observaciones con microscopio binocular estereoscópico y corroborada con difracción y fluorescencia de rayos X, microscopía electrónica de barrido y espectrofotometría de emisión óptica. En los siguientes apartados, se presentan las asociaciones minerales, los resultados difractométricos y de microscopía electrónica, así como la distribución vertical y variabilidad geoquímica de elementos mayores y traza en la SVG.

6.1. Composición mineralógica de la SVG

El análisis mineralógico de la SVG permitió dividir a la secuencia en tres grupos: (A) los minerales primarios identificados sobre roca total, (B) los minerales presentes en las pómez *dropstone* y (C) los minerales de zeolitización o alteración pervasiva. Dentro del grupo A se localizaron los minerales de reacción continua y discontinua, de baja temperatura y correspondientes a rocas de composición félsica (Yoder, 1979), como son feldespatos potásicos en sus variedades ortoclasa, sanidina y microclina; plagioclasa albita, mica muscovita, cuarzo y cristobalita alfa (Figura 73). En el grupo B se encontraron

minerales primarios del grupo A (ortoclasa, cuarzo y cristobalita alfa) y minerales secundarios en forma de carbonatos y zeolitas (calcita, cebaita y clinoptilolita) (Figura 74). Para el grupo C se detectaron zeolitas de los conjuntos heulandita (heulandita y clinoptilolita), mordenita (mordenita) y chabasita (offretita) (Figura 75), asociados a sepiolita y palygorskita. La SVG también cuenta con intercalaciones de anhidrita por evaporación. Ésta se distribuye vertical y específicamente sobre dos metros de la secuencia, entre las superficies de estratificación y laminación de las tobas extremadamente finas (Figura 76).

6.1.1. Composición zeolítica de la SVG

Las estructuras volcánicas, así como sus consecuentes depósitos volcánicos y volcanoclásticos, tienen la característica de desarrollar, en su interior o entorno, alteraciones geomorfológicas que propicien la formación de pequeños hasta enormes cuerpos subacuáticos, denominados *lagos efímeros* y *lagos volcánicos*, respectivamente (Christenson, et al., 2015). Los lagos efímeros y volcánicos, al entrar en contacto con material recién erupcionado rico en sílice y álcalis, son los responsables de violentas reacciones hidrotermales que, simultáneamente, generan importantes depósitos zeolíticos en el área (Smart, et al., 1995; Chipera, et al., 2008). La SVG, como se observa en los difractogramas de las Figuras 73, 74 y 75, está constituida por grupos zeolíticos que, en conjunto, muestran un depósito con alteración uniforme (Figura 77).

La heulandita y clinoptilolita son las zeolitas con mayor abundancia, pues se localizan homogéneamente a través de toda la secuencia volcanoclástica. Las concentraciones de mordenita y offretita varían de acuerdo a su posición estratigráfica, siendo mínimas en las zonas basales y media, y mayores hacia la cima del depósito. Los análisis por MEB permitieron examinar la textura, morfología y química de las zeolitas. La heulandita y clinoptilolita presentan un hábito prismático y una textura donde la segunda se encuentra rodeando a la primera (Figura 78a, Figura 78b), debido a su alto contenido. Los resultados EDS muestran una serie rica en sílice con cationes intercambiables de Na, K, Ca, Ba y Sr. La mordenita tiende a ser esférica y fibrosa, similar

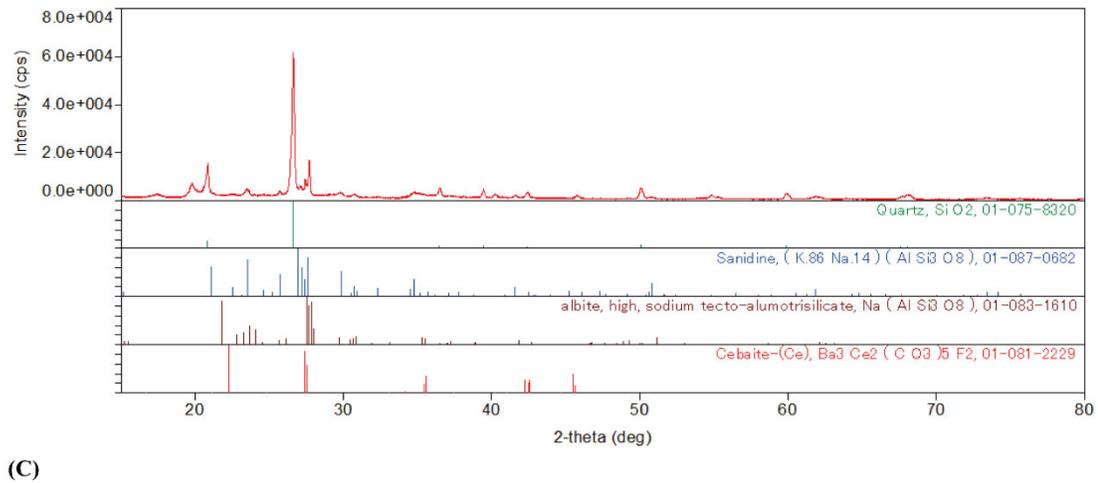
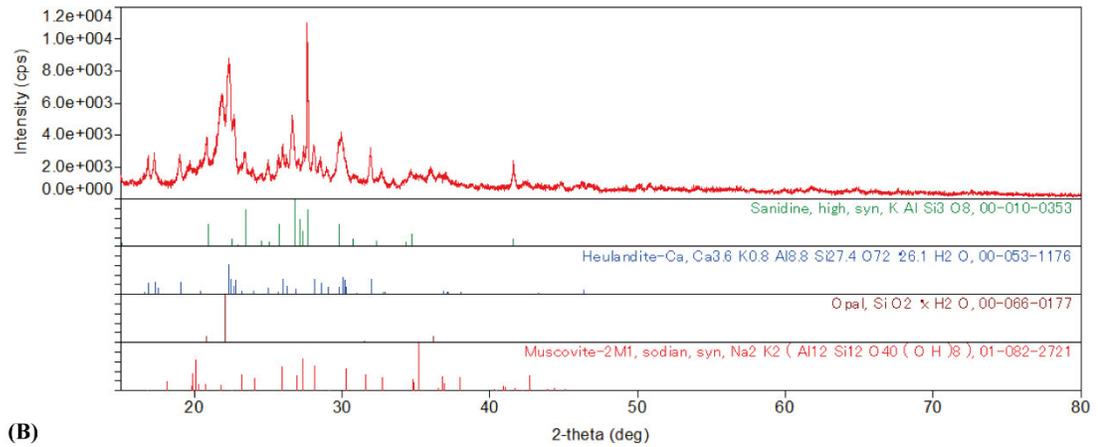
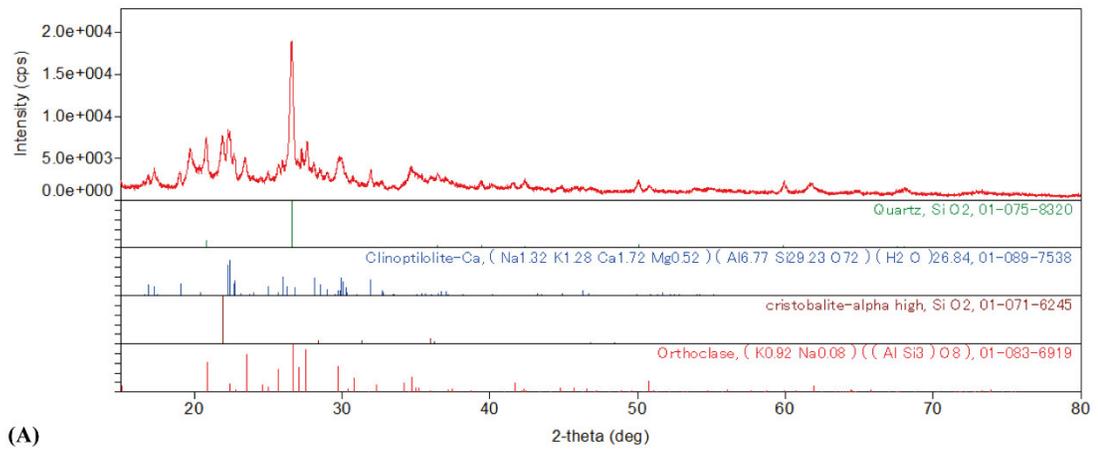


Figura 73. Patrones de difracción de rayos X de muestras analizadas como roca total. Las figuras (A) y (B) muestran la mineralogía constituyente de las tobas extremadamente finas, mientras que (C) los constituyentes de la toba muy fina con pellets.

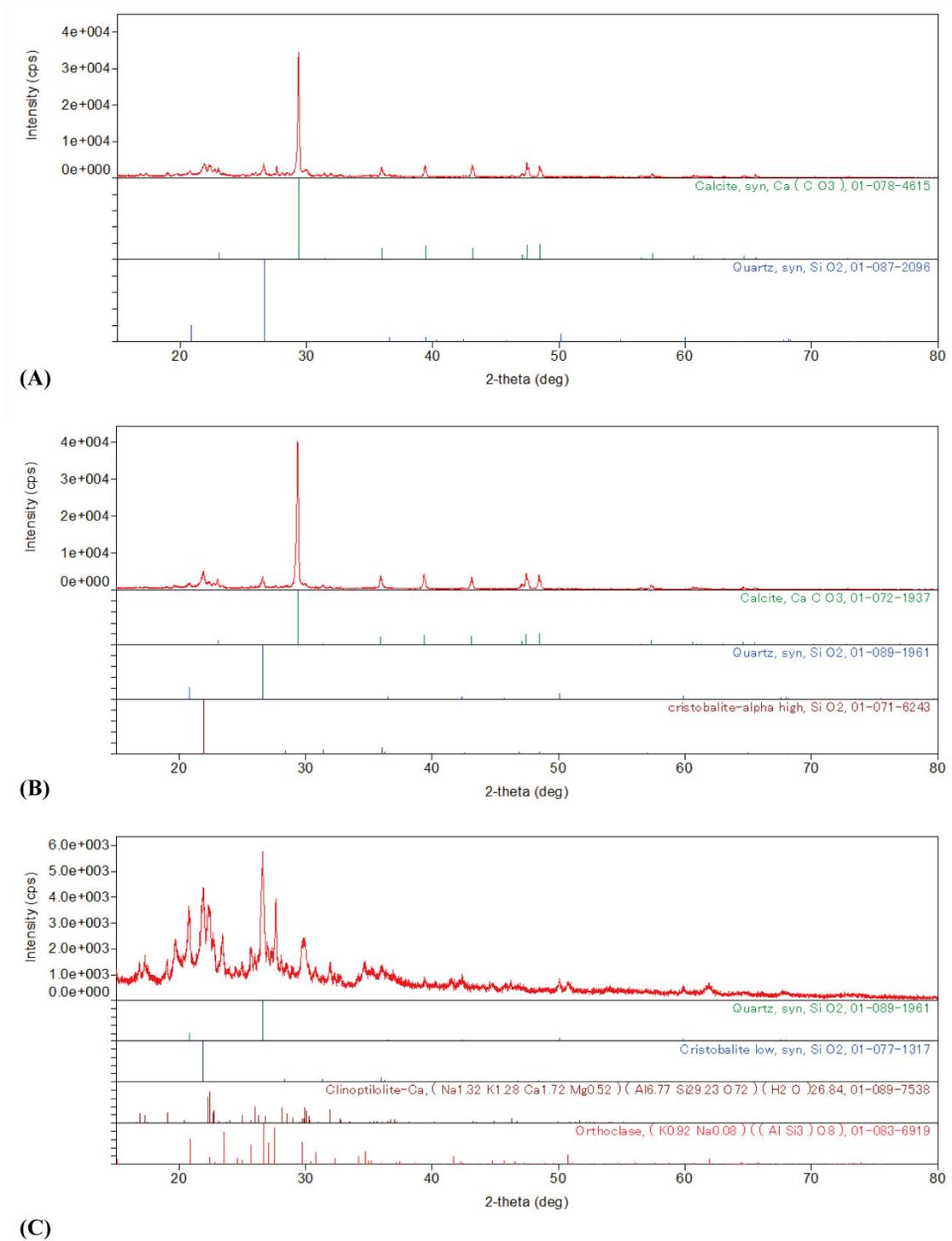


Figura 74. Patrones de difracción de rayos X de pómez dropstone extraídas de tobas extremadamente finas. Las figuras (A) y (B) contienen calcita resultado de la alteración del depósito, en tanto (C) presenta una mineralogía con menor alteración química.

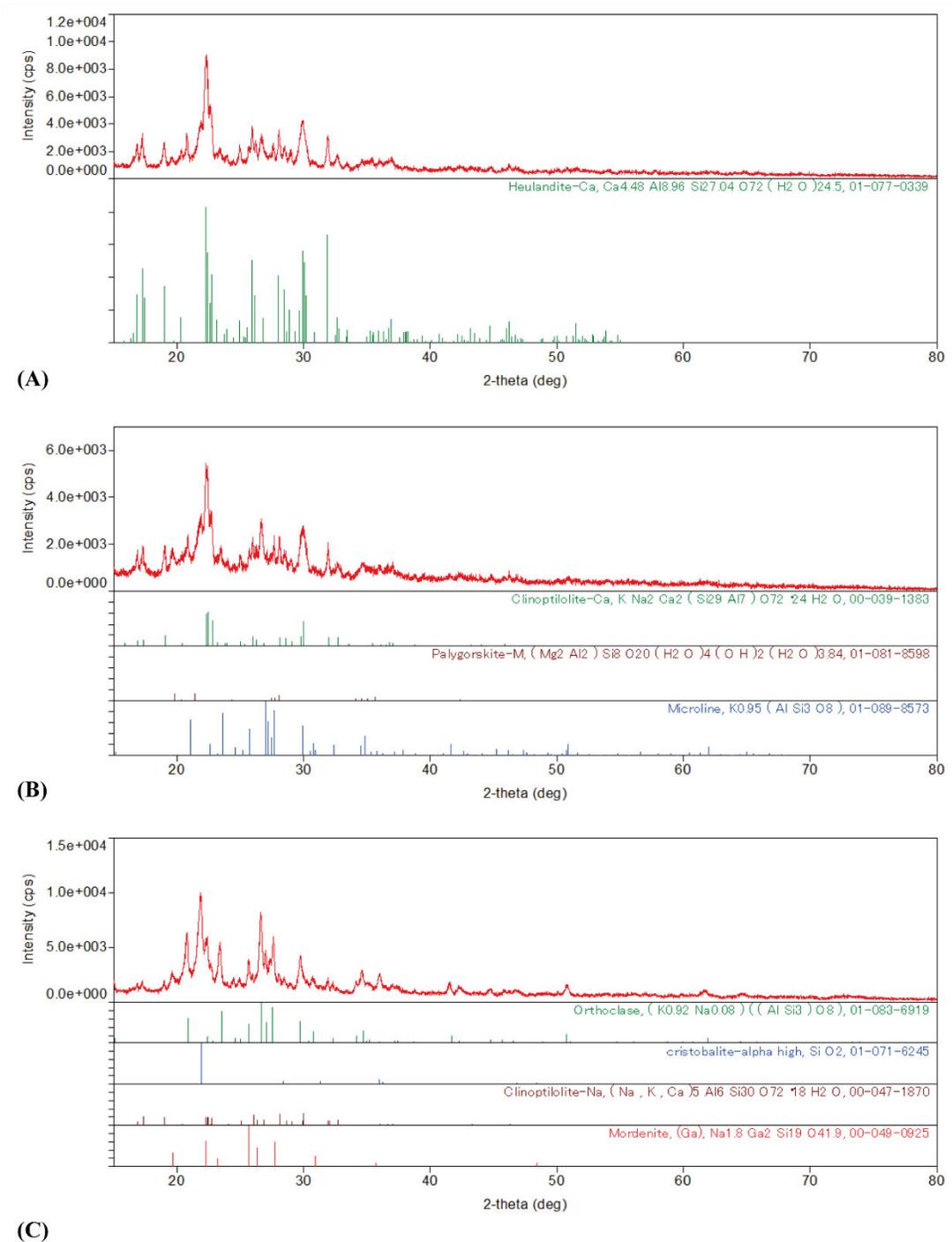


Figura 75. Patrones de difracción de rayos X de muestras analizadas como roca total que presentan el contenido zeolítico de la SVG. La figura (A) corresponde a una muestra fuertemente zeolitizada bajo el mineral heulandita. La figura (B) muestra la asociación zeolita-acilla entre la clinoptilolita y palygorskita. La figura (C) contiene dos grupos zeolíticos (heulandita y mordenita) en sus variables clinoptilolita y mordenita.

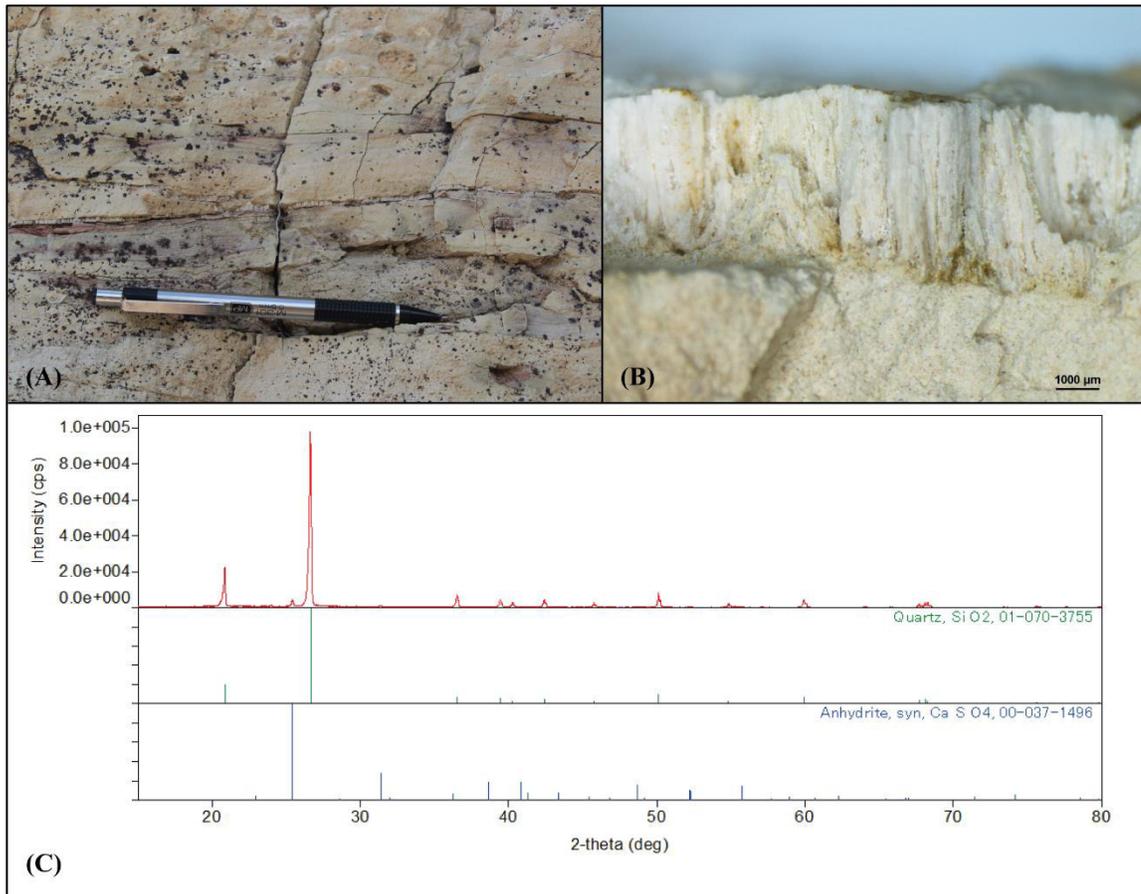


Figura 76. Anhidrita ubicada entre las superficies de estratificación y laminación de tobas extremadamente finas, (A) corresponde a una sección del depósito con anhidrita de 5mm, (B) a la anhidrita vista desde el estereoscopio binocular y (C) al patrón de difracción de rayos X de la muestra analizada.

a una estrella (Figura 78e, Figura 78f) (Jiménez-Cedillo, 2004; Chipera, et al., 2008). Generalmente se localiza rellenando cavidades y rodeando líticos de composición riolítica. La offretita, constituida por los cationes K y Ca, es perfectamente esférica, cristaliza por encima de las demás zeolitas y permite inferir una secuencia paragenética local de zeolitización (Jiménez-Cedillo, 2004) (Figura 78d).

6.2. Geoquímica de elementos mayores

La determinación de elementos mayores en rocas ígneas y sedimentarias permite expresar la composición química y tipo de roca (ígneas, protolito o sedimentaria) a través

de diagramas de clasificación y procedencia (Ewart, 1982; Bathia & Crook, 1983; LeBas, et al., 1986; Herron, 1988). En rocas volcaniclásticas la interpretación geoquímica se expresa por medio de diagramas binarios y variaciones en las concentraciones de Si, Al, Ti, Fe, Ca, K y Na (Navarro, et al., 2006; Marantos, et al., 2008; Wang, et al., 2011). Para la SVG los resultados de elementos mayores se obtuvieron de tobas y pómez aisladas (Anexo 1) analizadas por fluorescencia de rayos X, los cuales se muestran en la Tabla 5.

Tabla 5. Resultados obtenidos del análisis geoquímico en roca total (R. Total), pómez y anhidrita para óxidos mayores (resultados en wt%).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
R. Total											
GR-01	45.53	0.167	10.75	1.13	0.169	0.815	16.73	0.124	3.46	0.057	20.28
GR-07	60.63	0.287	16.64	2.40	0.014	0.692	1.57	0.319	3.80	0.108	11.89
GR-08	55.06	0.324	19.62	1.86	0.012	0.450	1.66	0.308	4.24	0.089	13.65
GR-09	50.42	0.638	23.61	1.31	0.027	0.084	1.47	0.194	7.79	0.237	10.06
GR-10	72.30	0.112	13.51	1.00	0.188	0.156	0.14	0.101	8.87	0.029	2.79
GR-13	69.11	0.419	11.87	2.73	0.019	0.550	1.04	0.285	5.52	0.092	7.19
GR-16	62.40	0.096	14.91	1.23	0.010	0.295	1.99	0.630	4.26	0.035	12.16
GR-18	66.18	0.225	13.49	1.90	0.032	0.419	1.74	0.539	3.94	0.057	9.99
GR-19	62.53	0.644	14.87	3.34	0.085	0.874	1.29	0.411	5.59	0.088	9.46
GR-20	66.76	0.282	11.64	3.76	0.091	1.163	1.41	0.682	4.10	0.051	10.06
GR-21	65.45	0.300	12.34	3.44	0.030	0.866	1.89	0.516	3.91	0.076	11.09
GR-24	66.02	0.301	12.65	2.50	0.026	0.690	1.72	0.542	4.34	0.052	10.85
GR-25	68.20	0.197	12.22	1.96	0.012	0.629	1.90	0.568	3.99	0.033	9.61
GR-26	69.46	0.219	9.47	2.79	0.024	0.840	1.75	0.226	3.48	0.048	11.81
GR-27	72.51	0.079	13.23	1.10	0.005	0.210	0.66	0.346	6.98	0.020	3.94
GR-28	61.39	0.090	18.23	0.91	0.029	0.436	1.30	0.101	2.68	0.018	11.68
Pómez											
GR-01p	39.23	0.032	8.12	0.36	0.170	0.445	23.63	0.095	2.10	0.079	24.34
GR-02p	65.61	0.144	14.42	2.29	0.051	0.905	1.99	0.197	3.35	0.048	11.84
GR-04p	37.17	0.051	5.97	0.58	0.117	0.687	29.17	0.043	1.32	0.013	28.13
Anhidrita											
GR-13a	88.90	0.079	3.66	1.15	0.007	0.208	2.06	0.113	1.09	0.077	1.86

Los resultados de análisis químicos por FRX arrojan concentraciones de SiO₂ que varían entre 45.53 y 72.51% para roca total, y entre 37.17 y 65.61% en pómez. El TiO₂, en todas las muestras, es <1%, siendo el valor más bajo 0.032% y 0.644% el más alto. Para el Al₂O₃ se registran valores muy bajos, como es el caso de las muestras GR-13a y

GR-04p, con 3.66 y 5.97%, respectivamente; así como valores muy altos de 18.23 y 23.61% en las muestras GR-28 y GR-09, respectivamente. En comparación con un depósito volcanoclástico primario generado a partir de caída de ceniza y flujos piroclásticos, al noreste de Grecia, el contenido de Fe_2O_3 se mantiene estable entre 0.36% y 3.76% (Marantos, et al., 2008). Los contenidos de MnO, MgO y P_2O_5 son muy bajos; el valor máximo en MnO es 0.188%, mientras que en MgO y P_2O_5 son 1.163% y 0.237%, correspondientemente. Para el CaO los valores más altos coinciden con los valores más altos de pérdida por calcinación (LOI), esto en las muestras GR-01, GR-01p y GR.04p. Finalmente, el K_2O oscila entre 2.68 y 8.87% para roca total, y entre 1.09 y 3.35% en pómez y anhidrita.

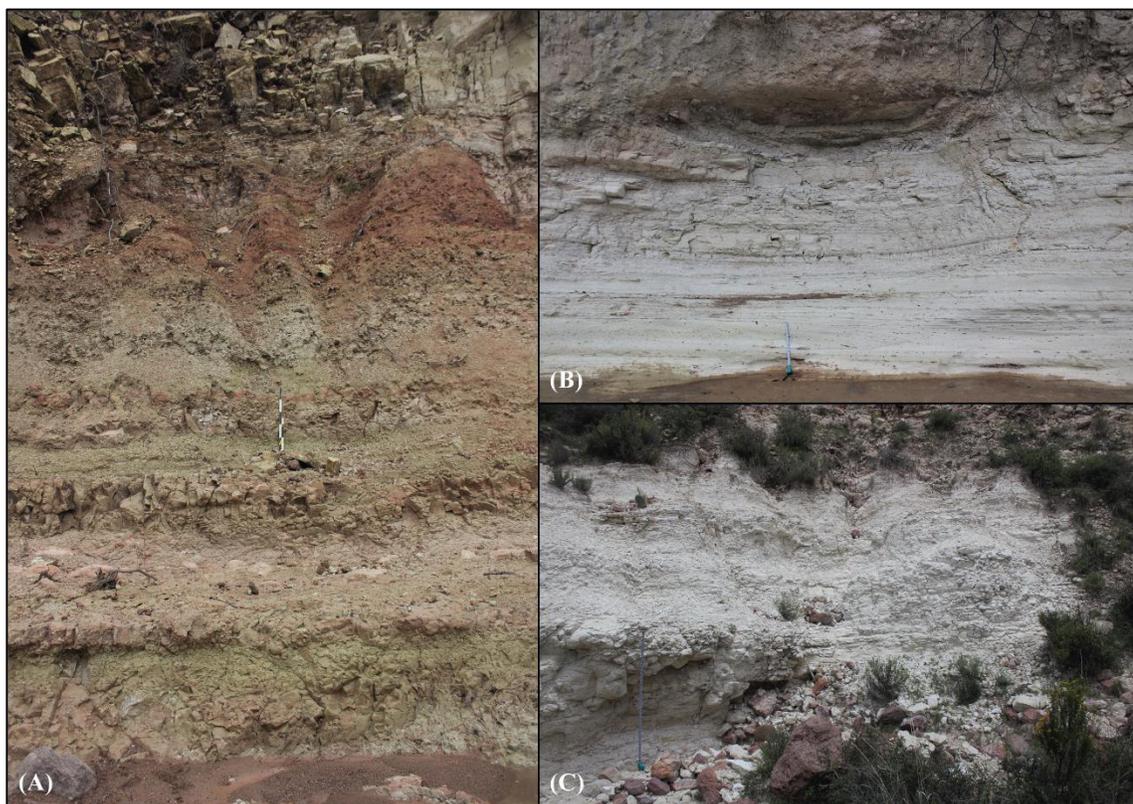


Figura 77. Zeolitización pervasiva de la SVG. Los afloramientos fueron localizados dentro del arroyo El Paxtle y corresponden a porciones de las columnas litoestratigráficas levantadas (A) porción basal de la CLEP1, (B) porción basal y media de la CLEP2 y (C) porción basal y media de la CLEP3.

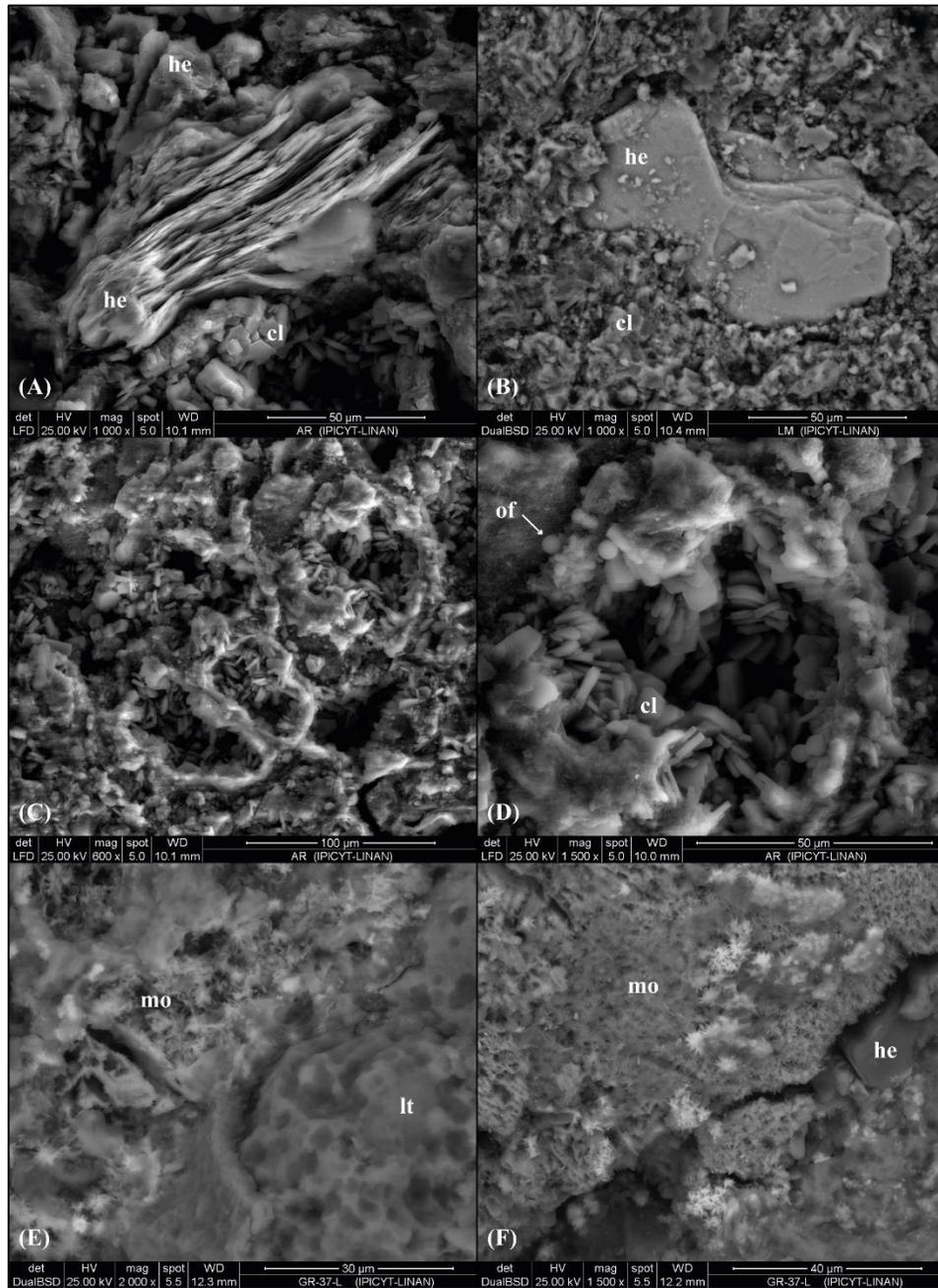


Figura 78. Micrografías MEB de tobas zeolitizadas. (A) cristal de heulandita (he) en vista transversal, rodeado de otros cristales de heulandita y clinoptilolita (cl). (B) cristal de heulandita en una matriz de clinoptilolita sin acondicionamiento de NaCl. (C) vista general de clinoptilolitas relleno de cavidades y sustituyendo minerales primarios en superficie. (D) acercamiento de una cavidad constituida por cristales prismáticos perfectos y esféricos de clinoptilolita (cl) y offretita (of), respectivamente. Los cristales de offretita se desarrollan sobre los cristales de clinoptilolita. (E y F) cristales fibrosos y en forma de estrella de mordenita (mo). La mordenita tiende a ser parte de la matriz de las tobas y, por ende, rodea líticos, pómez, cristales y otros constituyentes.

6.2.1. Variación geoquímica entre elementos mayores

Los diagramas Harker, realizados para la interpretación geoquímica de óxidos mayores en la SVG, muestran relaciones lineales en las combinaciones de SiO_2 versus Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 y P_2O_5 (Figura 79). La pérdida por calcinación (LOI) también registra relaciones lineales frente a SiO_2 , K_2O y CaO . Esta última relación (LOI/ CaO) muestra tres excepciones a la línea de tendencia, las cuales se han interpretado como muestras mayormente alteradas o zeolitizadas (Figura 80). Otras tendencias parcialmente lineales son: Fe_2O_3 vs TiO_2 , Fe_2O_3 vs MgO , Fe_2O_3 vs MnO , TiO_2 vs K_2O , TiO_2 vs P_2O_5 y MgO vs MnO (Figura 81).

En petrología ígnea, cuando el Al_2O_3 decrece continuamente se interpreta como el inicio de la cristalización de plagioclasa y feldespato potásico, tomando Al para su formación; por otra parte, el incremento de Na_2O y K_2O es resultado de la no incorporación de éstos a minerales en cristalización, conservándose en el líquido residual (Rodríguez-G, et al., 2017). Sin embargo, en los depósitos volcanoclásticos los procesos de alteración pueden modificar significativamente los elementos mayores, especialmente los más móviles como son el Na_2O , K_2O y CaO (Gill, 2010). De acuerdo con la pérdida de calcinación (LOI mayormente por arriba del 3%), las tobas de la SVG sufrieron grandes cambios durante su emplazamiento y, por lo tanto, los resultados de óxidos mayores no revelan una química verdadera del depósito original.

Los números de pérdida por calcinación sugieren que las tobas, como las pómez, han sufrido grandes cambios en su composición química, siendo éstas últimas la fracción con mayor pérdida en cuanto a su composición original se refiere. Los diagramas Harker demuestran que, a mayor alteración del depósito (mayor % en LOI), la cantidad de SiO_2 y K_2O disminuye, mientras que el CaO aumenta (Figura 80).

En secuencias volcánicas de composición máfica es común identificar tendencias lineales negativas en los diagramas tipo Harker para el Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO y P_2O_5 ; pues indican el inicio de la cristalización fraccionada de sus minerales, como es el caso del olivino o el apatito (Johnson, et al., 2003; Aminov, et al., 2017). En el caso de secuencias

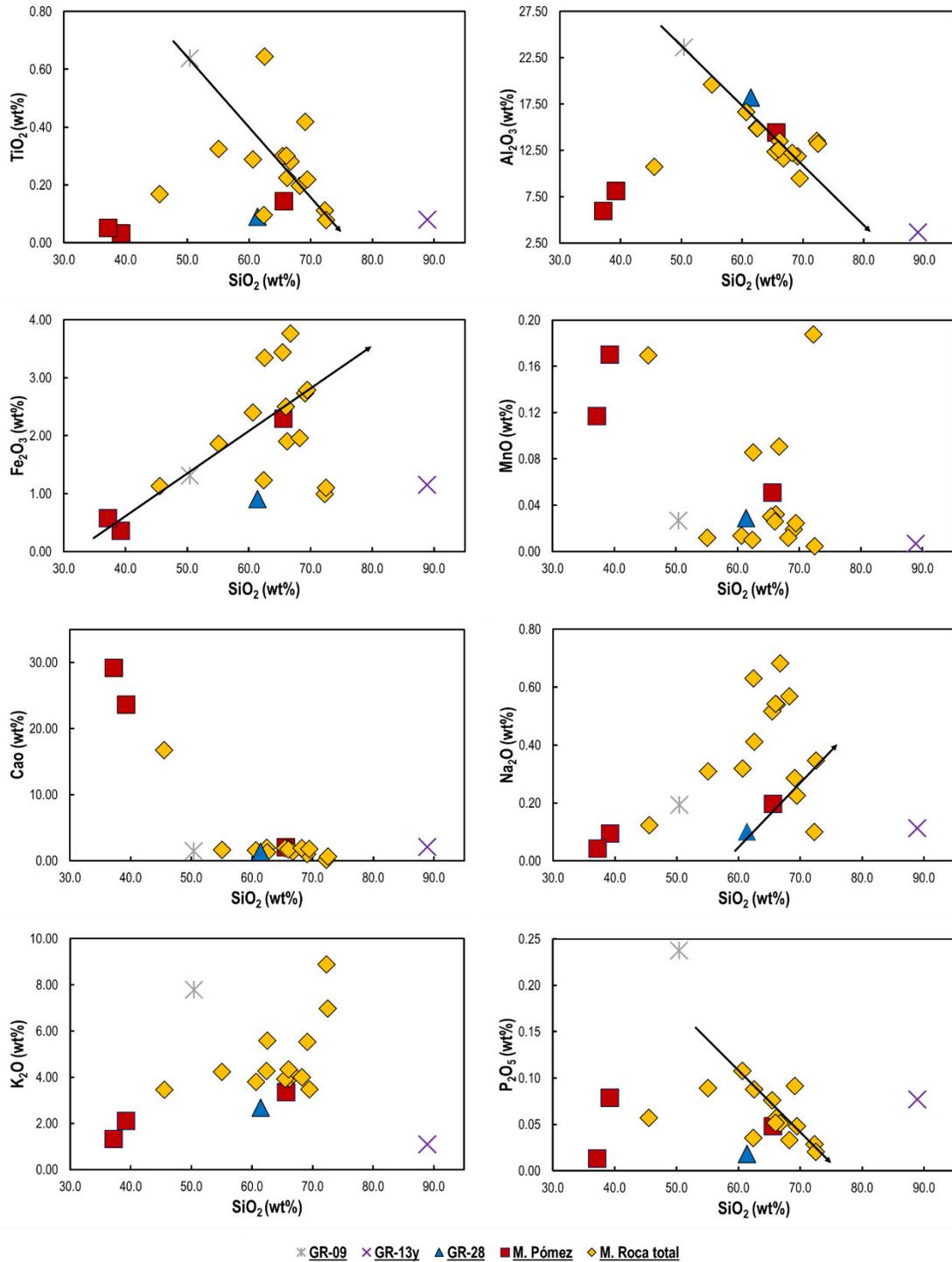


Figura 79. Diagramas de variación tipo Harker de SiO₂ frente a otros óxidos mayores. Los diagramas, así como las relaciones lineales de los mismos, revelan una evolución geoquímica del depósito volcanoclástico (M. Roca total); asimismo, en su mayoría, las muestras de pómez evidencian una química muy bien marcada orientada hacia una fuerte alteración del depósito volcanoclástico.

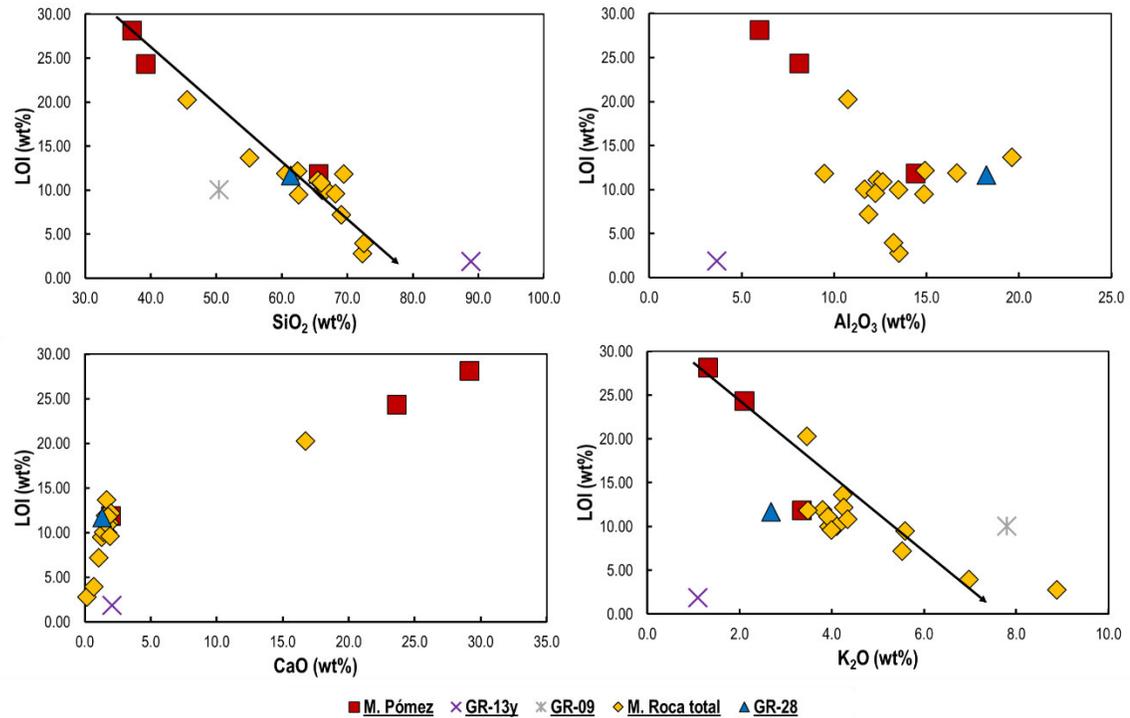


Figura 80. Diagramas de variación tipo Harker de LOI vs SiO₂, Al₂O₃, CaO y K₂O. Los diagramas LOI vs SiO₂ y LOI vs K₂O revelan una relación lineal inversa donde, al aumentar el valor de LOI, la concentración de óxidos disminuye, sugiriendo una pérdida importante de material químico original. Inversamente, LOI vs CaO muestra una relación lineal directa, sugiriéndolo como un óxido efecto de la alteración del depósito.

volcaniclasticas, estos óxidos muestran tendencias lineales positivas debido a la precipitación del Fe y Ti en forma de minerales secundarios (Marantos, et al., 2008; Aminov, et al., 2017). En los diagramas tipo Harker realizados para la SVG, mayoritariamente, se observan tendencias positivas (Figura 81), sugiriendo que la presencia de ellos es producto de la alteración supergénica del depósito.

6.2.2. Distribución vertical de elementos mayores

La movilidad de los elementos mayores, que sucede en los ambientes geológicos primarios y secundarios, puede ser representada gráficamente por medio de la distribución vertical o migración de los elementos a través de un depósito; de este modo, es posible definir una secuencia de cambios y procesos geológicos (Ej. intemperismo, erosión, sedimentación, diagénesis, acción biológica) que ocurrieron durante la formación y

evolución del mismo, desencadenando en la acumulación o dispersión de los elementos mayores (Barzoi & Seclaman, 2010; Guadagnin, et al., 2015). Para la interpretación de la distribución vertical de los elementos mayores en la SVG se seleccionaron aquellas muestras pertenecientes a facies con características independientes (Ej. tamaño de grano, estructura sedimentaria, composición mineralógica, grado y tipo de alteración), a fin de determinar la evolución geoquímica del depósito.

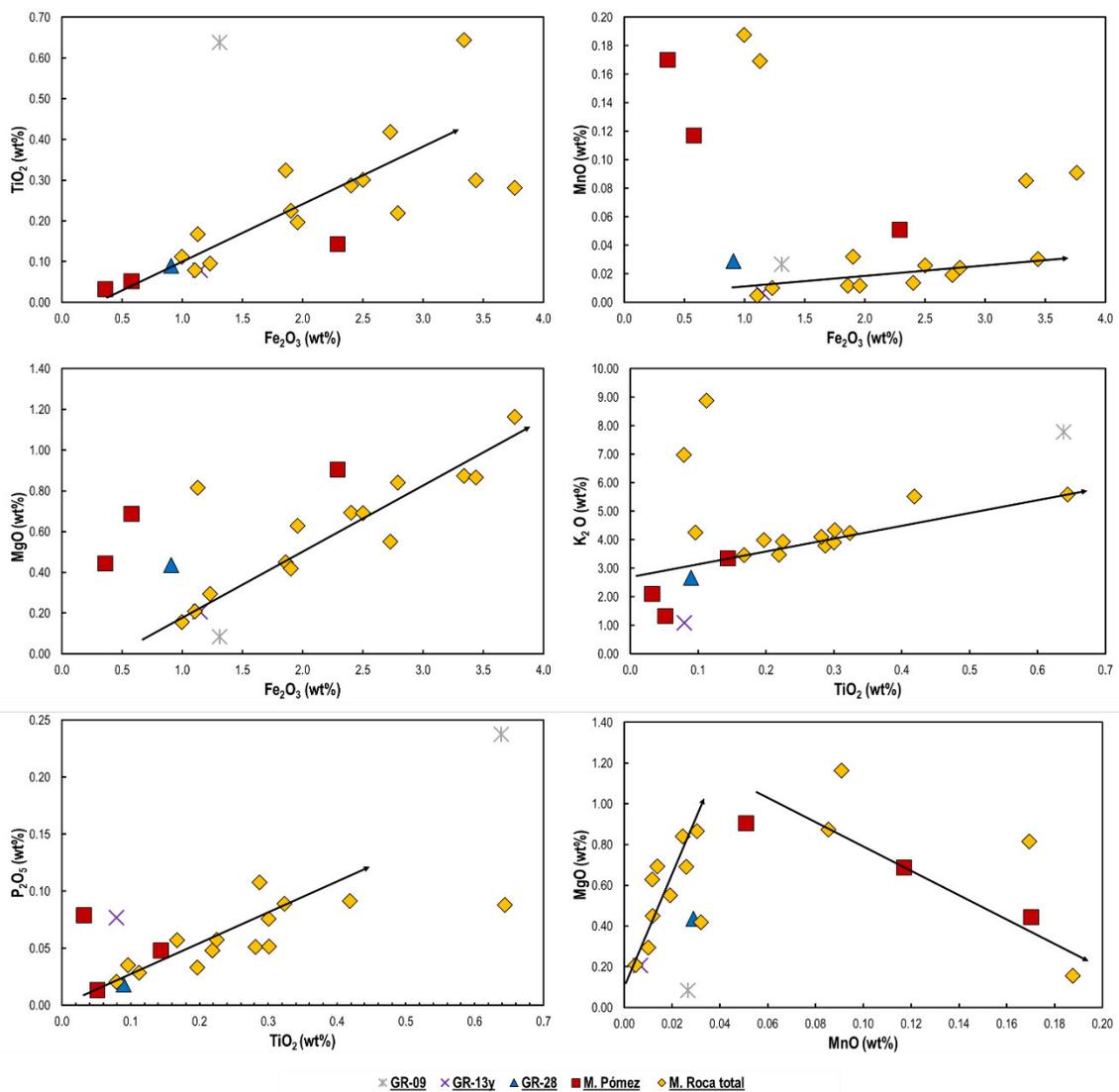


Figura 81. Diagramas de variación tipo Harker de óxidos mayores. Las tendencias lineales positivas sugieren una alteración supergénica del depósito, producto de la precipitación del Fe y Ti.

Se observó que las tobas de la SVG presentan alta variabilidad durante los primeros 12 m de secuencia en los conjuntos SiO_2 , Al_2O_3 y K_2O (Figura 82), mientras que en F_2O_3 y MgO , la alta variabilidad se mantiene hasta los 20 m (Figura 82). El CaO muestra valores relativamente bajos y constantes durante la secuencia, a excepción de la muestra GR-01, donde se presenta un mayor porcentaje de LOI y pómez zeolitizadas (Figura 82). Por su homología con rocas ígneas y, de acuerdo a su contenido de SiO_2 (72.30 a 72.51%) presente en las rocas con relativo bajo índice de alteración ($\text{LOI} \leq 4$), las tobas de la SVG tienen una composición química inicial y final ácida (71.51 y 69.46%, respectivamente), que cambia a básica-intermedia al aumentar el LOI en los primeros 12 m de secuencia (Figura 82). Al hacer una comparación de la granulometría con las gráficas de distribución, se observó que a tamaños de grano más fino las oscilaciones en las concentraciones son considerablemente mayores que en las tobas de grano más grueso (Figura 82, Anexo 1), interpretándose que las zonas basal y media inferior presentan una química producto de la afectación de distintos procesos geológicos durante y después del emplazamiento; química mayormente evolucionada comparada con las zonas media superior y superior de la secuencia.

6.2.3. *Elementos mayores vs unidades volcánicas adyacentes*

Establecer similitudes y diferencias geoquímicas entre depósitos volcánicos y volcaniclasticos primarios en un cuadrángulo de estudio es importantes, pues los depósitos volcaniclasticos no conservan la química de la fuente que los originó, sino que éstos han ido evolucionando debido a procesos químicos externos (meteorización y erosión química) (Ramos-Arroyo, et al., 2004). Compararlos con depósitos volcánicos primarios adyacentes permite identificar firmas geoquímicas entre estos y, de este modo, localizar la posible fuente generadora del material del depósito volcaniclastico (Marantos, et al., 2008). En base a esto, este apartado comparará la geoquímica, obtenida por P. Sieck, de las unidades volcánicas *lava riolítica*, *Ignimbrita Villa García* e *Ignimbrita Loreto*, frente a la geoquímica de la Secuencia Volcaniclastica Granadas, con la finalidad de identificar posibles firmas geoquímicas entre ellas.

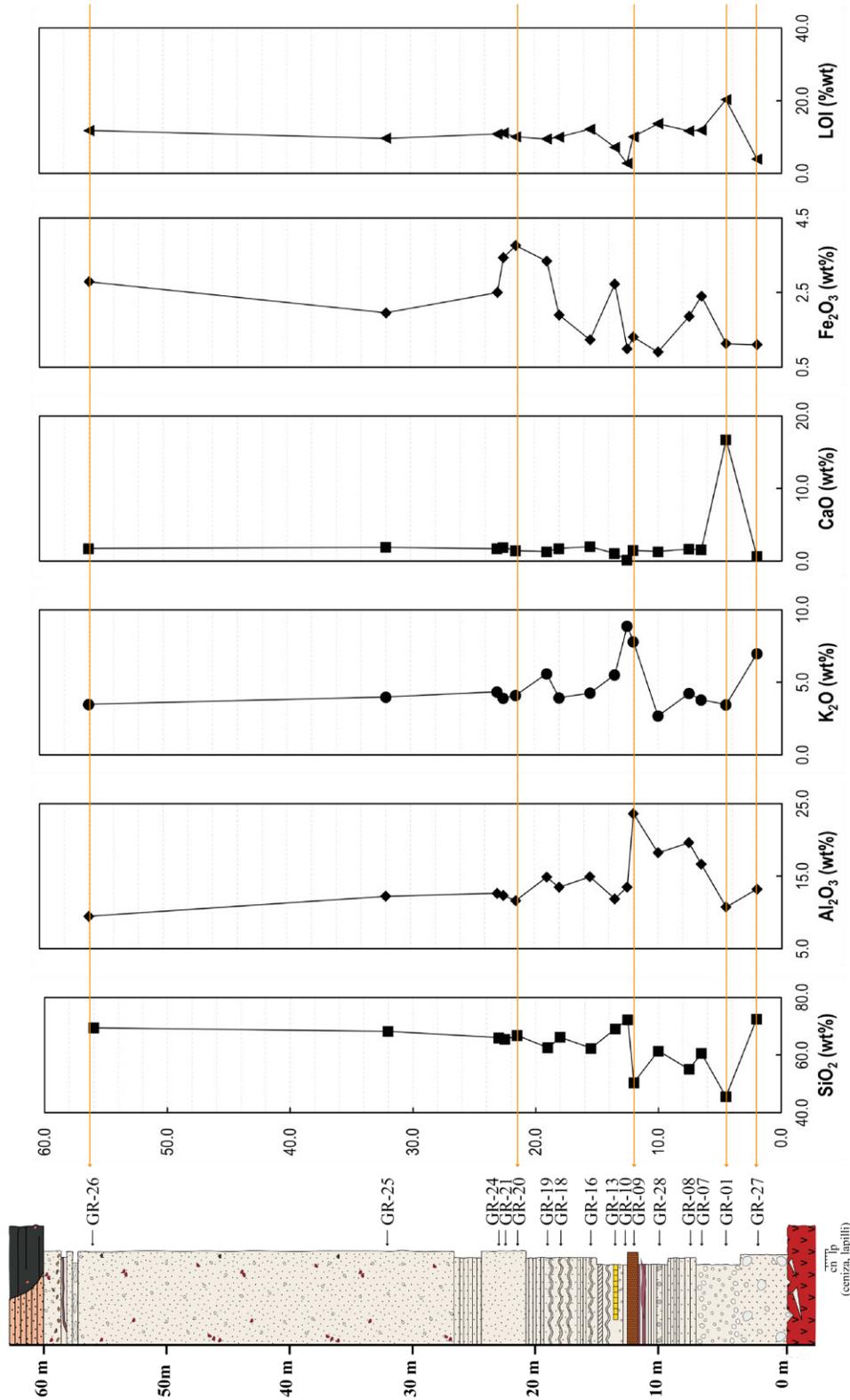


Figura 82. Distribución vertical de los óxidos mayores SiO₂, Al₂O₃, K₂O, CaO y Fe₂O₃, así como de los valores obtenidos en pérdida por calcinación (LOI). Al lado derecho de la columna litoestratigráfica se presentan las muestras extraídas del depósito volcánico, las cuales fueron analizadas por FRX y DRX. Las líneas laterales rojas corresponden a valores identificados en capas guía de la SVG (Ej. GR-28: Toba muy fina con pellets).

Los diagramas de variación tipo Harker muestran una geoquímica similar entre las unidades lava riolítica, Ignimbrita Villa García e Ignimbrita Loreto en las combinaciones de SiO₂ versus TiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃ y K₂O, pues sus muestras se localizan agrupadas en un sector del diagrama (composición riolítica), mientras las muestras de la SVG presentan gran dispersión (Figura 83). No obstante, cuando las muestras de la SVG forman líneas de tendencia positivas o negativas, estas agrupaciones se localizan hacia algún extremo de la tendencia (Ej. SiO₂ vs Al₂O₃) (Figura 83). Asimismo, las muestras con valores altos en SiO₂ ($\geq 70\%$) y bajos en LOI (≤ 4.0) coinciden en los grupos de las unidades volcánicas riolíticas (Figura 83).

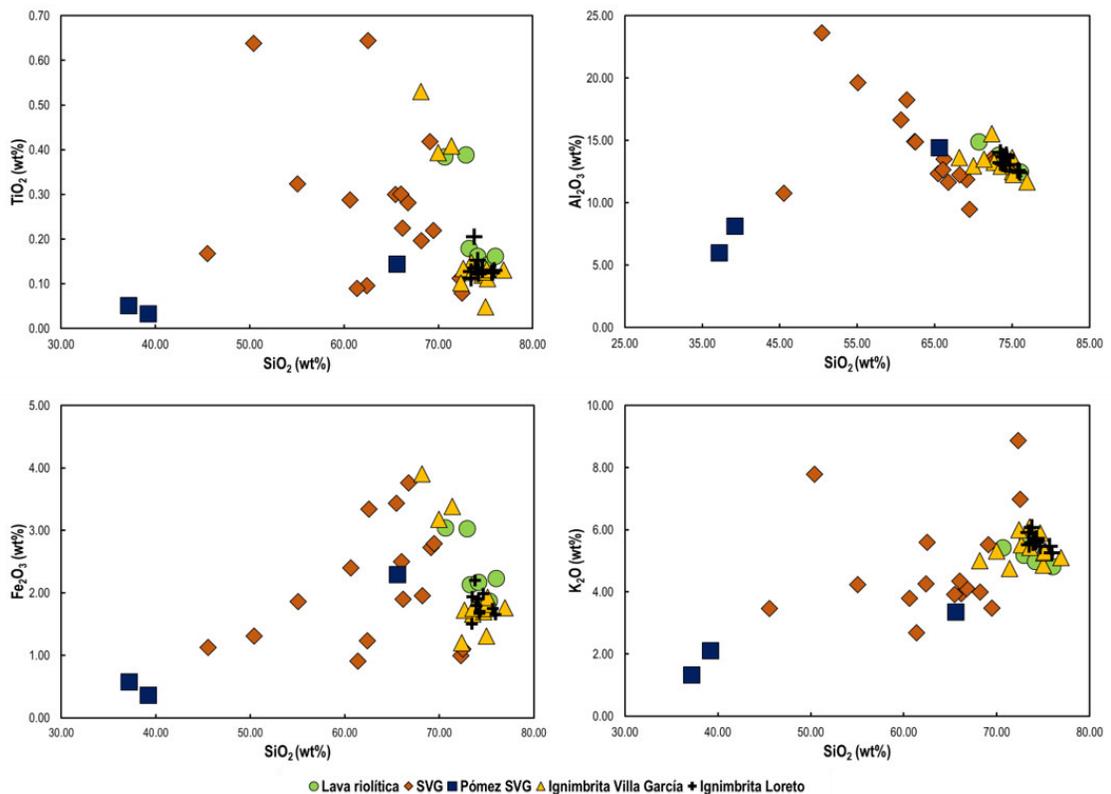


Figura 83. Diagramas de variación tipo Harker de SiO₂ frente a otros óxidos mayores. Los diagramas revelan una química similar entre las unidades volcánicas (composición riolítica), mientras las muestras de la SVG se encuentran dispersas en todos los diagramas.

Para comprobar la condición anterior, se generaron diagramas binarios donde se graficó el LOI versus SiO₂, Al₂O₃ y K₂O (Figura 84). Se observó que el SiO₂ guarda una

relación directa con todas las unidades, incluida la SVG, cuando se grafica con LOI, pues se genera una línea de tendencia, donde la agrupación de las unidades riolíticas coincide con el extremo inferior derecho (Figura 84), sugiriendo que las tobas que constituyen la SVG presentaban el mismo contenido de SiO₂, el cual fue descendiendo al aumentar el porcentaje de alteración (LOI). Por otra parte, las muestras en Al₂O₃ y K₂O (Figura 84) también coinciden con las agrupaciones cuando éstas no presentan valores altos en LOI.

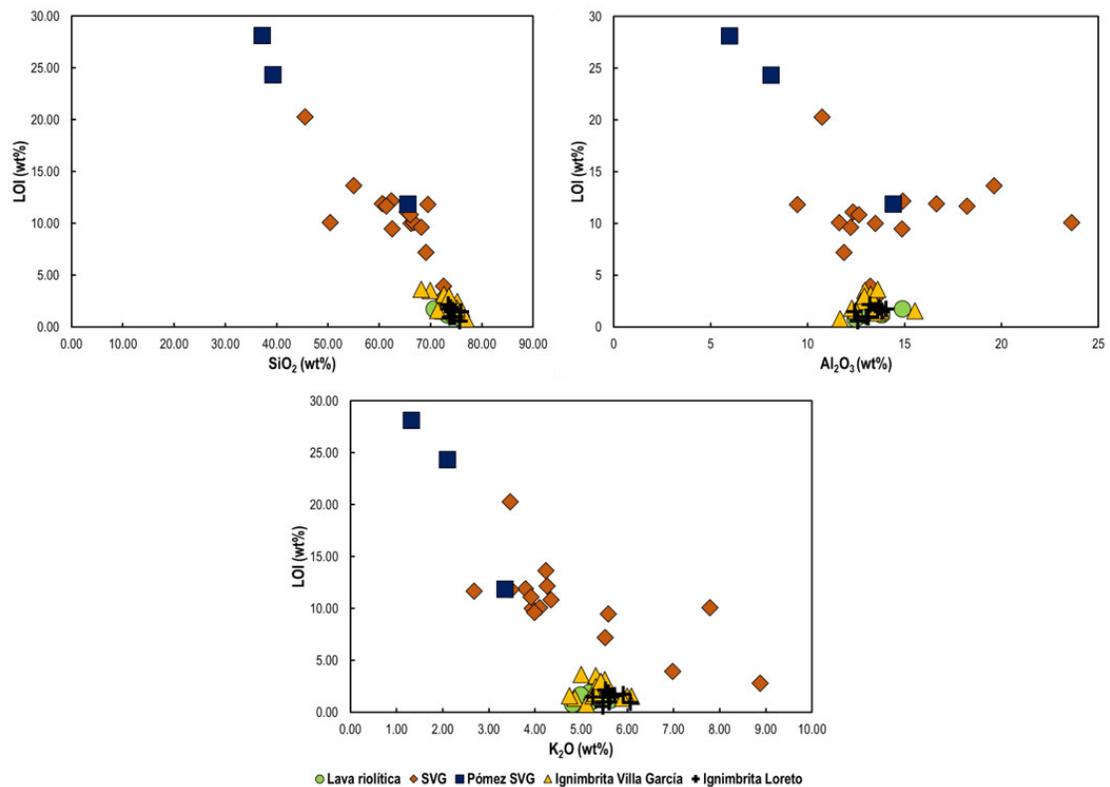


Figura 84. Diagramas de variación tipo Harker de LOI vs SiO₂, Al₂O₃ y K₂O. Las muestras con los valores más bajos en LOI de la SVG se ubican dentro de las agrupaciones generadas por las unidades volcánicas riolíticas adyacentes.

6.3. Geoquímica de elementos traza

El análisis químico por elementos traza se realizó en elementos compatibles a moderada y altamente incompatibles, debido a la elevada movilidad que presentaron los óxidos mayores durante las pruebas de calcinación. Para su estudio, se seleccionaron cinco

muestras representativas, de las cuales, cuatro pertenecían a tobas y una a un clasto de pómez, analizándose por espectrofotometría de emisión óptica (ICP-OES) en el LAMBAMA del IPICYT (Tabla 6). Los valores más altos se identificaron en los elementos I, La y Sr, mientras que Co y U estuvieron por debajo del límite de detección. Comparado con otros depósitos volcániclos similares (Villa, et al., 2004; Marantos, et al., 2008), los resultados obtenidos aquí se localizan por debajo de las unidades descritas en los documentos, esto debido al tipo de espectrómetro utilizado en la bibliografía citada (ICP-MS) con la capacidad de minimizar interferencias poliatómicas y extender su límite de detección hasta obtener partes por billón (ppb) (Soares, et al., 2012).

Con la finalidad de localizar patrones que indiquen procesos de cristalización o formación de la roca protolito, se realizó una serie de diagramas binarios entre elementos traza, los cuales se presentan en los apartados siguientes.

Tabla 6. Resultados obtenidos de los análisis geoquímicos en roca total (R.T.) y pómez, por elementos traza (resultados en ppm).

	I	Co	Cr	Hf	La	Nb	Ni	Sc	Sr	Th	U	Y	Zr
R. T.													
GR-09	86.63	ND	2.18	2.35	7.32	5.32	0.79	1.56	157.93	4.39	ND	9.94	4
GR-26	218.81	ND	0.93	2.37	21.42	8.66	1.25	1.89	276.02	6.77	ND	17.78	8.82
GR-27	122.65	ND	1.42	2.35	23.49	4.35	0.54	0.49	248.43	8.62	ND	24.44	4.78
GR-28	9.47	ND	0.44	2.35	20.25	4.01	0.66	0.45	43.46	7.47	ND	9.38	3.72
Pómez													
GR-04p	121.35	ND	0.17	2.49	19.29	3.94	0.17	1.01	78.97	2.21	ND	9.24	3.35

6.3.1. Variación geoquímica entre elementos traza y mayores

En los diagramas binarios para elementos traza las condiciones identificadas fueron tendencias positivas, asociaciones de muestras y aislamiento de las mismas. Los diagramas realizados para el Th muestran esta relación en Nb, Ni, Sc, Sr e Y (Figura 85). Para el Nb y el Sc, en Ba, Ni y Sr (Figura 86). Frente a los óxidos mayores SiO₂ y Al₂O₃, la tendencia existe en Sr y Th para el primero, y en Cr y Ni para el segundo (Figura 87). Dentro de los diagramas del Th se identificó la agrupación de las muestras GR-27 y GR-

28 en Nb, Ni y Sc, y el aislamiento de GR-04p y GR-28 en Sr e Y. Sedimentológicamente, estas muestras han sido descritas con características mayormente volcánicas.

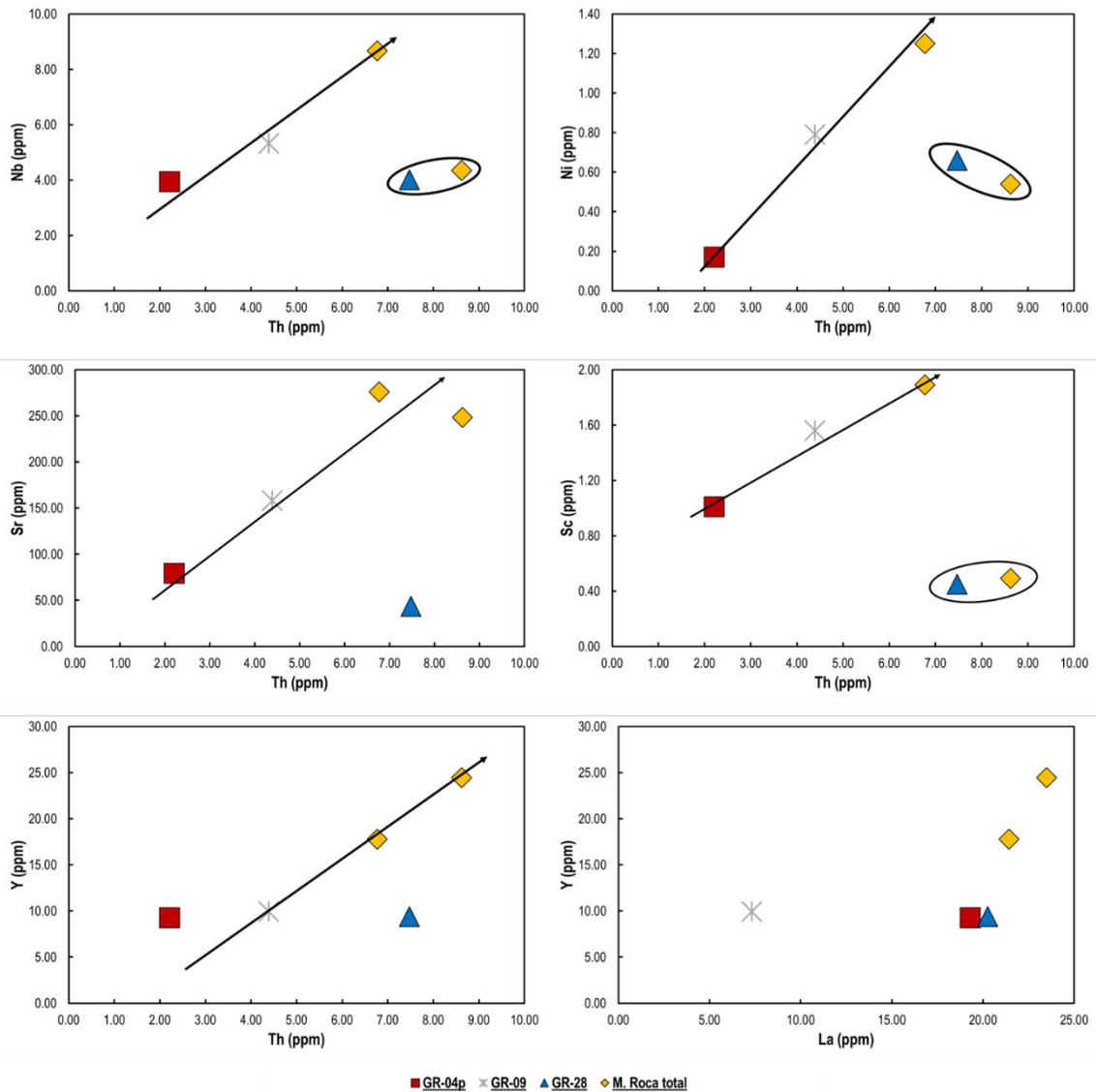


Figura 85. Diagramas de variación tipo Harker del elemento Th. Se incluye también uno del elemento La con, igualmente, tendencia positiva, pero aislamiento de la muestra GR-09.

El diagrama de Nb vs Ba, de igual manera, presenta una asociación entre muestras; GR-27 estando con GR-04p vuelven a definirse como muestras con características mayormente volcánicas. Para los diagramas del Sc, GR-27 y GR-28 nuevamente se

localizan fuera de las líneas de tendencia positiva (Figura 86). La relación de los óxidos mayores frente a los elementos SR, Cr y Ni, siguen mostrando estos aislamientos de las muestras GR-27 y GR-28 (Figura 87).

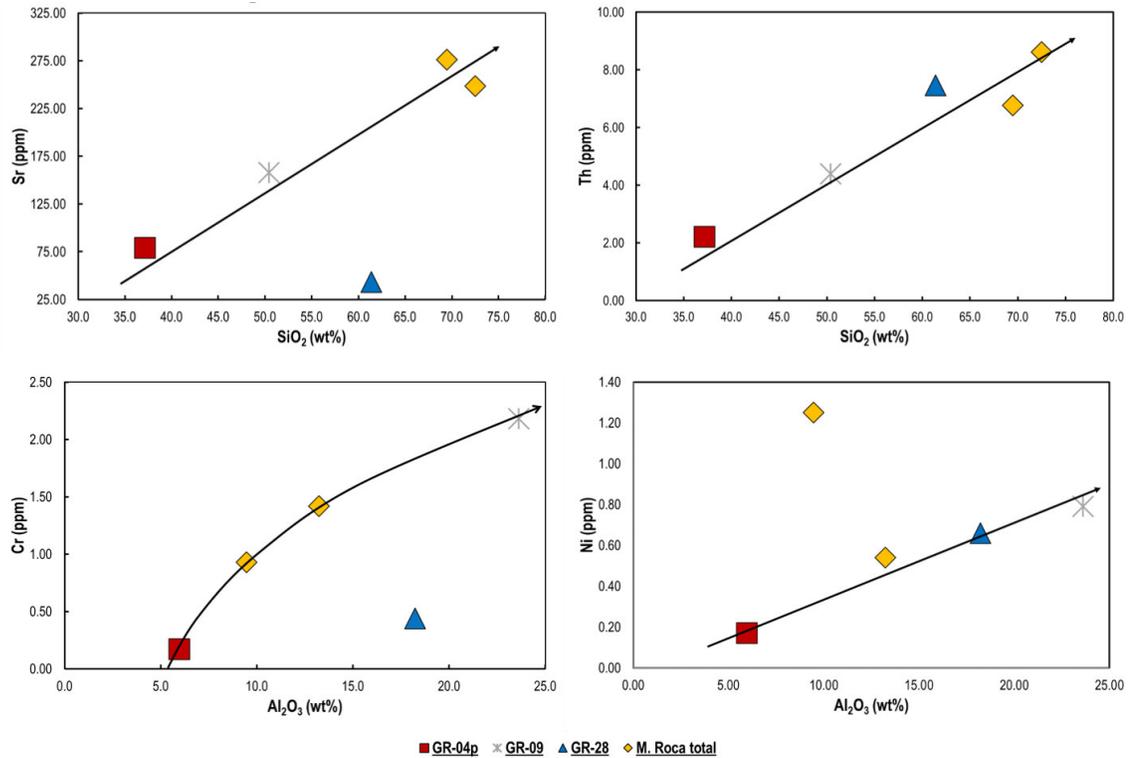


Figura 86. Diagramas de variación tipo Harker de los elementos Nb y Sc. Las muestras con características mayormente volcánicas quedan, comúnmente, aisladas de las tendencias positivas (GR-04p, GR-27 y GR-28).

6.4. Geoquímica de las pómez de la SVG

Como se mencionó en el capítulo de sedimentología y estratigrafía de la SVG, el depósito está constituido por pómez que, en su mayoría, pertenecen al tipo dropstone. Por la relación directa que guardan con la erupción volcánica que les dio origen y a fin de identificar rasgos similares entre las tobas volcaniclasticas, el evento generador del material y éstas, se les analizó la composición química a través de los óxidos mayores y elementos traza que las constituyen. Las pómez, en cuya composición interviene la sílice

y la alúmina principalmente, presentan porcentajes aproximados de 70% en SiO₂ y 13% en Al₂O₃. Sin embargo, los resultados expuestos en la Tabla 5, indican que las concentraciones promedio de SiO₂ y Al₂O₃ dentro de la SVG son de 47.34% y 9.50%, respectivamente, así como de 18.26% en CaO, caracterizándolas como material piroclástico de composición máfica. No obstante, las tobas de la SVG no corresponden a rocas ígneas primarias y, por lo tanto, clasificar sus pómez como material piroclástico de composición máfica es incorrecto.

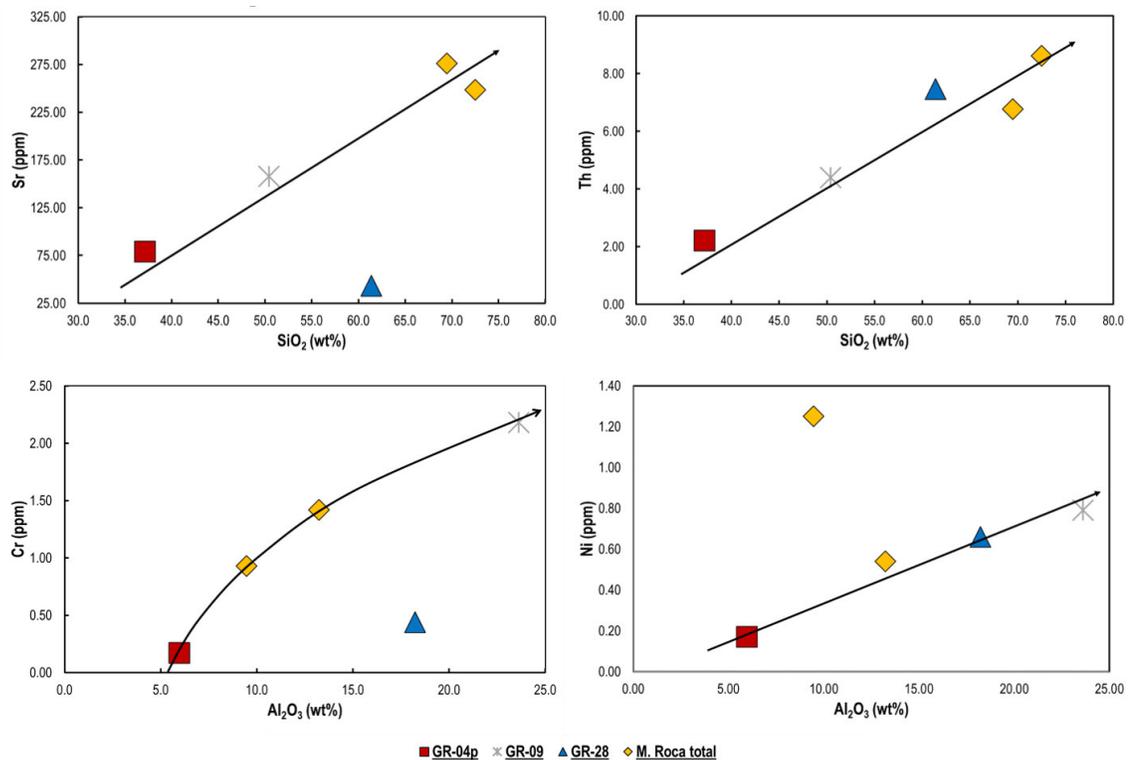


Figura 87. Diagramas de variación tipo Harker de los óxidos SiO₂ y Al₂O₃. En los diagramas las muestras GR-28 y GR-27 (romboide amarillo) quedan aisladas de las tendencias positivas. Sugiriéndose podría tratarse de la química original del depósito.

Las interacciones con el medio y la movilidad de los elementos mayores sugieren que las pómez presentan una fuerte alteración, misma que resulta en la pérdida de SiO₂ y Al₂O₃, y que se ve reflejada en los valores obtenidos durante las pruebas de calcinación (valores oscilantes entre 11.84 y 28.13%). La alteración pervasiva en pómez fue

documentada a través de microscopía electrónica de barrido y difracción de rayos X, al constatar que los minerales presentes en éstas pertenecen a zeolitas y carbonatos, y no enteramente a minerales primarios. Otra característica que demuestra una equívoca composición química es la superficie observada en el MEB, donde las pómez, con una textura vesicular tabular, se encuentran rodeadas completamente por minerales de origen secundario (Figura 88).

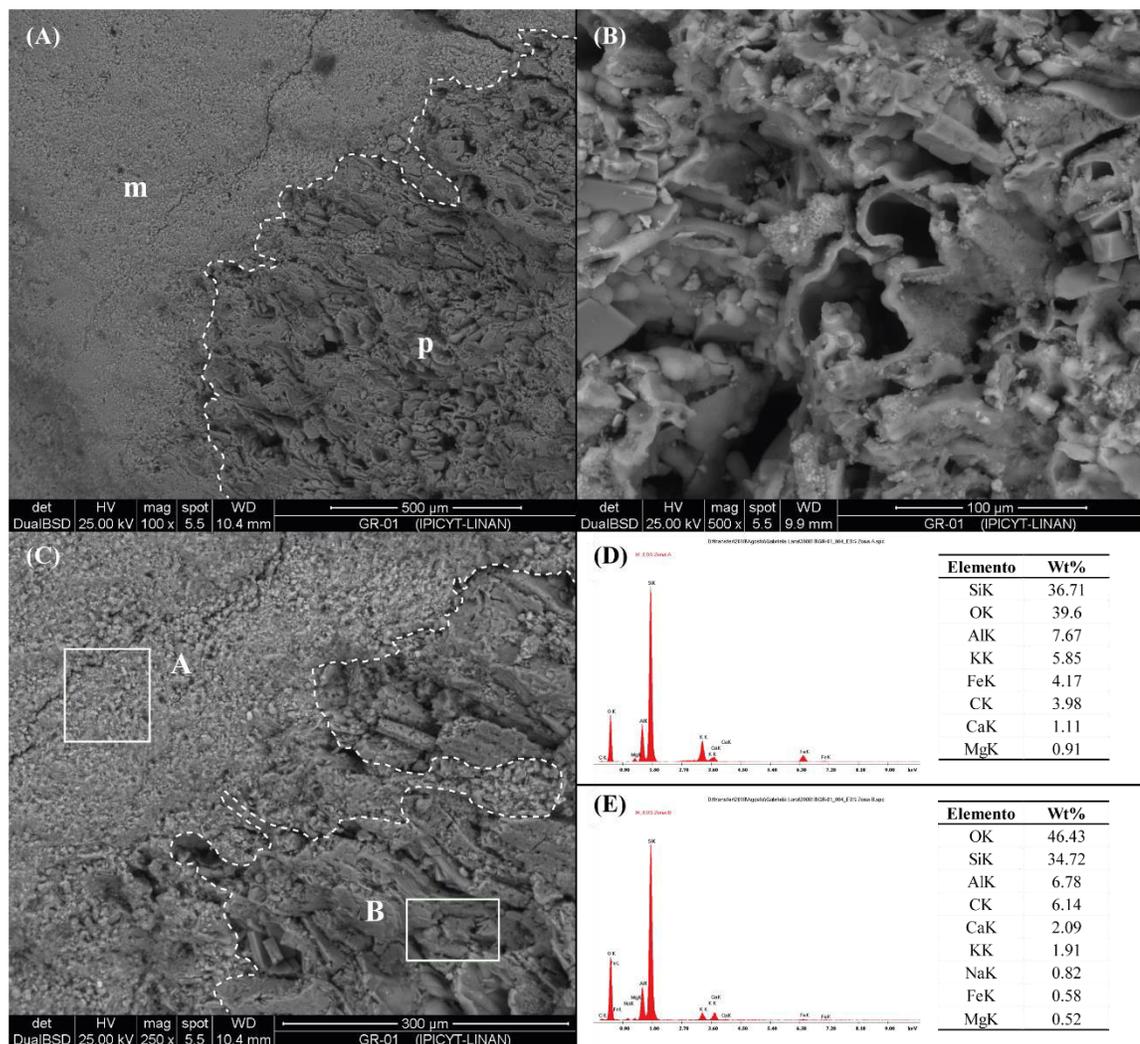


Figura 88. Micrográficas MEB de pómez dropstone. (A) contacto entre la matriz (m) de una toba volcaniclástica y una pómez. (B) acercamiento a la zona de la pómez, donde puede observarse una superficie con textura tabular y cristales de clinoptilolita (prismáticos) y offretita (esféricos). (C) contacto matriz-pómez, así como puntos de análisis por EDS (recuadro A y B). (D) química de la zona A. (E) química de la zona B.

Por lo anterior, se optó por analizarlas a través de sus elementos traza. Se observó a partir de los diagramas binarios de las figuras 85 y 86 un aislamiento por parte de las muestras de pómez respecto a las líneas de tendencia generadas por las tobas analizadas a manera de roca total. En la Figura 87 este aislamiento desaparece y las pómez comienzan a mostrar una tendencia lineal positiva frente a las demás muestras. Expuesto esto, se interpreta que las pómez contienen relictos de una química original del depósito (Figura 85 y 86), misma que ha ido evolucionando irregularmente ante la alteración del depósito (Figura 87). La evolución química más avanzada se localiza hacia la base de la secuencia, mientras la menos avanzada se ubica en las tobas medio-superiores del depósito volcaniclástico (Figura 82).

En general, la mineralogía y geoquímica de la Secuencia Volcaniclástica Granadas está representada por la alteración pervasiva del depósito volcaniclástico (Figura 77), misma que ha desarrollado la evolución química del material piroclástico original (Tabla 5). Mineralógicamente, se reconocieron tres grupos principales: minerales primarios sobre roca total, minerales primarios sobre pómez dropstone y minerales de zeolitización (Figura 73, 74 y 75), estos últimos, resultado de violentas reacciones hidrotermales durante su depositación (Figura 78). Los análisis geoquímicos revelaron una alta movilidad por parte de los óxidos mayores (Tabla 5, Figura 82); no obstante, su comparación frente a rocas volcánicas sub- y suprayacentes, permitieron definir una geoquímica original riolítica que fue perdiendo sílice al aumentar la alteración pervasiva (Figura 83, Figura 84). Aunado a esto, el análisis por elementos traza permitió identificar relictos del material piroclástico original en las pómez dropstone (Figura 85 y 86), definiendo a la zona basal de la secuencia como la parte con mayor evolución química respecto a toda la SVG.

DISCUSIÓN

Los grandes paquetes de rocas volcánicas, principalmente riolíticas, de la Sierra Madre Occidental y Mesa Central muestran, inequívocamente, horizontes de depósitos sedimentarios continentales y volcaniclásticos, los cuales, generalmente, son ignorados en la cartografía y columnas estratigráficas, independientemente de la escala del mapeo. Esto conlleva a la interpretación de secuencias incompletas, las cuales, aparte de contener el sesgo natural de la erosión y reducida exposición, se les agrega la poca importancia dada a dichos horizontes sedimentarios. El origen de la Secuencia Volcaniclástica Granadas, en Villa García, Zacatecas, representa un claro ejemplo de estos depósitos, puesto que, previamente, no fue reconocida en la cartografía, estratigrafía local e interpretación de la evolución geológica del área. Las primeras observaciones sugieren que los afloramientos corresponden a una sucesión de depósitos emplazados a partir de flujos o corrientes piroclásticas de densidad distales, junto con caída de ceniza proveniente de columnas eruptivas de composición riolítica, sobre un cuerpo de agua formado por la alteración o bloqueo de una red fluvial preexistente (Lara-González & Dávila-Harris, 2019). Posteriormente, con el fechamiento de las unidades volcánicas vecinas, subyacentes y suprayacentes que resultaron en una edad Ar-Ar del Oligoceno (Sieck, 2019, Comunicación personal) y la presencia de un alto tectónico cerca del depósito, se propone la posibilidad de que la secuencia corresponda a un evento volcánico del Oligoceno que comenzó a depositarse sobre un lago efímero relacionado a bloqueo fluvial y/o apilamiento contra el alto tectónico preexistente.

En este trabajo de tesis, se realizó la cartografía, estratigrafía, sedimentología y geoquímica de datos inéditos y originales, los cuales fueron procesados e interpretados a partir de la revisión de numerosas fuentes bibliográficas de carácter internacional (Cas & Wright, 1987; Kokelaar, et al., 2007; Sohn, et al., 2009; Maeno & Taniguchi, 2009; Manville, et al., 2009; Manville, 2010; Gihm & Hwang, 2014), a fin de corroborar la hipótesis general del estudio.

Origen de la Secuencia Volcanoclástica Granadas

A partir de los primeros caminamientos efectuados en el área de estudio, se pudo observar que la secuencia objeto de este trabajo, presentaba características propias de un depósito volcanoclástico primario, dada su litología y ambiente geológico. En base a esto, se le otorgó un nombre semi-genético, denominándola informalmente Secuencia Volcanoclástica Granadas. Empero, ¿es la SVG un depósito volcanoclástico primario o un depósito piroclástico con importante alteración pervasiva? White & Houghton (2006) establecen que los depósitos volcanoclásticos primarios tienen su origen en el modo de depositación, cuando las partículas generadas durante una columna, jet o corriente piroclástica de densidad, son las primeras en detenerse subaérea, subacuosa o subsuperficialmente, por asentamiento de la suspensión, tracción, congelamiento o cualquier combinación de las anteriores (Figura 32). En cambio, los depósitos piroclásticos ocurren por caída gravitacional de material fragmentario generado y depositado directamente después de una erupción volcánica explosiva (Houghton, et al., 2015) o por corrientes piroclásticas de densidad (Branney & Kokelaar, 2002) (Figura 21).

La Secuencia Volcanoclástica Granadas, *volcanoclástica* por su origen volcánico incierto (White & Houghton, 2006), descansa sobre lavas riolíticas que, discordantemente, sobreyacen a unidades de la porción oriental del Terreno Guerrero (Figura 11, Figura 13). Asimismo, la SVG subyace y suprayace, concordantemente, extensos paquetes de rocas volcánicas de composición riolítica, como es el caso de la Ignimbrita Villa García (Figura 12, Figura 13), resultado, probablemente, de un episodio sincrónico de vulcanismo félsico y fallamiento normal del *Basin and Range*, durante el Oligoceno (Nieto-Samaniego, et al., 2005; Aguillón-Robles, et al., 2009; Sieck, 2019, Comunicación personal) (Figura 8, Figura 10). Dicho lo anterior, la SVG parecer formar parte de horizontes volcanoclásticos previamente no documentados.

De acuerdo con el análisis sedimentológico, la SVG está constituida por clastos de pómez, clastos líticos, fiammes, pellets y cristales sueltos de origen volcánico en una matriz de ceniza (Figura 62). Las pómez presentan la característica de localizarse a modo

de *dropstone* (Figura 63, Figura 64F), mientras los *fiammes* se encuentran parcialmente alterados a minerales de arcilla, eliminando casi en su totalidad los espacios porosos (Figura 62D). Las particularidades de estos componentes guardan una estrecha relación con los componentes descritos en trabajos realizados por Branney & Sparks (1990), Cas & Wright (1991), Kokelaar, et al. (2007), Marx, et al. (2009), Maeno & Taniguchi (2009), Manville, et al. (2009) y Manville (2010) sobre depósitos formados a partir de flujos o corrientes piroclásticas de densidad subacuosa (Figura 32, Figura 34), y columnas eruptivas depositadas en cuerpos de agua (Figura 33), o como también se han denominado, depósitos volcánoclasticos primarios (White & Houghton, 2006).

La estratigrafía y sedimentología permitieron identificar una serie de estructuras sedimentarias formadas durante los procesos de sedimentación (masiva, estratificación, laminación, ondulitas) y diagénesis (carga, precipitación, inyección). No obstante, las estructuras sobresalientes fueron aquellas con escasos milímetros de espesor, como son: laminación paralela planar (Figura 64), laminación cruzada, laminación cruzada de canal (Figura 65) y ondulitas (Figura 66). Otras estructuras importantes que evidencian saturación de agua en la unidad, son estructuras de carga de pequeña escala (Figura 66E, Figura 67). De acuerdo con Nichols (2009), estas estructuras requieren de agua para desarrollarse, pues los movimientos de ésta pueden ser tan suaves, pero suficientes para lograrlas (Allen, 1985; Boggs, 2006).

En los trabajos efectuados por Kokelaar, et al. (2007), Kataoka, et al. (2009), Marx, et al. (2009), Maeno & Taniguchi (2009) y Manville (2010) sobre depósitos por corrientes piroclásticas de densidad subacuosa y columnas eruptivas en contacto con cuerpos de agua, la identificación de las estructuras sedimentarias sumamente finas citadas por Allen (1985), Boggs (2006) y Nichols (2009) también son descritas (Figura 36), sugiriendo una correlación entre los atributos descriptivos de la SVG y los depósitos volcánoclasticos primarios subacuosa (DVPS). En la Tabla 7 se presenta un compendio con los criterios que permiten la caracterización de una ignimbrita, un depósito piroclástico y un depósito volcánoclastico primario subacuoso, así como los atributos localizados dentro de la

Secuencia Volcanoclástica Granadas. Como se mencionó, la SVG se relaciona, en gran medida, con las características de los DVPS, sugiriendo un origen volcanoclástico primario subacuoso para ésta.

Tabla 7. Compendio de atributos constituyentes de ignimbritas, depósitos piroclásticos (de caída y de flujo), depósitos volcanoclásticos primarios subacuosos y Secuencia Volcanoclástica Granadas. Abrev. sold-soldamiento, diag-diagenético (Recopilado de Branney & Kokelaar, 2002, White & Houghton, 2006, Sulpizio & Dellino, 2008, Marx, et al., 2009, Murcia, et al., 2013 y Houghton, et al., 2015).

	Ignimbrita	Depósito piroclástico		DVPS	SVG
		De caída	De flujo		
Componentes					
Fragmentos juveniles					
Pómez	0	0	0	0	0
Escorias		0		0	
Esquirlas de vidrio	0	0	0	0	
Cristales pirogénicos	0	0	0		
Bloques densos angulares		0	0		
Balísticos		0	0		
Fiammes (sold/diag)	O _(sold)			O _(diag)	O _(diag)
Pellets/lapilli acrecional	0	0	0	0	0
Clastos líticos					
Accesorios	0	0	0	0	0
Accidentales	0	0	0	0	0
Fragmentos hialoclásticos					
Fragmentos autoclásticos					
Fragmentos epi-volcanoclásticos					
Geometría del depósito					
Lentes	0		0	0	0
Manteo de la topografía		0		0	
Relleno de la topografía	0		0		
Estratigrafía interna lateralmente		0			
Estructuras sedimentarias					
Masiva	0	0	0	0	0
Estratificación paralela planar		0		0	0
Estratificación difusa	0		0	0	0
Estratificación cruzada	0		0	0	
Laminación paralela planar		0		0	0
Laminación cruzada			0	0	0
Ondulitas				0	0
Gradación (normal/inversa)	0	0	0	0	0
Estructuras de carga			0	0	0
Tubos de elutriación	0		0		
Dunas	0		0		
Antidunas	0		0	0	
Canales	0		0	0	
Bioturbación				0	

Tabla 7. Compendio de atributos constituyentes de ignimbritas, depósitos piroclásticos (de caída y de flujo), depósitos volcanoclásticos primarios subacuáticos y Secuencia Volcanoclástica Granadas. Abrev. p-pómez, perv-pervasiva (Recopilado de Branney & Kokelaar, 2002, White & Houghton, 2006, Sulpizio & Dellino, 2008, Marx, et al., 2009, Murcia, et al., 2013 y Houghton, et al., 2015) (continuación).

	Ignimbrita	Depósitos piroclásticos		DVPS	SVG
		De caída	De flujo		
Fábrica					
Matriz soportada	O		O	O	O
Matriz clasto soportada		O			
Selección					
Muy bien					
Bien	O	O		O	O
Pobremente	O		O		
Mal					
Soldamiento	O		O		
Desvitrificación	O		O	O	
Zeolitización (p/pervasiva)	O _(p)	O _(p)	O _(p)	O _(perv)	O _(perv)
Facies					
Brecha	O		O	O	
Conglomerado				O	
Ceniza gruesa	O	O	O	O	O
Arenisca				O	
Ceniza fina	O	O	O	O	O
Limos/arcilla				O	

Emplazamiento de la Secuencia Volcanoclástica Granadas

La descripción e interpretación de litofacies han permitido definir una arquitectura estratigráfica para la Secuencia Volcanoclástica Granadas, la cual, queda comprendida como una sucesión de paquetes, tabulares e irregulares, genéticamente relacionados y delimitados por superficies de estratificación, ocasionalmente difusas, que representan una depositación relativamente continua por dos procesos en particular, reflejando el estilo de depositación a nivel geomorfológico y paleogeográfico.

De acuerdo con la asociación de litofacies, fueron identificados tres grupos: (1) litofacies masivas con constituyentes medianos, (2) litofacies con pómez *dropstone*, estructuras sedimentarias de escala milimétrica y constituyentes extremadamente finos a finos, y (3) litofacies masivas con constituyentes medianos a gruesos (Figura 89); donde, el levantamiento de secciones y las relaciones de campo sugieren que el material tobáceo (o constituyente) proviene de dos procesos volcánicos contemporáneos: (1) de flujos o

corrientes piroclásticas de densidad distales y (2) de columnas eruptivas de composición riolítica. Ambas con una dirección de paleocorriente SW-NE (Figura 12).

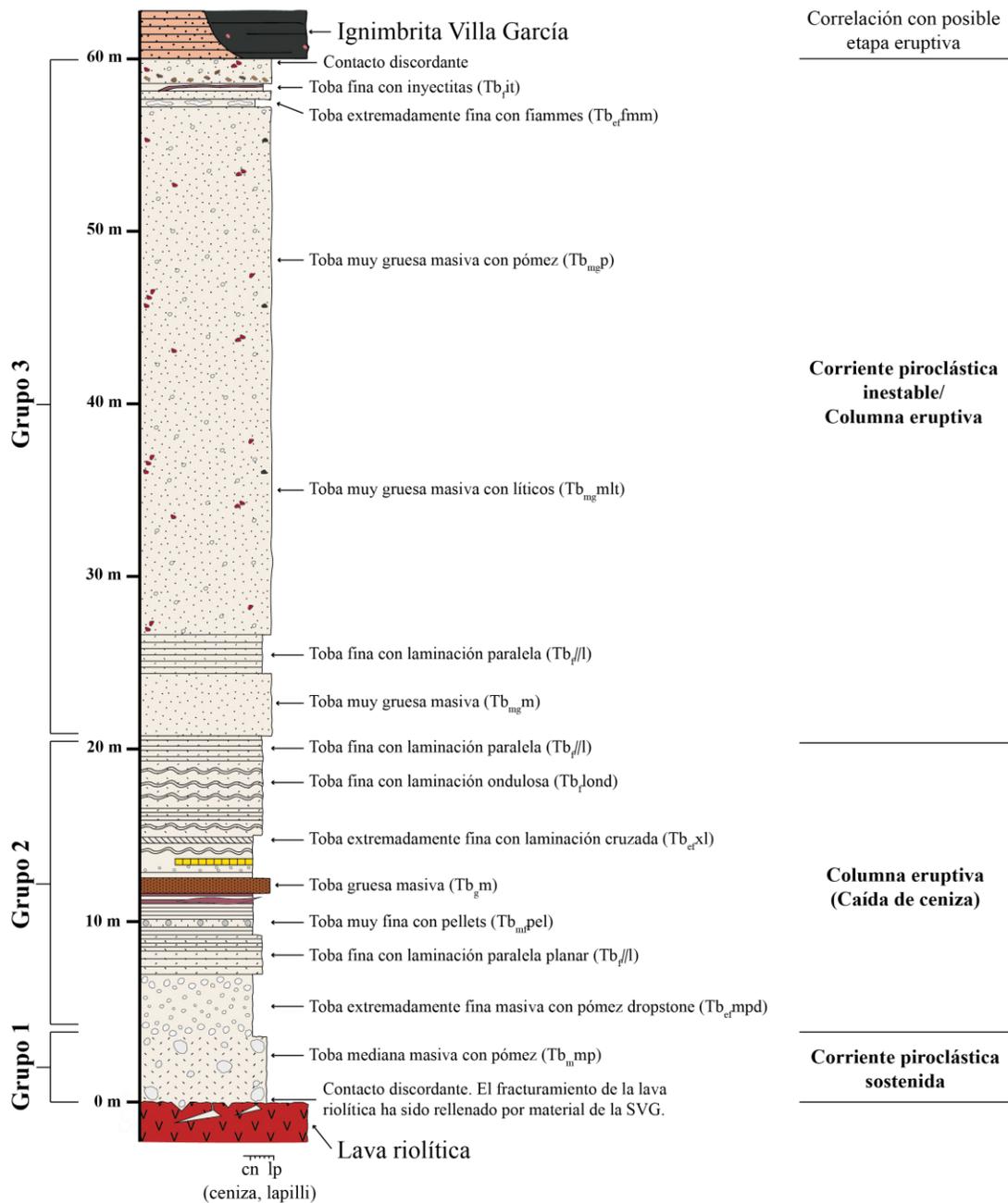


Figura 89. Secuencia Volcanoclástica Granadas simplificada. Los grupos identificados dentro de la SVG son resultado de procesos volcánicos y sedimentológicos generados durante la interacción del material tobáceo y el agua.

En las figuras 53 y 54 se observa un alto tectónico producto del plegamiento de rocas que pertenecen al Terreno Guerrero y sedimentos rojos continentales (Tristán-González, 2008; Sieck, 2019, Comunicación personal), así como una dirección de basculamiento SW-NE que comparten la SVG y la Ignimbrita Villa García, lo que pudiera sugerir que hacia el SW se localizaba la posible fuente que dio origen, durante el Oligoceno, al material tobáceo de la SVG. Posteriormente, el avance del material tobáceo fue bloqueado y depositado en un ambiente subacuoso (¿lago efímero?), producto, probablemente, de la alteración o bloqueo de un sistema de drenaje fluvial por parte de la lava riolítica subyacente o alguna ignimbrita mayor no identificada, junto con la geomorfología del alto tectónico (Figura 90A). Actualmente, hacia el SW del área de estudio se ubica el Graben de Aguascalientes, no obstante, aledañas a éste, se han registrado secuencias ignimbríticas formadas a partir de erupciones explosivas (Loza-Aguirre, et al., 2008; Aguillón-Robles, et al., 2009).

La determinación de los tres grupos de litofacies permitió establecer el modo de emplazamiento de la SVG, pues cada uno sugiere un período de tiempo de depositación (Gihm & Hwang, 2014). El grupo 1, o primer período, representa el emplazamiento de una corriente piroclástica sostenida, en un ambiente subacuoso. Sin embargo, al ser una corriente casi constante, ejerció suficiente presión en el agua, desplazándola y evitando la interacción con ella, excepto por su parte frontal (Legros & Druitt, 2000; Gihm & Hwang, 2014), generando litofacies ricas en pómez y líticos, masivas y bien litificadas (Tabla 4, Figura 90B). Al desplazar el agua, se generó un ambiente subaéreo que permitió la inyección del material más fino en la lava riolítica subyacente (Figura 59).

El segundo período, o grupo 2, involucra la transgresión del lago efímero sobre el grupo 1 (desarrollando nuevamente un ambiente subacuoso) y la depositación de una columna eruptiva a manera de caída de ceniza (Figura 90C). La depositación de ceniza en la superficie del agua, permitió generar las litofacies: *toba extremadamente fina masiva con pómez dropstone* (Tb_{efmpd}) y *toba muy fina con pellets* (Tb_{mfpel}). La primera, producto de la depositación de ceniza extremadamente fina y la saturación de pómez a

través del cuerpo de agua, haciendo posible el emplazamiento de estos dos constituyentes. La segunda, a partir de aglomerados de ceniza muy fina y contenido de vapor de agua, resultado de la temperatura del emplazamiento (Gihm & Hwang, 2014). Subsecuentemente, las condiciones en el lecho subacuoso (regímenes, energía, velocidades) permitieron la formación de laminaciones inferiores a los 10 mm de espesor y otras estructuras sedimentarias subacuosas (Figura 90 C), dando como resultado las litofacies: *toba extremadamente fina con laminación paralela* ($Tb_{ef//l}$), *toba extremadamente fina con laminación cruzada* (Tb_{efxl}) y *toba extremadamente fina con laminación ondulosa* ($Tb_{ef\text{ond}}$), principalmente.

El grupo 3, o tercer período, representa el emplazamiento simultáneo de una corriente piroclástica de densidad distal e inestable, y caída de ceniza proveniente de una columna eruptiva, en el lago efímero (Figura 90D). La corriente piroclástica, al ingresar al agua, es dividida en dos partes (Kokelaar, et al., 2007; Gihm & Hwang, 2014); la primera, constituida por el material más denso y concentrado, se desplaza a través del lago, formando corrientes de turbidez y desarrollando facies masivas y de grano grueso (Tb_{gm} , Tb_{mgm}) (Figura 90D). La segunda parte corresponde a la zona diluida de la corriente, la cual, viaja por la superficie del agua, mezclándose con los componentes de la columna eruptiva, formando paquetes delgados de ceniza extremadamente fina a fina, y laminación paralela planar al depositarse en el lecho subacuoso (Figura 89). Para este tercer período también se han identificado inyectitas que evidencian un ambiente subacuoso para la secuencia.

La mineralogía obtenida sugiere que el material de la SVG corresponde a una composición félsica (Figura 73), misma que se vio afectada durante el emplazamiento, desarrollando zeolitización a modo de alteración pervasiva en todos los niveles (Figura 75, Figura 77). Esta alteración apoya la teoría de la existencia de un lago efímero, pues el contacto de material tobáceo y agua ocasiona reacciones hidrotermales, transformando a zeolitas el vidrio y minerales arcillosos de las unidades piroclásticas en el área, como es el caso de los depósitos volcanoclásticos subacuosos descritos por Smart, et al. (1995) y

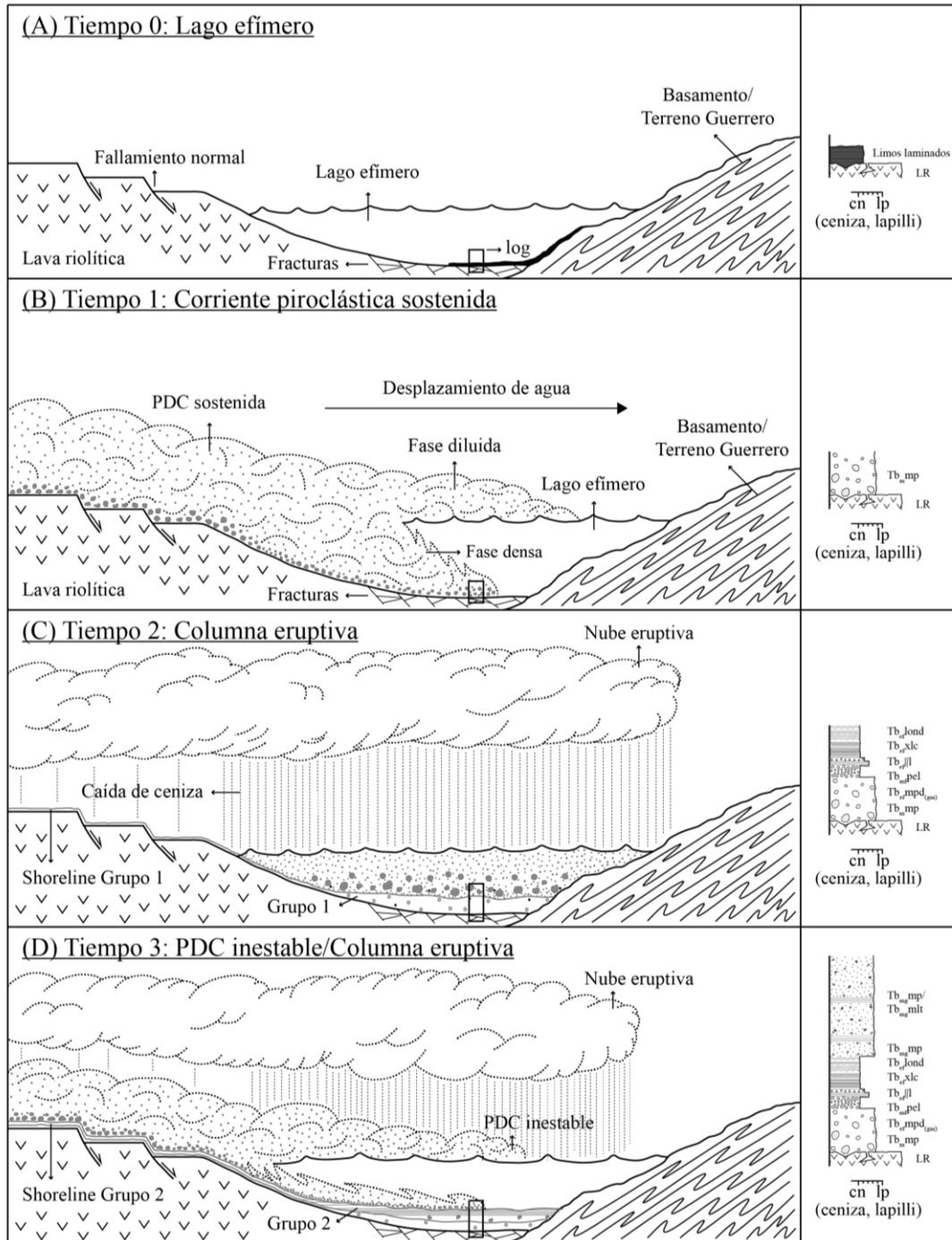


Figura 90. Modelo esquemático de emplazamiento de la SVG y columnas estratigráficas resultantes, a partir de sus tres períodos de depositación. (A) tiempo previo a la depositación de la SVG, (B) primera depositación a través de una PDC sostenida, (C) depositación de una columna eruptiva a manera de lluvia de ceniza, (D) emplazamiento simultáneo de una PDC inestable y caída de ceniza proveniente de una columna eruptiva.

Chipera, et al. (2008). La geoquímica revela una alta movilidad de los óxidos mayores, mientras los elementos traza en pómez identifican relictos de una secuencia ignimbrítica original (Figura 85, Figura 86).

Los resultados obtenidos a partir del análisis estratigráfico, sedimentológico y geoquímico, y la relación que muestran con otros estudios de esta naturaleza, sugieren que la SVG tiene un origen volcanoclástico primario, pues flujos o corrientes piroclásticas distales, y caída de ceniza de columnas eruptivas riolíticas del Oligoceno, fueron emplazados en un cuerpo de agua, somero e intermitente, comunes y conocidos en la literatura como lagos efímeros (Christenson, et al., 2015).

CONCLUSIONES

El presente trabajo de tesis, abordó, a partir del estudio geológico, estratigráfico, sedimentológico y geoquímico, una caracterización original y detallada que permitió la consecuente definición informal de la Secuencia Volcaniclástica Granadas, en Villa García, Zacatecas. A continuación, se enlistan las principales conclusiones como aporte fundamental de este estudio.

1. La Secuencia Volcaniclástica Granadas se define como una sucesión de 65 m de espesor acumulado, constituida por paquetes delgados, generalmente sub-paralelos, tabulares e irregulares, de material tobáceo y de heterogeneidad clástica, conformada por pómez (*dropstone*, subangulares o subredondeadas), líticos, pellets y cristales sueltos de origen volcánico (cuarzo, muscovita, ortoclasa, microclina, sanidino, alvita), así como estructuras sedimentarias de escala típicamente milimétrica y decimétrica, siendo las más importantes la estratificación o laminación paralela planar, la laminación cruzada, la laminación ondulosa y las estructuras hidro-plásticas como son *de flama* y/o *de carga*. Lo anterior, en afloramientos mínimos de 10 a 12 m de espesor con importante alteración zeolítica pervasiva.
2. La SVG, que se encuentra sobreyaciendo discordantemente a una lava riolítica y subyaciendo a la Ignimbrita Villa García, no había sido descrita, ni cartografiada con anterioridad. En base a la determinación reciente de una edad radiométrica Ar/Ar de 31.59 ± 0.14 Ma de la Ignimbrita Villa García (Sieck, 2019, Comunicación personal), pudo asignársele una edad relativa del Oligoceno (Rupeliano). Regionalmente, se ubica en la Mesa Central, al NE del Graben de Aguascalientes, donde el registro de vulcanismo félsico inició, sincrónicamente, a principios del Oligoceno con un fallamiento normal del *Basin and Range*, formando domos de lava y erupciones explosivas formadoras de ignimbritas en la Mesa Central (Nieto-Samaniego, et al., 2005; Aguillón-Robles, et al., 2009).

3. Se levantaron 3 perfiles estratigráficos, a partir de los cuales se establecieron las relaciones sedimentológicas internas, la geometría y la evolución a la vertical de la SVG. Con esta información se definió un esquema de litofacies que permitió definir posibles etapas de depositación de la SVG. Además, se recolectó un total de 45 muestras para estudios litológicos y geoquímicos.
4. La asociación de litofacies permitió definir tres posibles etapas de depositación para la SVG. La primera etapa corresponde al emplazamiento de una corriente piroclástica sostenida, en un ambiente subacuoso (lago efímero), formando las litofacies Tb_{mmp} y Tb_{mmlt} . La segunda etapa representa la transgresión del lago efímero y la depositación de caída de ceniza de una columna eruptiva en el cuerpo de agua. Las condiciones morfológicas de los componentes y las condiciones del agua (regímenes, energía, velocidades) permiten el desarrollo de las litofacies identificadas en el grupo 2 (Ej. $Tb_{ef//l}$, Tb_{efxl} , Tb_{eflond} , $Tb_{f//l(LensEF)}$, $Tb_{fm(lc)}$, Tb_{efmpd} , Tb_{mfpel}). La tercera etapa corresponde a la depositación simultánea de una corriente piroclástica inestable y caída de ceniza en el lago, permitiendo las facies de grano más gruesa y la intercalación de facies de grano fino, con estructuras sedimentarias como laminación y estratificación paralela, e inyectitas. El aporte fluvial detrítico es casi nulo en el total de la SVG, localizándose, puntualmente, limos y arcillas en estructuras lenticulares del grupo 2.
5. La química del material piroclástico que dio origen a la SVG es de composición félsica, probablemente proveniente de erupciones explosivas fisurales formadoras de ignimbritas en la Mesa Central a principios del Oligoceno (Nieto-Samaniego, et al., 2005; Aguillón-Robles, et al., 2009), misma composición que fue cambiando durante el emplazamiento subacuoso de la SVG, desarrollando zeolitización pervasiva en toda la secuencia.
6. La Secuencia Volcaniclástica de Granadas posee un origen volcaniclástico primario, resultado de la actividad volcánica explosiva del Oligoceno en la Mesa Central, y la depositación directa del material explosivo en un cuerpo de agua somero.

7. La fuente volcánica generadora del material tobáceo no está identificada, pero se infiere su localización hacia el SW del área de estudio (¿Graben de Aguascalientes?), transportándose hacia el NE, donde los cauces se encontraban probablemente bloqueados por el emplazamiento de lavas subyacentes o por fallamiento y basculamiento tectónico que afectaron también a rocas del basamento (Terreno Guerrero). Los lagos efímeros son comunes en ambientes con vulcanismo activo, y pueden suceder por varias causas. En este caso, se sugiere una combinación de eventos: primero, un bloqueo en el sistema fluvial local por el emplazamiento de la lava subyacente, y segundo, por el fallamiento extensional en los tiempos del vulcanismo riolítico, generando un relativo ascenso del bloque de basamento al oriente de la zona de estudio.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguillón-Robles, A., Aranda-Gómez, J. J. & Solorio-Munguía, J. G.,** 1994. Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del estado de San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, pp. 29-42.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G. & Bellon, H.,** 2009. Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pp. 33-52.
- Alaniz-Álvarez, u. A. & Nieto-Samaniego, Á. F.,** 2001. Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, pp. 129 - 149.
- Albinson F, T.,** 1988. Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombrerete, Colorada, and Fresnillo districts, Zacatecas State, Mexico. *Economic Geologic*, pp. 1647-1667.
- Allen, J. R.,** 1984. Parallel lamination developed from upper-stage plane beds: A model based on the larger coherent structures of the turbulent boundary layer. *Sedimentary Geology*, Volume 39, pp. 227-242.
- Allen, J. R. L.,** 1985. *Principles of Physical Sedimentology*. London: Springer.
- Allen, S. R. & McPhie, J., 2000. Water-settling and resedimentation of submarine rhyolitic pumice at Yali , eastern Aegean, Greece. *Journal of volcanology and geothermal research*, pp. 285-307.
- Aminov, J. y otros,** 2017. Pamir Plateau formation and crustal thickening before the India-Asia collision inferred from dating and petrology of the 110–92 Ma Southern Pamir volcanic sequence. *Gondwana Research*, Volumen 51, pp. 310-326.
- Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J. M. & Nieto-Samaniego, A. F.,** 1989. Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central. *Universidad Nacional Autónoma de México*, pp. 33-46.
- Aranda-Gómez, J. J. & Luhr, J. F.,** 1996. Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pp. 1-18.

- Aranda-Gómez, J. J. et al.**, 2007. The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, pp. 216-233.
- Barboza-Gudiño, J. R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M. & Martínez-Macías, P. R.**, 2004. Aportaciones para la estratigrafía y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, pp. 299-319.
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A. & Orozco-Esquivel, M. T.**, 2008. The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, pp. 49-63.
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G. & Barajas-Nigoche, L. D.**, 2010. Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, pp. 621-640.
- Barzoi, S. C. & Seclaman, M.**, 2010. Petrographic and geochemical interpretation of the Late Cretaceous volcanoclastic deposits from the Hateg Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volumen 293, pp. 306-318.
- Bathia, M. & Crook, K.**, 1983. Plate Tectonics of Geochemical Composition of Sandstone. *Journal of Geology*, Volumen 91, pp. 611-627.
- Bellotti, F., Capra, L., Sarocchi, D. & D'Antonio, M.**, 2010. Geostatistics and multivariate analysis as a tool to characterize volcanoclastic deposits: Application to Nevado de Toluca volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pp. 117-128.
- Bennett, M. R., Doyle, P. & Mather, A. E.**, 1996. Dropstones: their origin and significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, pp. 331-339.
- Boggs, S.**, 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. New Jersey: Pearson: Prentice Hall.
- Botsford, C.**, 1909. The Zacatecas district and its relation to Guanajuato and other camps. *The Engineering and Mining Journal*, pp. 1227-1228.
- Branney, M. J. & Kokelaar, P.**, 2002. *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites*. London: The Geological Society of London.
- Branney, M. & Sparks, R.**, 1990. Fiamme formed by diagenesis and burial-compaction in soils and subaqueous sediments. *Journal of the Geological Society*, pp. 919-922.

- Brown, R. J. & Andrews, G. D.**, 2015. Deposits of Pyroclastic Density Currents. In: *The Encyclopedia of Volcanoes*. Amsterdam: Academic Press, pp. 631-647.
- Brown, R. J. & Branney, M. J.**, 2004. Event-stratigraphy of a caldera-forming ignimbrite eruption on Tenerife: the 273 ka Poris Formation. *Bulletin of Volcanology* , pp. 392-416.
- Brown, R. J., Branney, M. J., Maher, C. & Davila-Harris, P.**, 2009. Origin of accretionary lapilli within ground-hugging density currents: Evidence from pyroclastic couplets on Tenerife. *Geological Society of America Bulletin*, pp. 1-16.
- Bursik, M. I. & Woods, A. W.**, 1996. The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bulletin of Volcanology*, Volumen 58, pp. 175-193.
- Campa, M. & Coney, P.**, 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, pp. 1040-1051.
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J. W. & Rose, W. I.**, 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pp. 35-46.
- Carrillo-Bravo, J.**, 1971. La Plataforma Valles - San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, p. 113.
- Cas, R. A. & Wright, J. V.**, 1991. Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bulletin of Volcanology*, pp. 357-380.
- Cas, R. & Wright, J.**, 1987. *Volcanic successions, modern and ancient*. London: Allen and Unwin Ltd.
- Centeno-García, E.**, 2005. Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography. *Geological Society of America* , Volumen 393, pp. 233-258.
- Centeno-García, E.**, 2017. Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, pp. 1035-1052.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M. & Gehrels, G.**, 2011. Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geological Society of America Bulletin*, pp. 1776-1797.

- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M. & Talavera-Mendoza, O.,** 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *The Geological Society of America*, Volumen 436, pp. 279-308.
- Centeno-García, E. y otros,** 1993. Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, pp. 419-422.
- Centeno-García, E. & Silva-Romo, G.,** 1997. Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, pp. 244-260.
- Chávez-Leal, L. H.,** 2016. *Modelo de emplazamiento de las corrientes piroclásticas de densidad de la tercera fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima*. San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Chipera, S. J., Goff, F., Goff, C. J. & Fittipaldo, M.,** 2008. Zeolitization of intracaldera sediments and rhyolitic rocks in the 1.25 Ma lake of Valles caldera, New Mexico, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pp. 317-330.
- Christenson, B. et al.,** 2015. Volcanic Lakes. In: *Volcanic Lakes*. Suiza: Springer Nature, pp. 1-20.
- Critelli, S., Marsaglia, K. M. & Busby, C. J.,** 2002. Tectonic history of a Jurassic backarc-basin sequence (the Gran Cañon Formation, Cedros Island, Mexico), based on compositional modes of tuffaceous deposits. *The Geological Society of America Bulletin*, pp. 515-527.
- Dabrio-González, C. J.,** 1984. Estructuras sedimentarias primarias. En: V. Gabaldon, ed. *Ciclo de seminarios de Sedimentología*. Madrid: IDEAL, pp. 13-26.
- Dade, W. B. & Huppert, H. E.,** 1996. Emplacement of the Taupo ignimbrite by a dilute turbulent flow. *Letter to Nature*, pp. 509-512.
- Dewey, J. F.,** 1963. The Lower Palaeozoic stratigraphy of central Murrisk, County Mayo, Ireland, and the evolution of the south Mayo trough. *Quarterly Journal of The Geological Society*, pp. 313-344.
- Dorsey, R. J. & Burns, B.,** 1994. Regional stratigraphy, sedimentology, and tectonic significance of Oligocene-Miocene sedimentary and volcanic rocks, northern Baja California, Mexico. *Sedimentary Geology*, 88(3), pp. 231-251.

- Echegoyen Sánchez, J., Romero Martínez, S. & Velázquez Silva, S.**, 1972. Geología y yacimientos minerales de la parte central del Distrito Minero de Guanajuato: Residencia Guanajuato. *Boletín del Consejo de Recursos no Renovables, México*.
- Edwards, J.**, 1955. Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico. *U. S. Geological Survey, Professional Paper*, p. 183.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M. & Marrett, R.**, 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen 53, pp. 1-26.
- Ewart, A.**, 1982. Petrogenesis of the Tertiary Anorogenic Volcanic Series of Southern Queensland, Australia, in the Light of Trace Element Geochemistry and O, Sr and Pb Isotopes. *Journal of Petrology*, 23(3), pp. 344-382.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M. & Bryan, S.**, 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, pp. 343-378.
- Fisher, R.**, 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks.. *The Geological Society American Bulletin*, pp. 1409-1412.
- Fisher, R. & Schmincke, H.**, 1984. *Pyroclastic rocks*. Berlín: Springer-Verlag.
- Fisher, R. V.**, 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *American Journal of Science*, pp. 350-363.
- Fisher, R. V. & Smith, G. A.**, 1991. *Sedimentation in Volcanic Settings*. s.l.:SEPM Society for Sedimentary Geology.
- Francis, E. H. & Howells, M. F.**, 1973. Transgressive welded ash-flow tuffs among the Ordovician sediments of NE Snowdonia. *Journal Geological Society of London*, pp. 621-641.
- Fregenal, M. A. & Meléndez, N.**, 2010. Lagos y sistemas lacustres. En: A. Arché, ed. *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid: CSIC, pp. 299-396.
- Gihm, Y. S. & Hwang, I. G.**, 2014. Syneruptive and intereruptive lithofacies in lacustrine environments: The Cretaceous Beolkeum Member, Wido Island, Korea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volumen 273, pp. 15-32.
- Gill, R.**, 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Ilustrada ed. Malaysia: John Wiley & Sons.

- Giordano, G., Porreca, M., Musacchio, P. & Mattei, M.**, 2008. The Holocene Secche di Lazzaro phreatomagmatic succession (Stromboli, Italy): evidence of pyroclastic density current origin deduced by facies analysis and AMS flow directions. *Bulletin of Vulcanology*, Issue 70, pp. 1221-1236.
- Guadagnin, F. y otros**, 2015. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup — Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo–São Francisco Craton. *Gondwana Research*, Volumen 27, pp. 363-376.
- Herron, M.**, 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, Issue 58, pp. 820-829.
- Houghton, B., Carey, R. & Rosenberg, M.**, 2014. The 1800a Taupo eruption: “III wind” blows the ultraplinian type event down to Plinian. *Geology: The Geological Society of America*, pp. 459-461.
- Houghton, B. & Wilson, C.**, 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, pp. 451-462.
- Houghton, B., Wilson, C. & Pyle, D.**, 1999. Pyroclastic Fall Deposits. En: *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego: Academic Press, pp. 555-570.
- Houghton, B., Wilson, C. & Pyle, D.**, 2015. Pyroclastic Fall Deposits. In: *Encyclopedia of Volcanoes*. San diego: Academic Press, pp. 555-570.
- INEGI**, 2002. Fisiografía. En: *Síntesis de Información geográfica del estado de San Luis Potosí*. San Luis Potosí: s.n., pp. 16-21.
- Jiménez-Cedillo, M. J.**, 2004. Caracterización de minerales zeolíticos mexicanos. *Universidad Autónoma del Estado de México*, 1(1), p. 89.
- Johnson, S. E. y otros**, 2003. *Tectonic Evolution of Northwestern México and the Southwestern USA*. Primera ed. Colorado: The Geological Society of America.
- Kataoka, K. S., Manville, V., Nakajo, T. & Urabe, A.**, 2009. Impacts of explosive volcanism on distal alluvial sedimentation: Examples from the Pliocene–Holocene volcanoclastic successions of Japan. *Sedimentary Geology*, pp. 306-317.
- Kokelaar, P., Raine, P. & Branney, M. J.**, 2007. Incursion of a large-volume, spatter-bearing pyroclastic density current into a caldera lake: Pavey Ark ignimbrite, Scafell caldera, England. *Bolletin of Vulcanology*, 70(1), pp. 23-54.
- La Croix, A.**, 1904. La Montagne Pelée et ses eruptions. *Masson et Cie Paris*, pp. 1-653.

- Lara-González, G. & Dávila-Harris, P.**, 2019. *Estratigrafía y sedimentología de un evento volcánico del mioceno emplazado en aguas someras: Secuencia Volcanoclástica Granadas, Villa García, Zacatecas*. Ciudad de México, Convención Geológica Nacional 2019; Sociedad Geológica Mexicana.
- Le Pennec, J.-L. et al.**, 2012. Impact of tephra falls on Andean communities: The influences of eruption size and weather conditions during the 1999–2001 activity of Tungurahua volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pp. 91-103.
- LeBas, M., LeMaitre, W., Streckeisen, A. & Zanettin, B.**, 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), pp. 745-750.
- Legros, F. & Druitt, T.**, 2000. On the emplacement of ignimbrite in shallow-marine environments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volumen 95, pp. 9-22.
- Lenhardt, N. et al.**, 2010. Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology*, pp. 817-832.
- Lippiatt, S.**, 2005. The Isolation and Identification of Diatoms from Lake Waiau Sediments. *Journal of Young Investigators*.
- López-Doncel, R.**, 2003. La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, pp. 1-19.
- López-Loera, H., Aranda-Gómez, J. J., Arzate, J. A. & Molina-García, R. S.**, 2008. Geophysical surveys of the Joya Honda maar (México) and surroundings; volcanic implications. *Journal of volcanology and geothermal research*, pp. 135-152.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A. & Iriondo, A.**, 2008. Relaciones estratigráfico-estructurales emm la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y el graben de Aguascalientes, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, pp. 533-548.
- Maeno, F. & Taniguchi, H.**, 2009. Sedimentation and welding processes of dilute pyroclastic density currents and fallout during a large-scale silicic eruption, Kikai caldera, Japan. *Sedimentary Geology*, pp. 227-242.

- Manville, V.**, 2010. An overview of break-out floods from intracaldera lakes. *Elsevier*, pp. 14-23.
- Manville, V., Németh, K. & Kano, K.**, 2009. Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, pp. 136-161.
- Marantos, I., Markopoulos, T., Christidis, G. & Perdikatsis, V.**, 2008. Geochemical characteristics of the alteration of volcanic and volcanoclastic rocks in the Feres Basin, Thrace, NE Greece. *The Mineralogical Society*, Volumen 43, pp. 575-595.
- Martini, M. & Ortega-Gutiérrez, F.**, 2018. Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*, pp. 38-55.
- Marx, R., Manville, V. & White, J.**, 2009. Sedimentology and allostratigraphy of post-240 ka to pre-26.5 ka lacustrine terraces at intracaldera Lake Rotorua, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Sedimentary Geology*, pp. 349-362.
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R.**, 1993. *Volcanic Texture: a guide to the interpretation of texture in volcanic rocks*. Tasmania: National Library of Australia Cataloguing.
- Mikkelsen, O. & Pejrup, M.**, 1998. Comparison of flocculated and dispersed suspended sediment in the Dollard estuary. *The Geological Society of London*, pp. 199-209.
- Molina-Garza, R. S., Van der Voo, R. & Urrutia-Fucugauchi, J.**, 1992. Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico: Evidence for rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, Volumen 104, pp. 1156-1168.
- Murcia, H. F. et al.**, 2013. Depósitos volcanoclasticos: términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, pp. 15-39.
- Navarro, E. y otros**, 2006. La geoquímica de Fe, Ti y Al como indicadora de la sedimentación volcanoclastica en la laguna costera de San Quintín, Baja California, México. *Ciencias Marinas*, 32(2), pp. 205-217.
- Nichols, G.**, 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Reino Unido: Wiley-Blackwell.
- Nieto-Samaniego, Á., Alaniz-Álvarez, S. A. & Camprubí, A.**, 2007. Mesa Central of México: Stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution. *Geological Society of America*, p. 30.

- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Ávarez, S. A. & Camprubí-Cano, A.,** 2005. La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, pp. 285-318.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Ávarez, S. A. & Labarthe-Hernández, G.,** 1997. La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, pp. 13-25.
- Nieto-Samaniego, Á. F. et al.,** 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, pp. 347-363.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Macías-Romo, C. & Alaniz-Álvarez, S.,** 1996. Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, pp. 117-122.
- Osborne, N. M., Enright, N. J. & Parnell, K. E.,** 1991. The age and stratigraphic significance of sea-rafted Loiseles Pumice in northern New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 21(4), pp. 357-371.
- Peterson, G. L.,** 1968. Flow structures in sandstone dikes. *Sedimentary Geology*, 2(3), pp. 177-190.
- Ponce, J. J., Carmona, N. & Montagna, A. O.,** 2018. *Atlas de estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas: descripción, análisis e interpretación a partir de afloramientos, testigos corona y registros de imágenes de pozo*. Buenos Aires: Fundación YPF.
- Quane, S. L. & Russell, J. K.,** 2004. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, pp. 129-143.
- Ramos-Arroyo, Y. R., Prol-Ledesma, R. M. & Siebe-Grabach, C.,** 2004. Características geológicas y mineralógicas e historia de extracción del Distrito de Guanajuato, México. Posibles escenarios geoquímicos para los residuos mineros. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(2), pp. 268-284.
- Rodríguez-G, G., Zapata, G., Arango, M. I. & Bermúdez, J. G.,** 2017. Caracterización petrográfica, geoquímica y geocronológica de rocas granitoides pérmicas al occidente de la Plata y Pacarní-Huila, Valle Superior del Magdalena - Colombia. *Boletín de Geología*, 39(1), pp. 41-68.
- Roverato, M., Capra, L., Sulpizio, R. & Norini, G.,** 2011. Stratigraphic reconstruction of two debris avalanche deposits at Colima Volcano (Mexico): Insights into pre-

failure conditions and climate influence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pp. 33-46.

Sánchez-Zavala, J. L. & Centeno-García, E., 2016. *Técnicas y aplicaciones del estudio de los sedimentos terrígenos de grano fino: procedencia y tectónica*, México: Instituto de Geología.

Servicio Geológico Mexicano, 2008. *Villa García F14-A81*, Pachuca: Servicio Geológico Mexicano.

Siebe, C., Komorowski, J. C. & Sheridan, M. F., 1992. Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, pp. 573-589.

Sieck, P., 2019, Comunicación personal. *Geología local del área de estudio*, s.l.: s.n.

Smart, L., Moore, E., Quintana-Owen, P. & Castellanos-Román, M. A., 1995. *Química del estado sólido : una introducción*. Primera ed. Wilmington: Addison-Wesley Iberoamerica.

Soares, B. y otros, 2012. Investigation of major and trace element distribution in the extraction–transesterification process of fatty acid methyl esters from microalgae *Chlorella* sp. *Bioresource Technology*, Volumen 110, pp. 730-734.

Sohn, Y. K., Son, M., Jeong, J. O. & Jeon, Y. M., 2009. Eruption and emplacement of a laterally extensive, crystal-rich, and pumice-free ignimbrite (the Cretaceous Kusandong Tuff, Korea). *Sedimentary Geology*, pp. 190-203.

Sohn, Y., Park, K. & Yoon, S., 2008. Primary versus secondary and subaerial versus submarine hydrovolcanic deposits in the surface of Jeju Island, Korea. *Sedimentology*, pp. 899-924.

S-S, X., Nieto-Samaniego, A. F. & Alaniz-Álvarez, S. A., 2004. Tilting mechanisms in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central Mexico. *Geologica-acta*, pp. 189-201.

Stanton, W. I., 1960. The lower paleozoic rocks of wouth-west Murrisk, Ireland. *Journal of the Geological Society*, pp. 269-290.

Sulpizio, R. & Dellino, P., 2008. Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. En: *Caldera Volcanism: analysis, modelling and response*. Amsterdam: Elsevier, pp. 58-90.

- Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P. & La Volpe, L.,** 2007. Deposits and physical properties of pyroclastic density currents during complex Subplinian eruptions: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. *Sedimentology*, pp. 607-635.
- Swanson, E. R., Keizer, R. P., Lyons, J. I. & Clabaugh, S. E.,** 1978. Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, pp. 1000-1012.
- Tristán-González, M.,** 2008. *Evolución tectono-volcánica durante el Paleógen en la porción sur-oriental de la Mesa Central*, Juriquilla: Tesis doctoral.
- Tristán-González, M. & Torres-Hernández, J. R.,** 1998. The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico. *Geofísica Internacional*, pp. 283-292.
- Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J. R. & López-Doncel, R. A.,** 2009. Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí. *revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, pp. 466-481.
- Villa, L., Corretgé, L. G., Arias, D. & Suárez, O.,** 2004. Los depósitos volcánoclasticos sin-eruptivos del Paleozoico inferior del área de Lago-Fontarón (Lugo, España). *Trabajos de Geología*, Volumen 24, pp. 185-205.
- Wadell, H.,** 1933. Sphericity and Roundness of Rock Particles. *The Journal of Geology*, pp. 310- 331.
- Walker, G.,** 1980. The Taupo pumice: Product of the most powerful known (ultraplinian) eruption?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pp. 69-94.
- Wang, X.-C. y otros,** 2011. Geochemical and Hf–Nd isotope data of Nanhua rift sedimentary and volcaniclastic rocks indicate a Neoproterozoic continental flood basalt provenance. *Lithos*, Volumen 127, pp. 427-440.
- White, J. & Houghton, B.,** 2006. Primary volcaniclastic rocks. *GeoScience World* , pp. 677-680.
- Wilson, C. & Walker, G.,** 1982. Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *Journal of the Geological Society*, pp. 581-562.
- Zavala-Monsiváis, A., Barboza-Gudiño, J. R., Velasco-Tapia, F. & García-Arreola, M. E.,** 2012. Sucesión volcánica Jurásica en el área de Charcas, San Luis Potosí:

Contribución al entendimiento del Arco Nazas en el noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, pp. 277-293.

ANEXOS

Anexo 1. Descripción macroscópica de muestras.

<i>Muestra</i>	<i>Tipo de roca</i>	<i>Descripción</i>	<i>Análisis</i>
<u>CLEP1</u>			
GR-01 GR-01p	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color marfil a marfil medio, constituida por partículas del tamaño de la ceniza extremadamente fina. De un 7 a 10% de la roca la constituye el componente juvenil pómez. El 50% de ésta se describen como subredondeada, mientras el otro 50% como subangulosa, ambas de baja esfericidad. Roca bien seleccionada y matriz soportada, con presencia de oxidación discontinua en el afloramiento.	Roca total: DRX, FRX, MEB, determinación de diatomeas. Pómez: DRX, FRX, MEB
GR-02 GR-02p	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color verde pálido, con zonas que van del rosado al rojizo. Se encuentra constituida por partículas del tamaño de la ceniza extremadamente fina y pómez fibrosa (5 a 7%), con largos máximos de hasta 20 mm (30 mm en el afloramiento). El 90% de la pómez es subangular, mientras el restante es subredondeada, ambas de baja esfericidad. Roca bien seleccionada y matriz soportada, con presencia de oxidación en el afloramiento.	Pómez: DRX. FRX.
GR-03	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color marfil a marfil claro, constituida por partículas del tamaño de la ceniza extremadamente fina y pómez (15 a 20%) con largos oscilantes entre los 2 y 20 mm. Es subredondeada, de baja esfericidad y de aspecto jabonoso. Roca matriz soportada. Gradación normal en el afloramiento	
GR-04 GR-04p	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color rosácea, constituida por partículas de ceniza extremadamente fina. El 15% de la roca la constituyen pómez, con tamaños entre 1 y 15 mm. El 60% son subredondeadas y el 40% subangulares. Ambas de baja esfericidad. Presencia de oxidación y gradación normal en el afloramiento.	Roca total: MEB. Pómez: DRX, FRX, MEB, ICP-OES.

Anexo 1. Descripción macroscópica de muestras (continuación).

<i>Muestra</i>	<i>Tipo de roca</i>	<i>Descripción</i>	<i>Análisis</i>
GR-05	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color rosácea, constituida por ceniza extremadamente fina y clastos de pómez (5 a 7%) menores a los 10mm de largo. La pómez presenta un aspecto fibroso y alterado. El 95% de ellas son subangulares, mientras el restante es de aspecto redondeado. Ambas de baja esfericidad. Roca matriz soportada.	
GR-06	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color verde, constituida por ceniza extremadamente fina. Entre el 5 y 10% la constituyen clastos de pómez subangulares de baja esfericidad y subredondeadas de alta esfericidad. La pómez se encuentra fibrosa y alterada. Roca matriz soportada.	Roca total: Determinación de diatomeas.
GR-07	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color rosa claro a hueso claro, constituida por ceniza extremadamente fina. Entre el 1 y 2% la conforman clastos de pómez menores a los 5 mm de largo. Son subredondeadas y de alta esfericidad. Roca matriz soportada.	Roca total: DRX, FRX,
GR-08	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color verde pistacho claro, constituida por ceniza extremadamente fina. Una cantidad menor al 1% la conforman clastos de pómez, los cuales son subangulares de baja esfericidad, con lagos menores a los 10mm. Se observa laminación paralela planar y oxidación. Roca matriz soportada	Roca total: DRX, FRX, determinación de diatomeas.
GR-09	Toba mediana	Muestra de mano color rojo-rosado, constituida por ceniza media. Los minerales predominantes son los feldespatos potásicos, sanidino principalmente. Texturalmente es una roca madura, con contacto de grano tangencial y cóncavo-convexo. Matriz soportada y altamente oxidada.	Roca total: DRX, FRX, MEB, ICEP-OES.
GR-10	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color rosa claro, constituida por ceniza extremadamente fina. En ocasiones se observan pómez menores a los 6 mm de largo, subredondeadas y de baja esfericidad. La estructura sedimentaria es laminación paralela, que va desde <1 a 10 mm de espesor. También es posible observar laminación no paralela y alteración secundaria.	Roca total: DRX, FRX.

Anexo 1. Descripción macroscópica de muestras (continuación).

<i>Muestra</i>	<i>Tipo de roca</i>	<i>Descripción</i>	<i>Análisis</i>
GR-11	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color pistacho, constituida por ceniza extremadamente fina. Las pómez son ocasionales. 50% de ellas son redondeadas, mientras el otro 50% son subangulares. Ambas de alta esfericidad. Fibrosas y, en ocasiones, solo se observa la cavidad donde fueron alojadas. Es posible observar líticos máficos. Éstos son redondeados o subredondeados de apenas unos milímetros de diámetro. La estructura sedimentaria principal es laminación paralela. El afloramiento presentaba oxidación	Roca total: Determinación de diatomeas.
GR-12	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color verde pistache, constituida por ceniza extremadamente fina. Un 30% de la roca la conforman clastos de pómez subredondeadas a subangulares, fibrosas y alteradas, de baja esfericidad. La estructura sedimentaria es laminación paralela, menor a los 10 mm de espesor. También se observa laminación discontinua. Entre lámina y lámina se observa anhidrita menor a los 3 mm de crecimiento.	Roca total: Determinación de diatomeas.
GR-13	Toba extremadamente fina	Descripción similar a la anterior, pero con crecimiento, entre lámina y lámina, de 5 mm de anhidrita.	Roca total y anhidrita: DRX, FRX.
GR-14	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color verde, constituida por ceniza fina. Un 2% está conformada por clastos de pómez que van del milímetro a los 20 mm de largo. Se observan subredondeadas y de alta esfericidad, así como líticos de composición máfica. La estructura sedimentaria principal es laminación paralela con crecimiento de anhidrita de hasta 5 mm.	
GR-15	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color verde, constituida por ceniza fina. La roca presenta dos texturas: (1) lisa, correspondiente a ceniza extremadamente fina y con laminación paralela planar y, (2) rugosa, debido a alta porosidad, de hasta un milímetro de ancho por cavidad porosa. El espesor de las laminaciones puede alcanzar los 20 mm, mientras la capa porosa presenta líticos máficos	

Anexo 1. Descripción macroscópica de muestras (continuación).

<i>Muestra</i>	<i>Tipo de roca</i>	<i>Descripción</i>	<i>Análisis</i>
GR-16	Toba extremadamente fina	Descripción similar a la anterior, pero con laminaciones más finas, no mayores a los 3 mm de espesor.	Roca total: DRX, FRX, MEB
GR-17	Toba extremadamente fina	Descripción similar a la anterior, pero las laminaciones pueden alcanzar los 5 mm de espesor.	
GR-18	Toba fina	Muestra de mano con variaciones en el color verde: claro en zona inferior, oscuro en zona superior. La zona inferior está constituida por ceniza fina, mientras la zona superior por ceniza extremadamente fina. En la zona inferior se observa pómez en un 1%. Es subangular y de baja esfericidad, menor al centímetro de largo. En la zona superior, la pómez se localiza en una de las láminas (10%), es subredondeada y de alta esfericidad, menor a 3 mm de diámetro. Mineralógicamente se observa cuarzo, feldespato y clorita. Hay laminación paralela en la zona inferior, de 0.5 mm hasta 3.5 cm. La zona superior presenta laminación irregular y laminación cruzada tangencial de bajo ángulo. Las laminaciones oscilan los 0.3 mm y 0.6 mm.	Roca total: DRX, FRX.
GR-18c	Toba fina	Descripción similar a la anterior, pero con estructura de flama en la parte superior de la muestra.	
GR-19	Toba fina con intercalaciones de toba extremadamente fina.	Muestra de mano con dos tonalidades: rojiza y verdosa; constituida por ceniza fina a media. Ocasionalmente se encuentran manchones de ceniza extremadamente fina. Es una toba masiva, bien seleccionada. El 5% la conforman clastos de pómez subredondeados de alta esfericidad, menores al milímetro de diámetro. Afloramiento cloritizado y oxidado.	Roca total: DRX, FRX.
GR-20	Toba fina	Muestra de mano color verde, constituida por ceniza fina y clastos de pómez (5 a 10%). Ésta última subangular (2 mm a 10 mm de largo), de baja esfericidad, fibroso, jabonoso y rosada. En la muestra es posible observar laminación cruzada tangencial en paquetes menores a los 10 mm.	Roca total: DRX, FRX.

Anexo 1. Descripción macroscópica de muestras (continuación).

<i>Muestra</i>	<i>Tipo de roca</i>	<i>Descripción</i>	<i>Análisis</i>
GR-21	Toba fina	Muestra de mano color verde, constituida por ceniza fina. Un 7% de la roca está conformada por pómez subangular a subredondeada, de baja esfericidad. Oscilando los 2 mm y 8 mm de largo. Generalmente es blanca y fibrosa. También se han observado granos verdes angulares que podrían tratarse de pómez alterada por materia orgánica. Es una roca masiva y con alteración biológica.	Roca total: DRX, FRX,
GR-22	Toba fina	Muestra de mano color verde, constituida por ceniza fina. En la cima de la muestra se observa una estructura de carga, específicamente de flama. No presenta mayor alteración que la materia orgánica en la parte externa de la muestra.	
GR-23	Toba fina lítica	Muestra de mano color verde, constituida por ceniza fina. El 1% de la muestra la forman clastos de pómez de 2 mm a 13 mm de largo. Son subredondeadas y de alta esfericidad. El 20% de la roca está conformada por líticos violeta, subangulares y de alta esfericidad de riodacita (?). En los líticos se observan halos de alteración color negro. En una de las caras de la muestra se observan relictos de la estructura descrita en la muestra anterior	
GR-24	Toba gruesa con intercalaciones de toba fina	Muestra de mano color verde, constituida por dos tamaños de partícula; ceniza gruesa a ceniza muy gruesa y ceniza fina a ceniza muy fina. Composicionalmente, el 30% de la roca corresponde a clastos de pómez, ésta se observa fibrosa, subangular y de baja esfericidad, yendo de los 3 mm hasta los 6 mm de largo. El 7% de líticos de riodacita (?), principalmente, y un 2% de cuarzo y posibles feldespatos. La roca se considera clasto soportada, pues la mayoría de sus granos guardan contactos cóncavo-convexo y saturado. Toba submadura. La ceniza gruesa es masiva, la ceniza fina forma laminación paralela de 1 a 2 mm de espesor.	Roca total: DRX, FRX.

Anexo 1. Descripción macroscópica de muestras (continuación).

<i>Muestra</i>	<i>Tipo de roca</i>	<i>Descripción</i>	<i>Análisis</i>
GR-25	Toba gruesa	Muestra de mano de coloración rojiza y constituida por ceniza gruesa. El 10% de la roca está constituida por cristales de cuarzo, mientras el 30% por feldespato potásico. Un 3% de la muestra pertenece a líticas de riodacita. El resto es la matriz que soporta a los clastos de contacto principalmente tangencial.	Roca total: DRX, FRX, MEB.
GR-26	Toba gruesa	Muestra de mano color rosado-violeta, constituida por ceniza gruesa. El 20% de la muestra está conformada por fragmentos de pómez. El tamaño varía de 1 mm hasta los 15 mm de largo. Las menores a los 3 mm son subangulares y de alta esfericidad, mientras las mayores a 3 mm son subredondeadas y de baja esfericidad. También se observan líticas de toba fina de hasta 67 mm de largo, esta toba es rosa claro. Un 2% de la muestra presenta líticas de riodacita, menores a 3 mm de largo. De estructura masiva.	Roca total: DRX, FRX, ICP-OES.
GR-26c	Toba fina	Muestra de mano color marfil, constituida por ceniza fina. El 1% de la muestra está constituida por pómez sumamente alterada y fibrosa, así como otro 1% de líticas de riodacita (?). Es una roca masiva, muy bien seleccionada y pobremente compacta. No se observa ningún tipo de alteración, más que unos granos, en proporción 5% de color negro.	
<u>CLEP2</u>			
GR-27	Toba mediana	Muestra de mano color hueso claro y constituida por ceniza mediana. El 10% de la muestra se encuentra constituida por cristales de cuarzo, mientras otro 10% la constituyen líticas de riolita. Un 25% de la muestra son fragmentos de pómez, los cuales se encuentran sumamente alterados, al presentar un color verde oscuro. Es una roca masiva, matriz soportada y zeolitizada.	Roca total: DRX, FRX, ICP-OES.
GR-28	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color hueso claro, constituida por ceniza extremadamente fina. La muestra contiene pellets en un 7%. Es de estructura masiva y matriz soportada, pobremente compacta. Se encuentra muy alterada, debido a meteorización física y biológica	Roca total: DRX, FRX, ICP-OES.

Anexo 1. Descripción macroscópica de muestras (continuación).

<i>Muestra</i>	<i>Tipo de roca</i>	<i>Descripción</i>	<i>Análisis</i>
GR-29	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color hueso claro, constituida por ceniza extremadamente fina. Un 5% de la muestra la forman clastos de pómez con aspecto jabonoso, subangular y alta esfericidad. Es una roca masiva y moderadamente compacta.	
GR-30	Toba extremadamente fina	Muestra de mano color rosado, constituida por ceniza extremadamente fina a fina. La muestra contiene clastos de pómez en un 1%, esta pómez es subangular, de alta esfericidad y menor a 1 mm de diámetro. Se observan líticos de riolita en la misma proporción que la pómez. Es una roca masiva y bien compacta. Hay oxidación y estructuras de carga (flamas).	
GR-31A	Toba fina	Muestra de mano color rosado, constituida por ceniza fina. Ocasionalmente se observan clastos de pómez, éstos se ven alterados, subangulares y de baja esfericidad. Es una roca masiva y bien compacta. Hay presencia de oxidación.	
GR-31B	Toba muy fina	Muestra de mano color violeta, conformada por ceniza muy fina. Es una roca con laminación paralela y bien compacta. Hay presencia de oxidación. Las laminaciones son observables a partir de la gradación de color rosa-violeta. Éstas van de los 2 mm hasta los 4 mm.	
GR-32	Toba muy gruesa	Muestra de mano color verde, conformada por ceniza muy gruesa. Composicionalmente, presenta gran cantidad de líticos, así como cuarzo, feldespatos y minerales verdes, en menor proporción. La cantidad de líticos oscila de 15% a 20% (lava riolítica). Es una roca masiva, pobremente seleccionada y moderadamente compacta. Mayormente clasto soportada y de contacto cóncavo-convexo.	
GR-33	Toba gruesa	Muestra de mano color verde, constituida por ceniza gruesa. Composicionalmente, se observan líticos (2%), cuarzo (2%), minerales verdes (2%) y, ocasionalmente, biotita. Es una roca masiva, moderadamente compacta y alterada por el medio ambiente.	

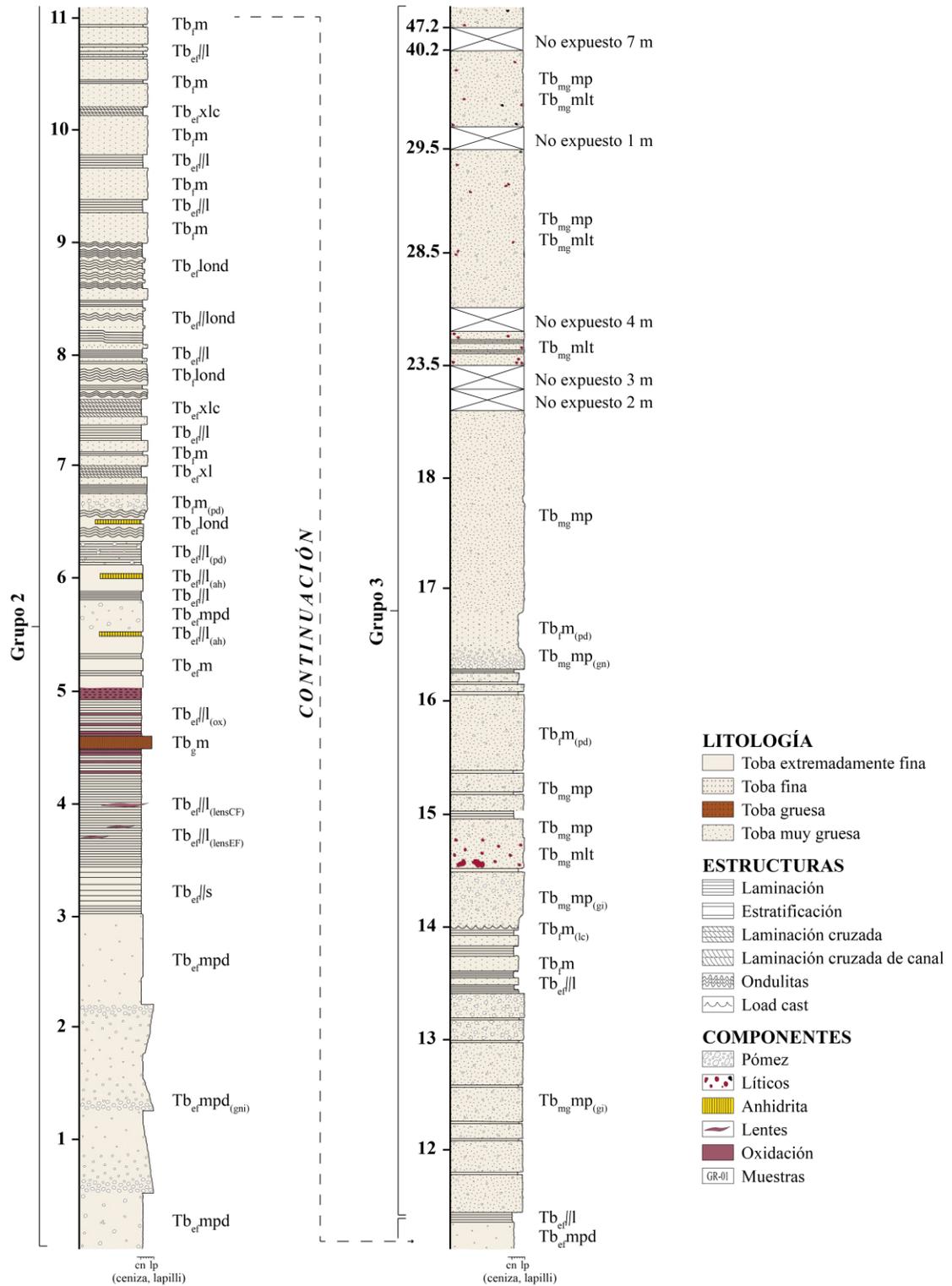
Anexo 1. Descripción macroscópica de muestras (continuación).

<i>Muestra</i>	<i>Tipo de roca</i>	<i>Descripción</i>	<i>Análisis</i>
GR-34	Toba fina	Clasto redondeado de toba, localizado dentro de la columna estratigráfica. La muestra es de color rosa (leucocrática). Está constituida por cenizas finas. Composicionalmente, presenta un 5% de líticos alargados (5 mm de largo, por menos de 1 mm de ancho) con orientación. Un 1% son cristales de cuarzo.	
GR-35	Toba fina	Muestra de mano color rojizo, constituida por ceniza fina. Ocasionalmente se observan pequeños cristales de muscovita. Es una roca masiva, bien consolidada y con ligera oxidación y alteración biológica.	
GR-36	Toba de lapilli fino	Muestra de mano color verde, constituida por lapilli fino. Mineralógicamente, se localiza cuarzo y feldespatos potásicos. También es posible observar pómez alterada y líticos. Esta roca es masiva, clasto soportada, de contacto cóncavo-convexo y moderadamente compacta. No presenta mayor alteración que la generada por la exposición al medio ambiente.	
CLEP3			
GR-37	Toba fina	Muestra de mano color hueso, constituida por ceniza fina. La roca presenta clastos de pómez y minerales muy característicos color verde. La pómez se encuentra en una proporción del 15%. Es subangular a subredondeada y con tamaños entre los 2 mm y 10 mm. En su mayoría presentan un color blanco y aspecto fibroso. Los minerales verdes se encuentran redondeados y en una proporción del 10%. Es una roca masiva y moderadamente compacta. Presencia de zeolitización pervasiva.	Roca total: MEB
GR-38	Toba extremadamente fina	Muestra de mano con dos tonalidades: verde y rojo; constituida por ceniza extremadamente fina a ceniza fina. El componente principal de la roca son fragmentos de pómez en una proporción del 30%. Esta pómez es blanca y subredondeada. El 80% de ellas son alargadas, como un fiamme, llegando a medir hasta 23 mm de largo y presentando una orientación. El otro 20% se muestran desalineadas y de alta	

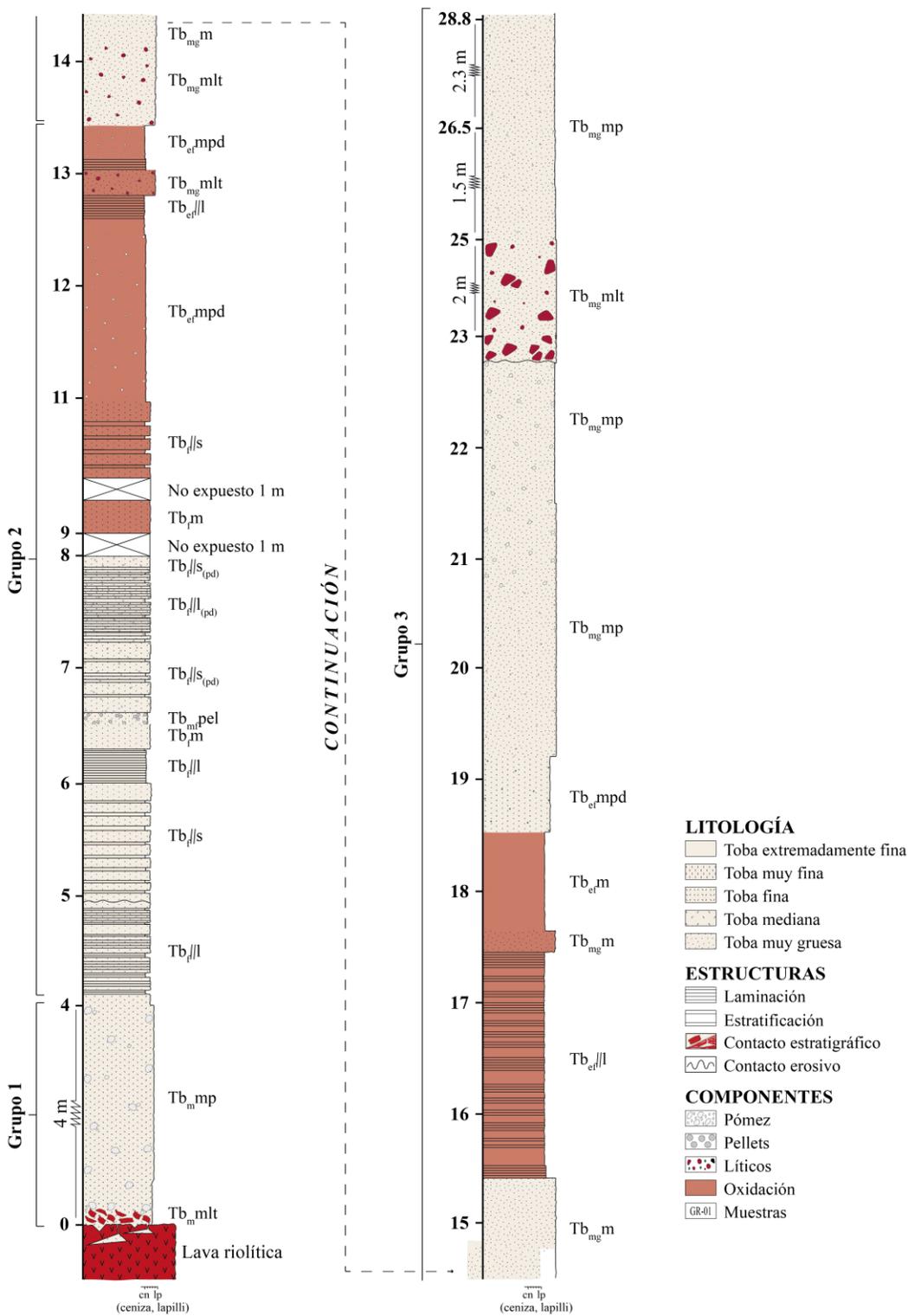
Anexo 1. Descripción macroscópica de muestras (continuación).

<i>Muestra</i>	<i>Tipo de roca</i>	<i>Descripción</i>	<i>Análisis</i>
		esfericidad. Todas las pómez se muestran con gran contenido de cristales de cuarzo y plagioclasas. El aspecto de las pómez alargadas y la intercalación de colores simulan una especie de foliación en la roca. Moderadamente soldada.	
GR-39	Toba fina	Muestra de mano color verde, constituida por ceniza fina. Los líticos se encuentran en una proporción del 30%, mostrando aglomerados particulares. Estos son subangulares y en su mayoría de alta esfericidad, llegando a medir hasta 16 mm de diámetro. Casi en su totalidad son lava riolítica. Los minerales verdes aparecen en un 3%. Es una roca masiva y pobremente soldada. La alteración principal es la causada por el intemperismo.	
GR-40	Toba muy fina	Muestra de mano color verde, constituida por ceniza muy fina. La muestra está caracterizada por contener fragmentos de pómez, minerales verdes y líticos. La pómez se observa en una proporción del 15%. Ésta se observa subangular y de alta esfericidad, llegando a medir de 1 mm a 7 mm de diámetro. En un 2% se encuentran los minerales verdes redondeados, mientras que ocasionalmente se observan líticos alterados de color marrón. Es una roca masiva, y moderadamente compacta. No presenta mayor alteración que la meteorización y los minerales verdes que se observan como zeolitización.	

Anexo 2. CLEP 1: correlación de litofacies con posible grupo eruptivo.



Anexo 2. CLEP 2: correlación de litofacies con posible grupo eruptivo.



Anexo 2. CLEP 3: correlación de litofacies con posible grupo eruptivo.

