



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

EL VOLCÁN LAS CABRAS, CUENCA DE ZACAPU,
MICHOACÁN, MÉXICO: EDAD, HISTORIA
ERUPTIVA Y COMPOSICIÓN QUÍMICA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICA

P R E S E N T A:

ATHZIRI HERNÁNDEZ JIMÉNEZ



DIRECTOR DE TESIS:
DRA. MARIE-NOËLLE GUILBAUD

2015

CIUDAD UNIVERSITARIA, D.F.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ÍNDICE

Índice de Figuras

Índice de Tablas

RESUMEN

Capítulo 1.-Introducción	1
1.1. Generalidades sobre el vulcanismo monogenético	1
1.2. Tipos de edificios monogenéticos	1
1.3. Estilos Eruptivos	3
1.4. Sistemas magmáticos en volcanes monogenéticos	7
1.5. El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano y sus campos monogenéticos	7
1.6. El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG)	9
Capítulo 2.- Presentación breve del área de estudio, objetivo y metodología	13
2.1. Área de estudio	13
2.2. Objetivos del estudio	13
2.3. Metodología	14
Capítulo 3.- Descripción del volcán y de sus depósitos	17
3.1. El Cono	17
3.2. La Lava	18
3.3. Hummocks	18
3.4. Depósitos piroclásticos	20
3.5. Datación de paleosuelos	22
3.6. Estructuras sedimentarias	28
3.7. Morfología, textura de clastos y minerales en muestra de mano	28
Capítulo 4.- Composición Química y Mineralógica	33
4.1. Composición total: Elementos mayores	33
4.2. Composición total: Elementos traza	34
4.3. Petrografía y Mineralogía	40
Capítulo 5.- Interpretaciones y discusión	45
5.1. Secuencia de eventos	45

5.2. Canales de erosión e implicaciones climatológicas	46
5.3. Procesos químicos, cristalización y evolución de los magmas	48
CONCLUSIONES	52
REFERENCIAS	53
ANEXOS	58
APÉNDICES	69

Índice de Figuras

	Pag.
Capítulo 1	
Figura 1. Variaciones en la morfología de los edificios volcánicos y la energía liberada por las explosiones en función de la proporción de agua en el ambiente de formación (Adaptada de Wohletz y Sheridan, 1983a).	1
Figura 2. Distribución de los campos monogenéticos estudiados dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.	10
Capítulo 2	
Figura 3. Fotografía aérea del Volcán Las Cabras.	13
Capítulo 3	
Figura 4. Mapa del Volcán Las Cabras y volcanes circundantes.	17
Figura 5. Interior de un Hummock expuesto en una cantera.	19
Figura 6. Bombas tipo corteza de pan.	19
Figura 7. Columnas estratigráficas de los depósitos piroclásticos.	23
Figura 8. Correlación de las 4 secuencias estratigráficas.	27
Figura 9. Escala de redondez y angulosidad, modificada de Powers (1953).	28
Figura 10. Estructuras sedimentarias peculiares en la unidad basal de la secuencia estratigráfica.	29
Figura 11. Imágenes de clastos de escoria obtenidas con el SEM.	30
Figura 12. Fotografías de dos tipos de líticos accidentales.	31
Figura 13. Distintos tipos de bombas encontradas en los depósitos piroclásticos.	31
Capítulo 4	
Figura 14. Diagrama TAS (sílice & álcalis totales, según Le Bas et al., 1986) para los productos del V. Las Cabras.	34
Figura 15. Diagramas de elementos mayores tipo Harker, para las escorias.	36
Figura 16. Diagramas de elementos mayores tipo Harker, para las bombas y la lava.	37
Figura 17. Diagramas multielementos de elementos traza para las escorias pertenecientes	38

a las 4 secciones muestreadas, normalizadas respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1992).

Figura 18. Diagrama multielementos de tierras raras, valores normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1992).	29
Figura 19. Imagen escaneada de la lámina delgada de un fragmento de bomba con textura de magma mingling (muestra ZAC-14279 M2).	40
Figura 20. Imagen escaneada de la lámina delgada de una bomba gris con una textura microvesicular (muestra ZAC-14279W).	40
Figura 21. Imagen escaneada de lamina delgada de un corte a través de la corteza vítrea (café claro en lamina) y el núcleo gris vesicular de una bomba (muestra ZAC-14281A2).	41
Figura 22. Imagen escaneada de lamina delgada de otro corte a través de la parte exterior de la bomba con núcleo gris (muestra ZAC-14281A3, ver detalles en tabla 1, apéndice 2).	41
Figura 23. Microfotografía de los dos tipos de clastos ocurriendo en la escoria (muestra ZAC-14279I).	42
Figura 24. Microfotografía de la textura típica de la lava (muestra ZAC-14281B).	43
Figura 25. Microfotografía de un lítico accidental (muestra ZAC-13194L-1).	43
Figura 26. Microfotografía de un xenolito (muestra ZAC-14281B).	43

Capítulo 5

Figura 27. Historia eruptiva inferida a partir de las relaciones estratigráficas y el estudio de los depósitos.	47
Figura 28. Diagramas de % de minerales de olivino (Ol) y de plagioclasa (Pl) observados en lamina delgada con respecto al % en peso de los elementos mayores Na ₂ O y MgO, y de los elementos traza Sr y Ni en ppm medidos en las muestras totales.	49
Figura 29. Diagramas ejemplificando las tendencias de curvas de concentración de tierras raras para dos procesos de diferenciación magmática.	50
Figura 30. Esquema simplificado de los posibles procesos de emplazamiento y evolución del magma que origina la erupción del V. Las Cabras.	51

Índice de Tablas

	Pag.
Tabla 1. Características generales de los campos volcánicos monogenéticos presentes en el CVTM, sn=sin número, no se tiene el dato del número de estructuras.	9
Tabla 2. Términos empleados para describir la distribución del tamaño de clastos de depósitos piroclásticos (modificado de White y Houghton, 2006).	15
Tabla 3. Fechamientos por radiocarbono de paleosuelos debajo de depósitos piroclásticos del V. Las Cabras.	22

Resumen

La actividad volcánica monogenética, es de gran importancia, ya que se ha manifestado durante la evolución del cinturón volcánico Trans-mexicano y se encuentra expuesto en los distintos campos volcánicos que conforman el eje neo-volcánico. En el campo Michoacán-Guanajuato, este tipo de actividad volcánica ha producido cientos de volcanes, incluyendo en épocas recientes erupciones del Jorullo y del Parícutin. Estas dos erupciones han sido sin embargo las únicas a haberse estudiado de manera detallada, y resulta un entendimiento solamente parcial del tipo de actividad involucrado con la formación de conos de escoria.

El volcán Las Cabras es un volcán tipo cono de escoria ubicado en la parte central del campo Michoacán-Guanajuato. Aunque este volcán es morfológicamente similar a otros conos de escoria en esta área, se caracteriza por tener texturas de magma *mingling* muy peculiares. Además, el cono está abierto en forma de herradura, y presenta depósitos piroclásticos muy bien preservados y expuestos, permitiendo desarrollar un análisis detallado.

Se analizaron 4 secciones estratigráficas, pertenecientes a los depósitos piroclásticos de Las Cabras. Se fecharon 4 paleosuelos obtenidos directamente debajo de las secciones estratigráficas; se utilizó la técnica de datación por espectrometría de masas con aceleradores (AMS). El fechamiento de paleosuelos permite definir una edad para la erupción de ~ 25,600 años AC (edad calibrada).

Se analizaron un total de 48 muestras, de las cuales 32 son muestras de escoria, 9 muestras de bombas, 6 muestras de lava y una muestra de un xenolito. La determinación cuantitativa de los óxidos mayores, de algunos elementos traza y de las tierras raras se obtuvo por los métodos de ataque FUS-ICP (Fusion-Inductively Coupled Plasma), TD-ICP (Total Digestion-Inductively Coupled Plasma) y INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis), dependiendo del elemento requerido es el método usado. También, se observaron 53 láminas delgadas de las cuales 7 pertenecen a líticos (xenolitos), permitiendo identificar las paragénesis minerales para cada una de las láminas.

La actividad eruptiva del V. Las Cabras se caracterizó por tener dos etapas principales, una primera etapa asociada a una actividad explosiva evolucionando de mayor (fase 1) a menor (fase 2) explosividad, transitando a una segunda y última etapa exclusivamente efusiva. La emisión de lava durante la etapa 2 causó el colapso de uno de los flancos del cono, emplazando hummocks sobre los flujos. Las estructuras sedimentarias encontradas en los depósitos de la fase 1 (impactos de bombas y canales asimétricos), indican la ocurrencia de lluvias torrenciales durante la primera parte de la erupción, lo que implica que el clima en esta época era relativamente húmedo.

Los productos de las cabras tienen una composición típica de productos de arcos en contexto de subducción, de acuerdo con el contexto tectónico. Las características mineralógicas y texturales de los productos, indican que el magma juvenil intermedio emitido se mezcló parcialmente con un magma dacítico probablemente a poca profundidad en la corteza. Las variaciones composicionales encontradas en los productos de la primera fase de la erupción no son consistentes con un proceso de mezcla total de estos dos magmas. Sin embargo, podrían ser atribuidos a diferencias en el grado de fusión parcial de la fuente del magma de composición intermedia.

Capítulo 1: Introducción

1.1 Generalidades sobre el volcanismo monogenético

Se le clasifica como monogenéticos a los volcanes que hacen erupción una sola vez. El conducto eruptivo se forma cuando entra en erupción, por lo que la ocurrencia de xenolitos en los productos puede estar relacionada con las características de la roca encajonante. El conducto inicial suele ser una fisura que representa la intersección del dique con la superficie. Algunos volcanes monogenéticos son volcanes compuestos, tales como un cono de escoria en un maar o un domo de lava en un cono previamente formado. Los volcanes monogenéticos pueden formar sobre los flancos de volcanes poligenético o estar asociados a calderas (Nakamura, 1977).

Los campos volcánicos monogenéticos son importantes manifestaciones de este tipo de vulcanismo que ocurren en todos los ambientes tectónicos, aunque que dominan en las regiones continentales en contexto de extensión (Valentine y Gregg, 2008). Están formados por grupos de volcanes de pequeño volumen que se han formado por erupciones cortas (<10 años) e incluyen décimas hasta cientos de estructuras volcánicas alineadas a lo largo de estructuras tectónicas, como fallas (Connor, 1987). A pesar de la corta vida de un volcán monogenético, en períodos de cientos hasta algunos millones de años, el vulcanismo monogenético puede dar lugar a campos volcánicos muy extensos conformados por cientos de edificios. Connor y Conway (2000) notan que: “Las características físicas principales de los campos volcánicos monogenéticos incluyen el número de centros de emisión individual, la recurrencia de las erupciones volcánicas, la distribución de los eventos y su relación con las características tectónicas, tales como cuencas, zonas de falla y rift”. Los campos volcánicos pequeños frecuentemente contienen menos de 50 centros eruptivos distribuidos en un área menor de 1,000 km², mientras que los campos volcánicos extensos contienen más de 100 centros eruptivos distribuidos en un área mayor a 1,000 km² (Connor y Conway, 2000).

En estos campos se encuentran típicamente edificios compuestos por depósitos piroclásticos (e. g. conos de toba, maares, conos de escoria) que implican erupciones explosivas generando depósitos de caída, coladas y oleadas (Connor y Conway, 2000). La naturaleza del edificio formado depende del tipo de la superficie pre-eruptiva (litología y propiedades mecánicas), la geometría del conducto eruptivo, así como, la disponibilidad de agua para interactuar con el magma (Valentine y Groves, 1996). La forma y el tamaño de los volcanes monogenéticos son el resultado de la compleja interacción entre la actividad eruptiva (diferentes fases), el ambiente tectónico y estructural (distribución y alineación de fisuras eruptivas) y los procesos de degradación (erosión). Además de que los cambios climáticos estacionales pueden desempeñar un papel importante en la formación de diferentes morfologías volcánicas (Németh et al., 2001; Siebe et al., 2005).

1.2 Tipos de edificios monogenéticos

Los volcanes que constituyen los campos monogenéticos se nombran de acuerdo a las características particulares de sus productos, los cuales dan origen a estructuras pequeñas tales como conos de escoria (o conos cineríticos), maares, anillos y conos de toba, domos de lava, así

como a estructuras de mayor tamaño como volcanes escudo. Se describen a continuación los tipos más comunes de estructuras.

a. Conos de Escoria

La formación de conos de escoria ha sido tradicionalmente asociada a erupciones de tipo estrombolianas o hawaianas que involucran magmas con baja viscosidad, generalmente magmas basálticos (Vespermann y Schmincke, 2000; ver más detalles a continuación).

Tal como mencionado previamente, en general los conos de escoria pueden formar edificios parásitos ubicados en los flancos de volcanes escudo o estratovolcanes (e.g. El Monte Etna tiene varios; Francis y Oppenheimer, 2004) o formar campos volcánicos cuyos edificios se encuentran a menudo alineados a lo largo de fallas en la corteza (Nakamura, 1977).

La morfología de los conos de escoria depende de varios factores como el volumen total de material emitido y la emisión de flujos de lava durante o después de la actividad explosiva que puede llegar a recubrir la base de una parte importante del cono y/o ocasionar el colapso del edificio previamente establecido. Las erupciones de los conos de escoria producen depósitos de caída de escasa extensión y edificios de pequeña altura (200 m-300 m). Los conos de escoria jóvenes tienen pendientes laterales de $\sim 33^\circ$, a este ángulo se le conoce como ángulo de reposo (Francis y Oppenheimer, 2004), mientras que los conos más antiguos o degradados muestran ángulos menores.

b. Anillos de Toba, Conos de Toba y Maares

Estos tipos de volcanes son el resultado de erupciones freatomagmáticas producidas por explosiones que ocurren cuando el magma ascendente entra en contacto con agua subterránea o superficial. Se pueden subdividir en tres tipos diferentes que varían estructuralmente y morfológicamente en función del grado de explosividad que es controlado por la proporción magma/agua durante el transcurso de la actividad (Fig. 1).

Los anillos de toba frecuentemente tienen alturas menores a 50 m y pendientes laterales $<25^\circ$ mientras que los conos de toba presentan bordes más altos, de hasta 300 m, y una pendiente lateral $>25^\circ$. En general, los anillos de toba se forman cuando el magma entra en contacto con agua subterránea, mientras que los conos de toba se forman cuando el contacto magma-agua ocurre en la superficie (Fig. 1, Francis y Oppenheimer, 2004).

Los Maeres son por definición anillos o conos de toba que presentan un lago en su cráter. La base del cráter de estos edificios se sitúa bajo el nivel de la topografía que lo rodea (Vespermann y Schmincke, 2000). Estos cráteres tienen diámetros de algunos cientos de metros hasta ~ 3 km (Cas y Wright, 1988).

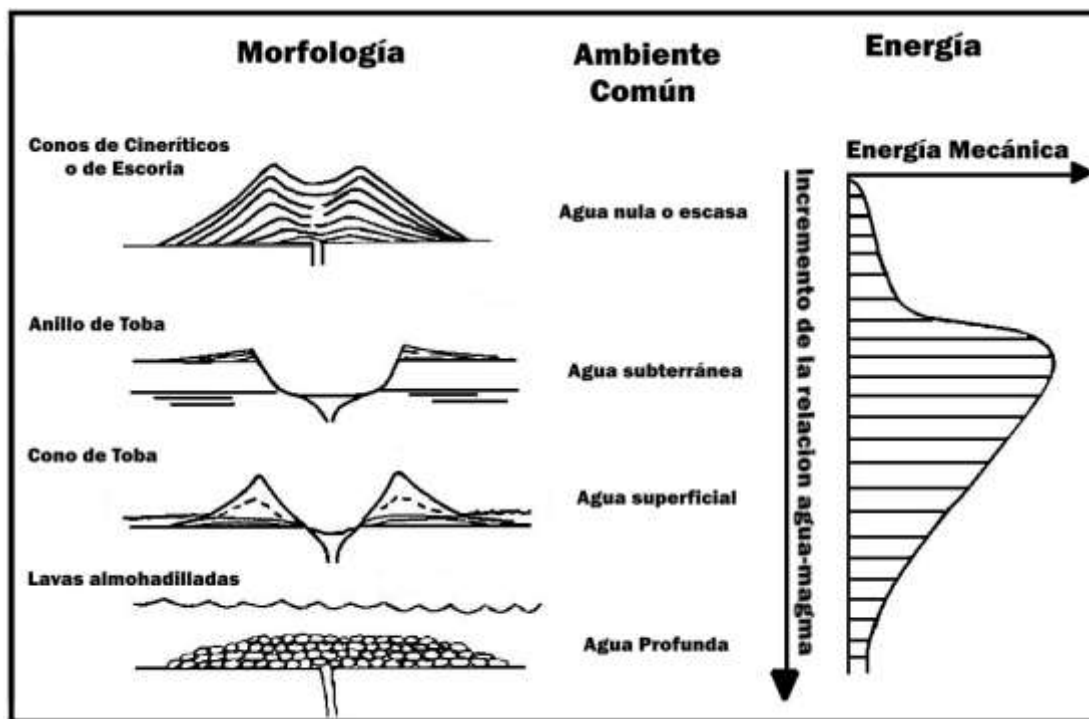


Figura 1. Variaciones en la morfología de los edificios volcánicos y la energía liberada por las explosiones en función de la proporción de agua en el ambiente de formación (Adaptada de Wohletz y Sheridan, 1983a).

1.3 Estilos eruptivos

Las erupciones de volcanes monogenéticos pueden abarcar un amplio rango de estilo, por lo que resulta útil revisar los distintos estilos eruptivos usualmente considerados. Una erupción volcánica se caracteriza en general por la expulsión de gases, material fragmentado (piroclástos), y flujos de lava desde una fisura o boca eruptiva. Las erupciones son clasificadas por su intensidad (la cual se ve reflejada en la altura de columna y el tamaño del área de dispersión de piroclástos), la composición y estructura de los depósitos, así como también las características del edificio construido. Los diferentes tipos de actividad que se distinguen son los siguientes, en orden creciente de explosividad (la mayoría de la información que se presenta en esta sección se obtuvo de los libros de Francis y Oppenheimer, 2004, y de Cas y Wright, 1988, las otras fuentes utilizadas para esta sección aparece referenciadas en el texto correspondiente).

a. Hawaiano

Son erupciones que se caracterizan por producir lavas de baja viscosidad (composición basáltica) y relativamente bajas cantidades de piroclástos y gases. La columna eruptiva es comúnmente menor

de 100 m de altura por lo que el área de dispersión es muy pequeña (Walker, 1981). La baja viscosidad del magma facilita la expansión de los gases dando lugar a vesículas de gran tamaño (metros) que se escapan pasivamente del magma sin producir explosiones violentas. También se produce chorros de lava incandescente que alcanzan unos cientos de metros de altura. Los piroclastos se depositan en un radio de algunas decenas de metros y los de menor tamaño que son arrastrados por el viento pueden depositarse hasta a $\sim 1 \text{ km}^2$ alrededor del centro eruptivo. La mayoría de estos clastos, debido a su pequeño tamaño, se enfrían y solidifican antes de llegar al suelo donde se acumulan, dando origen a los depósitos de escoria y ceniza que forman pequeños conos. En ciertos casos, se producen grandes cantidades de *spatter* (chorros de lava) que presentan deformación plástica y la soldadura de los mismos, formando "*spatter cones* y *spatter ramparts*". Los depósitos usualmente contienen *achneliths*, que son fragmentos juveniles con superficies vítreas que se forman cuando fragmentos piroclásticos se deforman plásticamente durante su eyección de la boca eruptiva. Incluyen los cabellos y lágrimas de Pelé (magma que toma la forma de filamentos y de gotas de agua respectivamente). Los tipos de lavas más comunes asociados a esta actividad son-Pahoehoe y AA.

b. Estromboliano

El estilo estromboliano se caracteriza por pequeñas explosiones que se suceden en intervalos de unos segundos hasta minutos u horas. Involucra magmas de baja viscosidad que se suben en el conducto eruptivo a velocidades bajas (solo unos pocos metros por segundos). Las burbujas que se encuentran en el magma crecen, se unen y se extienden grandes dimensiones (incluso hasta 10 m de diámetro, dependiendo de las características físicas del magma y de las dimensiones del conducto por donde se desplaza el cuerpo magmático) desplazándose hacia arriba del conducto eruptivo a través del magma. La expansión rápida de estas burbujas provoca explosiones en la parte superior de la columna de magma. El material eyectado por el cráter alcanza velocidades de unos 20-80 m por segundo. Una vez fuera del cráter la resistencia atmosférica lo desacelera haciendo que algunos solo alcancen alturas de unos 100-150 m por encima del cráter. La cantidad de volátiles que se requiere para obtener las velocidades observadas varía entre 10 y 30 % del peso del material eruptido. Este porcentaje no puede ser explicado solamente por la exsolución directa de los gases del magma (para basaltos se tiene menos de 1 % en peso de volátiles) sino por procesos de segregación del gas muy eficientes dentro del conducto.

Las explosiones arrojan bombas que siguen trayectorias parabólicas con un ángulo de hasta $\sim 75^\circ$ desde la vertical, los clastos $< 10 \text{ cm}$ normalmente no siguen trayectorias balísticas (McGetchin et al., 1974). La acumulación de estos clastos construye un cono alrededor de la fisura o boca eruptiva, el cual aumenta de tamaño con cada explosión manteniéndose con un ángulo de reposo (Ver texto previo: Tipos de edificios monogenéticos; conos de escoria). También existe el reciclaje de bombas, las cuales regresan al conducto eruptivo y son nuevamente expulsadas. Este tipo de actividad genera depósitos que presentan una mezcla de lapilli y bloques reciclados, junto con bombas fluidas o aplanadas. Los múltiples episodios eruptivos y los cambios en las características de las explosiones producen discordancias internas dentro del depósito incluso pueden llegar a soldarse los clastos acumulados (Valentine y Gregg, 2008). La mayoría de los productos de caída se

deposita en las zonas proximales del cono, con una dispersión máxima de $\sim 5 \text{ km}^2$. Por ser una actividad eruptiva intermitente no se desarrolla una columna sostenida. Generalmente se producen pequeñas nubes convectivas de ceniza fina que suben a alturas de cientos de metros antes de ser dispersadas por el viento. La actividad estromboliana es común en los volcanes alrededor del mundo, un ejemplo es el El Monte Etna en Italia quien entra en erupción casi anualmente.

c. Estromboliano Violento

Este término describe las erupciones estrombolianas muy energéticas. Es una actividad que expulsa abundante ceniza fina generando columnas eruptivas sostenidas de hasta $\sim 10 \text{ km}$ de altura que duran de minutos a días (Valentine y Gregg, 2008). Otra de sus características es la producción de derrames de lava simultáneos a la actividad explosiva, los cuales fluyen por aberturas o fisuras laterales del cono principal. Las tasas de erupción magmática son intermedias (10^4 - 10^5 kg/s) entre las tasas estrombolianas y subplinianas. Las características de este estilo eruptivo pueden explicarse por diversos grados de segregación de gas en el magma, modulando las explosiones pulsátiles y la efusión del magma desgasificado (Pioli et al., 2008). Las facies piroclásticas de las erupciones estrombolianas violentas pueden diferir de las del tipo estromboliano y hawaiano, dando depósitos típicos de caída (cubren la topografía con depósitos de capas paralelas) que pueden tener poca o ninguna soldadura ya que los clastos bien fragmentados tienen tiempo suficiente para enfriarse y solidificarse mientras permanecen en la columna eruptiva. Están dispersados por el viento llegando a distancias de hasta $\sim 20 \text{ km}$ desde la boca eruptiva. Los depósitos de caída relacionados están caracterizados por contener relativamente escasas bombas y lapilli además de clastos altamente vesiculares. Los depósitos distales pueden tener espesores de algunos cm. Las numerosas capas que constituyen los depósitos reflejan un gran número de columnas pertenecientes a diferentes explosiones que ocurren durante un período de meses o años durante el cual el volcán estuvo activo (Valentine y Gregg, 2008) (e.g. Parícutin México 1942-1953).

d. Vulcaniano

Este tipo de actividad es común en volcanes que producen magmas de composición intermedia (basáltico-andesítico, andesítico, dacítico) relativamente viscosos. Se caracteriza por explosiones breves y violentas que expulsan grandes cantidades de material piroclástico a velocidades iniciales que pueden ser supersónicas cercanas a los 600 m/s , en cuyo caso también se propaga una onda de choque. Las explosiones forman a veces la primera fase de una larga erupción que puede llegar a durar años, algunas veces pueden destruir parte del edificio volcánico. Estas erupciones suelen ser silenciosas con densas nubes de ceniza fina que se mantienen sobre el cráter. Cada explosión genera una nube nueva de ceniza, estas nubes son comparables con las grandes nubes de tormenta cumulonimbos. Su columna eruptiva es más alta que una columna estromboliana, con alturas de 10 a 20 km . Los modelos teóricos para erupciones vulcanianas han calculados velocidades de eyección de aproximadamente 200 m/s . Una parte de los piroclastos lanzados son fragmentos de lava que se ha solidificado en el conducto eruptivo previamente a la erupción,

también, se tiene una gran fracción de líticos accesorios (Fragmentos de material rocoso no comagmáticos involucrados en la erupción). Escasos volúmenes de flujos piroclásticos son generados durante estas erupciones, sin embargo, no todas las erupciones vulcanianas producen estos flujos. Los depósitos de caída son principalmente de granulometría gruesa, grandes bombas y bloques similares a los depósitos de las erupciones estrombolianas violentas. Se encuentran a grandes distancias del cono (e.g. Volcán Irazú, Costa Rica, con depósitos a una distancia de ~ 800 m del centro eruptivo) con lo que se sugiere que se tienen velocidades muy altas de eyección. Esta actividad está generalmente asociada con el crecimiento y la destrucción de domos de lava.

e. Pliniano

Este estilo eruptivo es altamente explosivo y causado por la fragmentación de un magma rico en gases y con alta viscosidad. Estas explosiones liberan enormes cantidades de energía produciendo columnas eruptivas que alcanzan hasta 35 km de altura llegando a traspasar la estratósfera. Expulsa masas totales de 10^{11} - 10^{13} kg. Las cenizas de la columna eruptiva pueden depositarse a cientos de metros de distancia del volcán cubriendo un área mayor a 500 km^2 . Los depósitos de caída que se encuentran cerca de la fuente eruptiva pueden alcanzar un espesor de 10-25 m y contienen grandes fragmentos de pómez con tamaños de algunas decenas de centímetros y grandes bloques líticos; mientras que los depósitos distales presentan capas delgadas y de granulometría fina. Muchos depósitos de caída están asociados a ignimbritas (e.g. Okataina en Nueva Zelanda). Durante las erupciones plinianas grandes volúmenes de pómez son eyectados originando extensos depósitos de clastos de pómez de composiciones dacítica y riolítica. A menudo la erupción de una gran cantidad de magma conduce al hundimiento de la corteza ubicada sobre la cámara magmática, formando una caldera de varios kilómetros de diámetro. Las erupciones plinianas son típicas de estratovolcanes asociados a zonas de subducción. Escasamente están asociadas a magmas de composición basáltica (e.g. Tarawera al norte de Islandia en Nueva Zelanda en 1886).

Las erupciones que comparten características plinianas se clasifican en subpliniana y ultrapliniana. Las erupciones subplinianas son más energéticas que las vulcanianas y menos que las plinianas. Las erupciones subplinianas están frecuentemente asociadas con magmas de composición dacítica y riolítica. Forman grandes columnas eruptivas que pueden alcanzar alturas de ~ 20 km y dan lugar a grandes cantidades de tefra del orden de 10^6 kg/s .

Las erupciones ultraplinianas son de mayor energía que las erupciones plinianas. Están asociadas a columnas eruptivas de hasta ~ 45 km de altura y tasas de erupción de hasta $\sim 10^9 \text{ kg/s}$. Sus depósitos que se componen principalmente de pómez, alcanzan espesores de 1.8 m. A 50 km del cráter o fisura eruptiva, en la dirección del viento que dispersa los productos de la columna eruptiva, se encuentran depósitos con espesores de 1 m, mientras que a una distancia de 100 km se encuentran depósitos con espesores de ~ 25 cm; mientras que los depósitos de tefra de ~ 10 cm de espesor cubren un área de $\sim 15000 \text{ km}^2$ (e.g. Taupo, al norte de Islandia en Nueva Zelanda).

f. Hidrovolcánico

Genéricamente se le conocen como hidrovolcánicas, pero también existe el término freatovolcánicas o freatomagmáticas, y surtseyanas. Estas erupciones son consecuencia de la interacción del magma con agua causando la fragmentación del magma (Fig.1). Forman columnas ricas en vapor de agua y conos en forma de anillo o maares y depósitos de oleadas piroclásticas (Wohletz, 1993). En comparación, la erupción freática consiste en un contacto indirecto mediante la transmisión energética entre el magma y el agua aumentando la temperatura del agua de manera gradual hasta que alcanza su punto de ebullición generando un aumento en la presión, causando una explosión que fragmenta la roca, la cual se esparce alrededor del orificio que se ha formado en la superficie debido a la explosión. Durante las erupciones freatomagmáticas el contacto directo magma-agua genera un choque térmico (generando un enorme gradiente térmico) liberando una enorme cantidad de energía produciendo una explosión que expulsa magma juvenil y fragmentos de rocas que formaba parte de la superficie (Wohletz y Sheridan, 1983). Las erupciones surtseyanas son erupciones submarinas que se inician por el contacto entre el magma ascendiente y el agua superficial, provocando potentes explosiones que expulsan material piroclástico, el cual puede construir un cono sobre el nivel del mar. La formación de este cono aísla el magma del contacto con el agua, cambiando a una actividad estromboliana, la cual puede estar temporalmente interrumpida por explosiones hidrovolcánicas. Algunas erupciones terminan por una actividad efusiva que forma una isla volcánica (e.g. Surtsey en la costa de Islandia, 1963).

1.4 Sistemas magmáticos en volcanes monogenéticos

En comparación con los volcanes poligenético cuya actividad puede abarcar cientos de miles de años y producir una gran variedad de magmas gracias al establecimiento de un complejo sistema magmático dentro de la corteza, la vida de los volcanes monogenéticos es de corta duración y estos volcanes suelen estar considerados como aparatos “sencillos” asociados con magmas composicionalmente homogéneos que han sufrido periodos cortos de estagnación en la corteza. En general, se considera que las erupciones monogenéticas no forman cámaras magmáticas susceptibles de producir magmas con composiciones variables. Sin embargo, se han encontrado variaciones composicionales substanciales en los productos de ciertas erupciones, incluyendo a los productos de las erupciones históricas de Jorullo y del Parícutin que han ocurrido dentro de Campo volcánico de Michoacán-Guanajuato (Luhr y Carmichael, 1985; McBirney et al., 1987, Fries, 1953). Estas variaciones implican que procesos magmáticos más complejos han ocurrido durante estas erupciones posiblemente asociadas con la mezcla de magmas de diferentes fuentes, asimilación de la corteza y/o evolución de los magmas dentro de una cámara magmática formada durante la erupción. Estos procesos serán documentados con mayor detalle a continuación.

1.5. El Cinturón Volcánico Trans-mexicano y sus campos monogenéticos

La mayor parte del vulcanismo activo en México se encuentra ubicado a lo largo del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). Se localiza en la parte central de México sobre la placa de Norteamérica. El CVTM es el mayor (longitud y área) arco volcánico Neógeno en Norteamérica.

Abarca 160,000 km² con una longitud de 1,000 km y un ancho variable entre 80 km y 230 km entre los 18°30' y 21°30'N (Ferrari et al., 2011). Se extiende desde las costas del Pacífico hasta el Golfo de México y es el producto de la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norteamérica con un ángulo de subducción variable. La placa de Rivera subduce con un ángulo cercano a los 50°. El ángulo de subsidencia de la placa de Cocos es más variable (Pardo y Suárez 1995; Suárez et al., 1990), lo cual posiblemente refleja una fragmentación de la placa.

El CVTM está constituido por campos monogenéticos, estratovolcanes y complejos de calderas. La distribución de la actividad volcánica es de manera general controlada por la tectónica regional, distribuyéndose con una dirección preferencial este-oeste en su parte central y oriental, y oeste noroeste-este sureste en su parte occidental (Gómez-Tuena et al., 2005).

El CVTM en la parte central está afectado por sistemas de fallas regionales: la falla Taxco-Querétaro de NNW-SSE a NE-SW y el sistema de fallas Morelia-Acambay de E-W (Suter et al., 1992). La parte occidental es dominada por tres grandes zonas de rift, Tepic-Zacoalco al noroeste-sureste, Colima de norte a sur y Chápala este-oeste (Nixon et al., 1987). El cinturón define un ángulo de ~ 16° con respecto a la trinchera mesoamericana, lo cual es inusual en zonas de subducción (Pardo y Suárez 1995).

En la parte central-oriental del CVTM al oriente de la ciudad de México se desarrolla la Sierra Nevada: una cadena volcánica con orientación Norte-Sur constituida por el Cerro Tláloc, el complejo volcánico Iztaccíhuatl y el volcán Popocatepetl (Nixon, 1989). Más al oriente en la Cuenca de Serdán se encuentra el volcán La Malinche y el alineamiento Norte-Sur del Pico de Orizaba-Cofre de Perote (Carrasco-Núñez y Ban, 1994). Aparentemente, todos los estratovolcanes de esta parte de la CVTM tienen edades menores a 1 Ma (Gómez-Tuena et al., 2005).

Las descripciones generales de los campos volcánicos monogenéticos en el CVTM que han sido estudiados se presenta en la tabla 1, de oeste a este (Fig. 2).

Tabla 1. Características generales de los campos volcánicos monogenéticos presentes en el CVTM, sn=sin número, no se tiene el dato del número de estructuras.

Nombre del campo	Área	Número y tipo de volcanes	Edades
Ceboruco-San Pedro	~1600 km ²	16 conos de escoria (Frey et al., 2004), más de 20 domos (Petronille et al., 2005), sn volcanes escudo, sn fisuras y 2 conos de origen freatomagmático (Sieron y Siebe, 2008).	~3.8 a 0.8 Ma (Frey et al., 2004)
Mascota	~2000 km ²	87 pequeños conos y flujos de lava (Ownby et al., 2008).	~2.4 a 0.5 Ma (Ownby et al., 2008).
Tequila	~1600 km ²	49 unidades volcánicas que incluyen domos periféricos, flujos, conos de escoria y el volcán Tequila (estratovolcán) (Lewis-Kenedi et al., 2005).	~ 1.0 a 0.2 Ma (Lewis-Kenedi et al., 2005).
Colima	~450 km ²	Tres estratovolcanes (el Volcán de Colima, el Nevado de Colima y el volcán Cántaro), 11 conos de escoria y flujos de lava	Con tres intervalo de ~450-60 ka , 0.5-1.2 Ma y ~1.06-0.10 Ma. (Carmichael et al., 2006).
Michoacan-Guanajuato	~40,000 km ²	Más de 1040 volcanes (Hasenaka y Carmichael et al., 1985) (Ver detalles Cap. 1.5).	
Zitacuaro- Valle de Bravo	~3703 km ²	120 conos de escoria, un volcán escudo, algunos domos de lava y dos complejos de domos de lava (Aguirre-Díaz et al., 2006)	~ 10-40 ka (Aguirre-Díaz et al., 2006).
La Sierra de Chichinautzin	~2400 km ²	220 volcanes monogenéticos que incluye conos de escoria, volcanes escudo, flujos de lava y estructuras hidromagmáticas (Márquez et al., 1999).	~40,000 años (Márquez et al., 1999).
Apan	~970 km ² *	~ 280 conos de escoria, 10 volcanes escudo, 5 domos, y múltiples flujos de lava (García-Palomo et al., 2002). *García-Tovar et al., 2015.	~1.8 y 0.47 Ma (García-Palomo et al. 2002).
Serdán Oriental	~5250 km ²	Volcanismo bimodal monogenético que dio origen a distintos cuerpos volcánicos como son: anillos de tobas, maars, conos de escoria, domos de lava y flujos de lava (Negendank et al., 1985).	La mayoría de los conos con edades <~ 30,000 años y los cráteres de explosión <~35,000 años (Negendank et al., 1985).
Campo Volcánico de Xalapa	~2400 km ²	59 volcanes que incluye 54 conos de escoria y lava, 2 volcanes escudo, 2 anillos de toba y 1 cono de toba	Se dividen en tres intervalos: <ul style="list-style-type: none"> • > 2.0 Ma • Entre ~0.25-0.40 Ma • < 0.1 Ma (Rodríguez et al., 2010).

1.6. El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG).

a. Ubicación

El CVMG se encuentra en la parte central del CVTM, entre la brecha de Tzitzio (Blatter y Hammersley 2010) al oeste y el lago de Chápala al este, que marca el eje del Rift Chápala. Es una zona potencialmente activa ya que incluye a dos volcanes históricos (Jorullo y Paricutin) así como varias decenas de volcanes de edad holocénica (Hasenaka y Carmichael 1985, Guilbaud et al., 2012). Cubre aproximadamente 40,000 km². Este campo incluye a más de 1040 volcanes; este total incluye 901 conos, 43 domos, 13 volcanes escudo, 22 maars y 61 flujos de lava que no se

encuentran asociados a ningún cono (Hasenaka y Carmichael et al., 1985). El único estratovolcán conocido del campo es el Cerro Tancítaro, que ha sido fechado en 530 ka (Ownby et al., 2007).

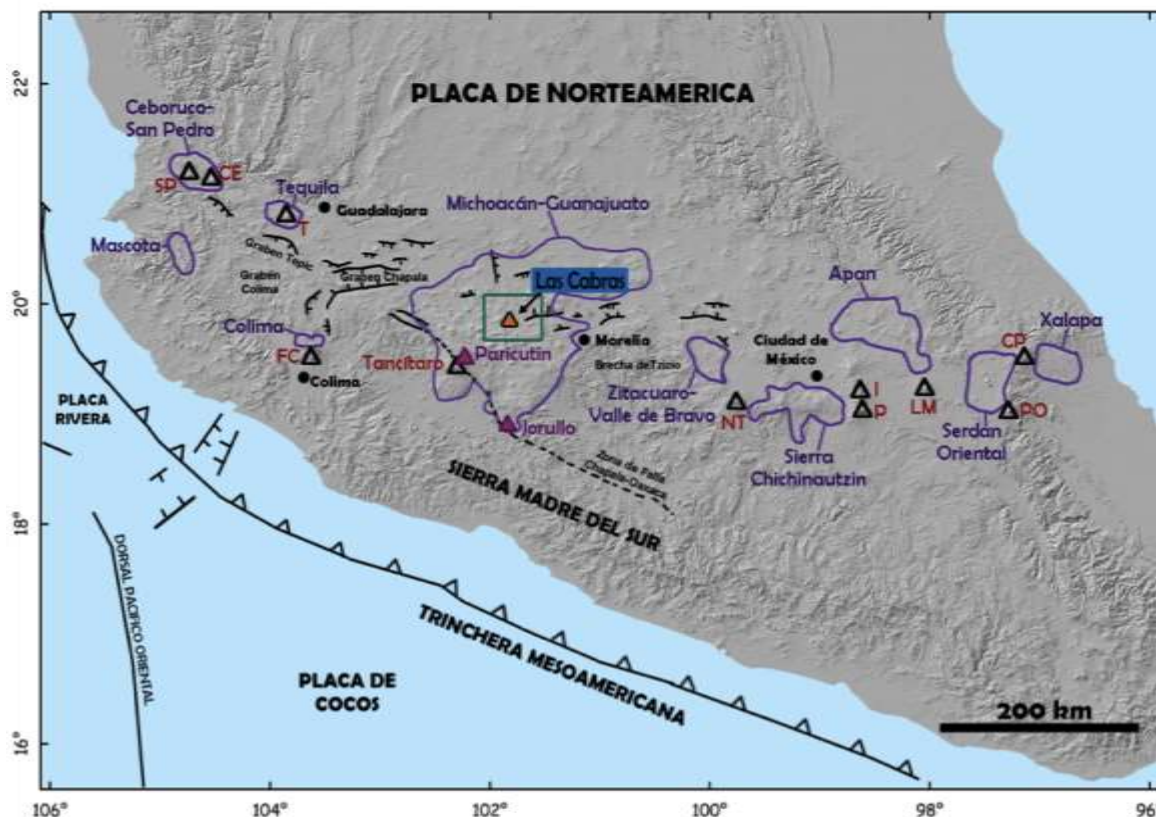


Figura 2 Distribución de los campos monogenéticos estudiados dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Los Triángulos negros corresponden a los estratovolcanes: SP-San Pedro, CE-Ceboruco, T-Tequila, FC-Volcán de Fuego de Colima, Tancítaro, NT-Nevado de Toluca, I-Iztaccíhuatl, P-Popocatepetl, LM-La Malinche, PO-Pico de Orizaba y CP-Cofre de Perote. También se indican en triángulos rosas los Volcanes históricos Parícutin y Jorullo, el Triángulo naranja corresponde al Volcán Las Cabras.

Dentro del CVMG se tienen dos importantes zonas de fallas, noroeste-sureste y noreste-suroeste. Estas zonas de fallas definen el triángulo de Michoacán (TM), una zona de deformación reciente que se encuentra entre dos bloques de la corteza: el bloque de Michoacán, al oeste y el bloque de Guerrero hacia el este (Johnson y Harrison, 1989, 1990). La zona de la falla-noroeste-sureste que bordea el TM (frontera de la TM con el bloque de Michoacán) se interpretó como una importante zona de cizalla (falla Chapala-Oaxaca o falla San Juanico-Buenavista) por Johnson y Harrison (1989, 1990). Al sureste, esta zona de la falla se curva hacia el este con una tendencia más paralela a la trinchera. Los graben de Chapala y Cuitzeo marcan una zona de extensión norte-sur en la parte central del CVMG que bordea el TM en el norte (la zona de falla Chapala-Tula de Johnson y Harrison, 1990).

El sistema de fallas de Cuitzeo afecta una secuencia de rocas volcánicas (con edades variables del Oligeno hasta el Cuaternario). En la parte sudoccidental de este sector (regiones de Zacapu y Panindícuaro), las fallas desaparecen debajo del volcanismo cuaternario, a esto se le ha nombrado

CVMG, haciendo suponer que el material volcánico se transporto a la superficie a través del sistema de fallas preexistentes, ya que las estructuras volcánicas se alinean en la misma dirección de las fallas (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990).

La actividad volcánica del CVMG parece estar fuertemente controlada por la tectónica que a su vez está estrechamente relacionada con la dinámica de subducción, las fallas que se originan a profundidad proporcionan accesos para que el magma ascienda rápidamente a través de la corteza alimentando erupciones monogenéticas de corta duración (Guilbaud et al., 2009).

b. Los volcanes históricos: Jorullo (1759-1774) y Parícutin (1943-1952)

El Parícutin y el Jorullo son los volcanes más jóvenes del CVTM. La existencia de archivos históricos para estas erupciones las convierte en una fuente invaluable de información sobre el vulcanismo monogenético (Guilbaud et al., 2009).

El volcán Jorullo comenzó su erupción en 1759 y se reportó inactivo en 1774, aunque pudo finalizar su actividad en 1766 (Gadow, 1930). Durante la erupción se formo un cono principal y cuatro conos más pequeños alineados en una dirección sur-suroeste-norte-noroeste. Los volúmenes totales de lava y ceniza están estimados entre 0.36 km^3 y 0.38 km^3 , respectivamente (Rowland et al., 2009). La actividad eruptiva comenzó con una fase explosiva la cual construyo un cono de escoria y dio origen a depósitos de ceniza de caída incluyendo fragmentos de basamento granítico, así como lahares, por movilización de estos depósitos. Prosiguió con una fase principalmente efusiva que produjo flujos de lava que cubrieron aproximadamente 9 km^2 . Las primeras lavas fueron relativamente fluidas alcanzando una mayor distancia desde el foco eruptivo, mientras que con el tiempo las lavas se volvieron más viscosas disminuyendo la distancia de alcance. El primer periodo efusivo fue seguido del colapso de uno de los flancos de tres de los conos más pequeños. La erupción finalizo con la emisión de lava viscosa por el cono principal. Las características de los depósitos piroclásticos sugieren que el tipo de actividad fue estromboliana violenta similar a la erupción del Paricutin (Rowland et al., 2009). El Jorullo se formo en el frente sur del CVTM en la intersección de dos grandes fallas que se localizan noroeste-sureste y noreste-suroeste, esta zona de falla es conocida como el “triangulo de Michoacán” (Guilbaud et al., 2012), en la depresión del río Balsas, en una región limitada al norte por el Altiplano Mexicano y al sur por la Sierra Madre del Sur (SMS) la cual es paralela a la costa del Pacifico.

La erupción del V. Paricutin comenzó en 1943 y finalizó en 1952. La actividad fue de tipo estromboliana violenta (MacDonald, 1972; Walker 1981, Pioli et al 2008), con un flujo de lava (24.8 km^2) rico en xenolitos de composición granítica. El volcán produjo un total de 1.3 km^3 de ceniza y 0.7 km^3 de lava (Volumen de Roca densa equivalente) (Fries, 1953), con una tasa eruptiva de 10^4 a 10^5 kg/s (Pioli, et. al, 2008). Los depósitos de ceniza cubrieron 300 km^2 destruyendo completamente la vegetación. Alrededor del cono las cenizas se acumularon hasta en espesores de 12 m. La erupción se caracterizo por intervalos de emisión de gases y de explosiones que se sucedían de manera irregular provocando modificaciones en el diámetro tanto del cráter como del cono debido a los deslizamientos, desplomes y a flujos de lodo (Vespermann y Schmincke, 2000). Las nubes eruptivas alcanzaron alturas de 8 km y la ceniza fina llegó a lugares distantes,

incluyendo la ciudad de México (ubicada a 350 km al este). La actividad explosiva y el volumen de lava y ceniza decrecieron gradualmente conforme avanzó la erupción (Fries, 1953). Los últimos 6 años de actividad fueron dominados por la efusión de lava, con cantidades de ceniza despreciables. Los flujos de lava que cubrían las ciudades de Parícutin y San Juan Parangaricutiro fluyeron ininterrumpidamente desde el inicio de la actividad eruptiva hasta su final en febrero de 1952 (Pioli, et. al, 2008). Los pueblos de Zacán, Zirosto y en menor grado Angahuan fueron cubiertos por decimas de centímetros hasta metros de ceniza. La actividad del Parícutin causó un gran impacto ecológico, social, y económico (Luhr y Simkin, 1993).

Capítulo 2: Presentación breve del área de estudio, objetivos y metodología

2.1. Área de estudio

El Volcán de Las Cabras se localiza a $19^{\circ}49'35.50''N$ y a $101^{\circ}53'39.9''O$, en la parte central del campo volcánico de Michoacán Guanajuato (CVMG) (Fig. 1), 10.5 km al oeste de la planicie lacustre de Zacapu. Se ubica entre dos estratovolcanes: Cerro El Tecolote, un domo que se originó en el Pleistoceno tardío y el volcán escudo Cerro El Tule de composición basáltica-andesítica y con una edad aproximada de 0.11 Ma (datos Ar-Ar no publicados de Guilbaud, Siebe y Layer; Fig. 3).

El volcán es de morfología reciente y sus depósitos se encuentran bien preservados. Sus productos piroclásticos están expuestos en varias canteras favoreciendo un estudio comprensivo de sus características. Además, presenta características atípicas como la deformación plástica marcada de sus depósitos de caída proximales y la presencia de texturas características de la mezcla parcial de magmas de distinta composición ("magma mingling"). El cono está abierto (forma de herradura) y la superficie del flujo de lava exhibe unos montículos alargados o hummocks (Fig. 3).



Figura 3. Fotografía aérea del Volcán Las Cabras. Se observa el cono en forma de herradura, el borde del flujo de lava y los "hummocks" más grandes. El interior del segundo más grande está expuesto en una cantera (color rojo en imagen). Foto Tomada por C. S. desde el sur-oeste.

2.2 Objetivos del estudio

El objetivo más importante de este estudio es la reconstrucción de la cronología de la erupción, en base a un detallado análisis estratigráfico en distintos afloramientos, que incluye la correlación de

sus unidades estratigráficas y el estudio de las variaciones granulométricas y composicionales en función del tiempo. Se fecho también la erupción y se proponen interpretaciones preliminares de los datos geoquímicos colectados.

2.3. Metodología

a. Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en la cartografía, descripción y muestreo de los depósitos de lava y ceniza. Los depósitos proximales de caída del volcán se exhiben en varias canteras, permitiéndonos tener un estudio detallados de la fase explosiva que les dio origen. El levantamiento detallado de secciones estratigráficas de las canteras proximales (4 distintas canteras, Ver Fig. 4) se hizo con la finalidad de conocer la distribución de los depósitos y su variabilidad. Se tomaron muestras representativas de acuerdo a las características de las capas (espesor de las unidades diferenciables) y a su posición estratigráfica. Se colectaron también ejemplares de bombas con características típicas y atípicas. El muestreo se realizó de manera sistemática para cada uno de los afloramientos. Las muestras de lava fueron tomadas a lo largo del flujo de lava, a distancias proximales, mediales y distales al cono.

b. Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio se baso en la separación granulométrica de las muestras piroclásticas previamente tomadas en campo. Esta actividad se realizo en el Laboratorio de Sedimentología 2 del Instituto de Geofísica UNAM. En el laboratorio de laminación ubicado en el Instituto de Geología de la UNAM se prepararon dos de las 53 laminas delgadas que se utilizaron para análisis petrográfico, las laminas restantes fueron enviadas para su elaboración al Laboratorio *MANN PETROGRAPHICS, Arizona*. El análisis químico de las muestras fue elaborado en el Laboratorio *ACTIVATION LABORATORIES LTD.*, Ontario Canadá; y los paleosuelos se enviaron a Christopher Eastoe del laboratorio de radiocarbono de la Universidad de Arizona, para su datación. Para el análisis morfológico de los clastos se utilizo el microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) del Instituto de Geología, analizando 13 clastos correspondientes a una muestra representativa. Se realizaron también una estimación de los volúmenes de lava emitidos, así como fechamientos de paleosuelos, los cuales se obtuvieron mediante métodos que serán especificados en el texto, tablas o apéndices.

c. Granulometría

El análisis granulométrico consistió en la separación por tamaños mediante la técnica de tamizado vía seca. Para llevar a cabo este método fue necesario secar previamente las muestras colocando cada una de ellas en recipientes de aluminio, el cual se introdujo y dentro de un horno, dejándolo a una temperatura de 50°C durante un tiempo mínimo aproximado de un día, dependiendo de la cantidad de humedad en cada una de las muestras. Posteriormente se paso la muestra a través de una columna de tamices con un diámetro de malla de -6ϕ a $>4\phi$, la cual se dispone colocando el espaciado de malla de menor a mayor hacia arriba.

Las fracciones retenidas en cada malla, fueron pesadas en una balanza, OHAUS GT, con precisión de 0.01g obteniendo una relación porcentaje en peso respecto al diámetro de las partículas.

La distribución granulométrica se obtuvo haciendo un análisis estadístico, para el cual se calculó el porcentaje en peso de cada fracción de tamaño de partículas en la escala ϕ (Wentworth, 1992; White y Houghton, 2006) (Ver tabla 2). El intervalo de tamaño que se ha utilizado está entre 63 mm y 1/16 mm, que corresponde a -6ϕ a $>4 \phi$. La escala ϕ es definida como el logaritmo negativo base 2 del tamaño de grano en milímetros:

$$\phi = -\log_2 d \tag{1}$$

Donde, d es el diámetro de los tamices [mm].

Tabla 2. Términos empleados para describir la distribución del tamaño de clastos de depósitos piroclásticos (modificado de White y Houghton, 2006)

Tamaño de clasto		Clase de Tamaño volcánico primario
Unidades phi (ϕ)	(mm)	Piroclastos
>4	$> 1/16$	Ceniza extremadamente fina
3-4	$1/16 - 1/8$	Ceniza muy fina
2-3	$1/8 - 1/4$	Ceniza fina
1-2	$1/4 - 1/2$	Ceniza media
0-1	$1/2 - 1$	Ceniza gruesa
-1 a 0	1-2	Ceniza muy gruesa
-2 a -1	2-4	Lapilli fino
-4 a -3	4-16	Lapilli medio
-6 a -4	16-64	Lapilli grueso
<-6	>64	Bloque/Bomba

Partiendo de las curvas acumulativas de frecuencia (las cuales se construyen con los porcentajes individuales para cada muestra), se obtienen los parámetros estadísticos que describen la distribución (media, mediana, desviación estándar, asimetría y Curtosis). Para obtener estos parámetros o momentos, se utilizaron las ecuaciones de Folk (1974) ya que integra a sus cálculos un mayor número de valores presentes en la curva de frecuencias acumuladas. Los percentiles requeridos para los cálculos son los de: ϕ_5 , ϕ_{16} , ϕ_{25} , ϕ_{50} , ϕ_{75} , ϕ_{84} y ϕ_{95} de la curva de frecuencias acumuladas.

Las propiedades de las curvas de distribución granulométricas y sus parámetros estadísticos son los siguientes:

La moda está definida como el diámetro de grano con mayor frecuencia de ocurrencia, es decir, clasifica la muestra de acuerdo al tamaño predominante. La mediana es el diámetro medio (percentil $\phi 50$) que divide la curva de distribución dentro de dos áreas iguales. La media es el promedio de los diámetros de todas las partículas. Esta calculada a partir del promedio de los diámetros de los percentiles 16 y 84 (Inman, 1952) o de los percentiles 16, 50 y 84 (Folk, 1974). En distribuciones simétricas la media, la mediana y la moda son iguales mientras que difieren en distribuciones asimétricas. La desviación estándar informa a cerca de la homogeneidad y similitud entre las partículas que conforman la muestra, así como su clasificación de la muestra. Se representa por la mitad de los percentiles 16 y 84 (Inman, 1952). Para obtener una medida más sensible de las variaciones en una distribución normal se utiliza la desviación gráfica inclusiva, la cual abarca los extremos de la distribución y considera cuatro intercepciones, en vez de dos, proporcionando una mejor exactitud. La asimetría mide la tendencia de la distribución hacia un tamaño determinado, es decir, la simetría respecto a un valor medio. La Curtosis está definida por una ecuación de distribución Gaussiana, y refleja la distribución de la muestra respecto al valor central (Folk y Ward, 1957 y Folk, 1974) (Tabla 1, Anexo 1).

d. Petrografía

El análisis petrográfico consistió en la observación y descripción de las láminas delgadas. Se identificaron los minerales de acuerdo a sus características específicas (forma y habito, clivaje, exfoliación y/o fracturas, maclas, inclusiones y alteraciones) y a sus propiedades ópticas (color y pleocroísmo, relieve, índice de refracción, isotropía y anisotropía, ángulo de extinción, twinning y zonamiento) (Mackenzie y Adams, 1996). Para poder caracterizar las láminas se utilizó un microscopio petrográfico Olympus.

e. Escaneo Microscópico Electrónico de Barrido (SEM)

El análisis consistió en observar la forma y la superficie de los clastos y así poder caracterizar y cuantificar las características texturales y la morfología de los clastos analizados (Cioni et al., 1991). Para este análisis las muestras tienen que llevar una preparación especial. Son recubiertas con una película delgada de un material conductor, en este caso grafito. Las muestras seleccionadas para el análisis consistieron en clastos de escoria que se seleccionaron previamente con el uso de un microscopio óptico binocular.

Capítulo 3: Descripción del volcán y de sus productos.

El volcán Las Cabras está conformado por un cono de escoria construido por materiales piroclásticos (escoria y bombas), un flujo de lava extenso y productos de caída que afloran al noroeste y noreste del cono (Fig. 4).

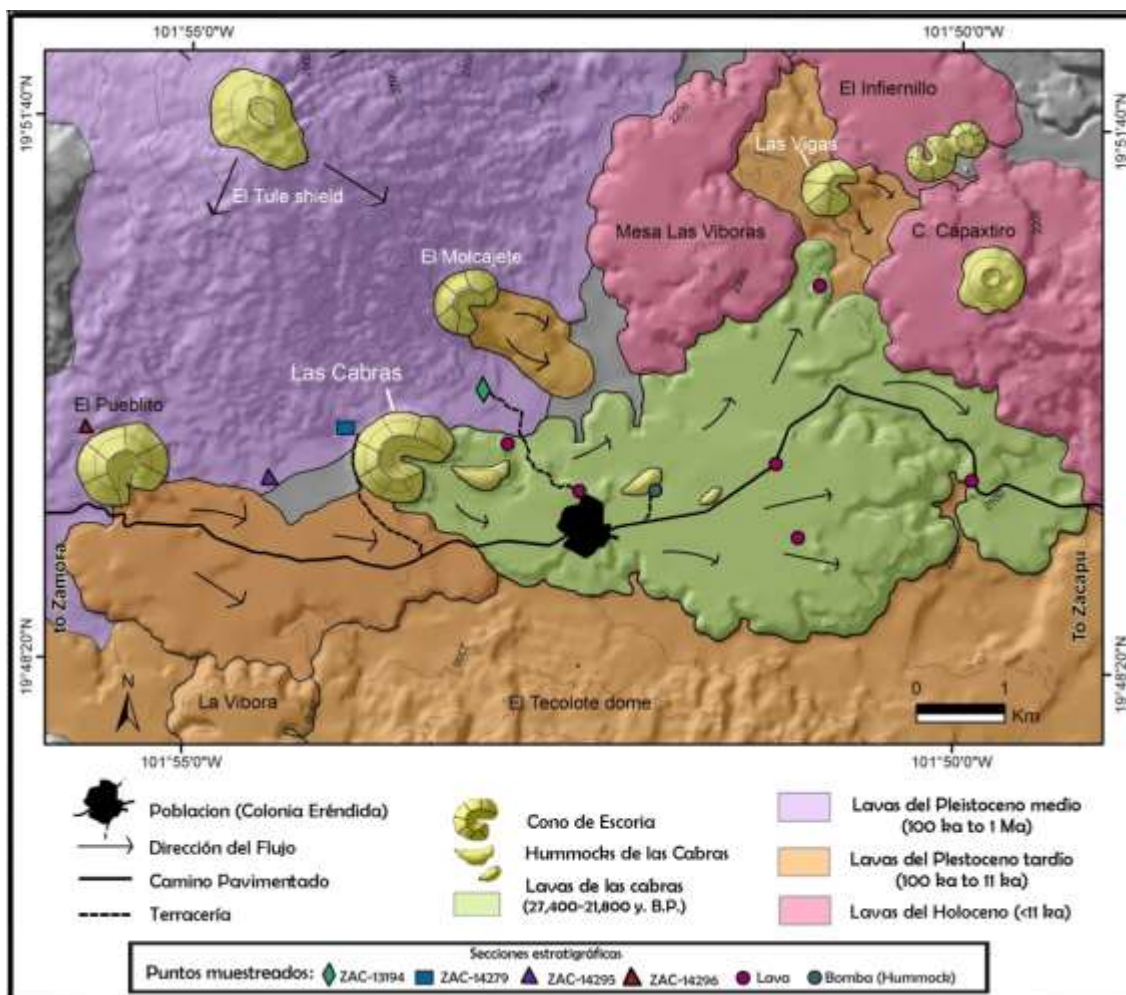


Figura 4. Mapa del Volcán Las Cabras y volcanes circundantes. Se ubican el cono y el flujo de lava asociado, los "hummocks" y los lugares donde se tomaron las muestras. Los símbolos (rombo verde, cuadrado azul, triangulo morado y rojo) ubican las distintas secciones piroclásticas estudiadas, los círculos púrpura ubican los lugares donde se muestrearon las lavas, y el círculo azul la muestra del Hummock.

3.1 El cono

El edificio mide ~ 170 m de altura, 0.57 km de diámetro interno y 1.09 km de diámetro externo. Representa un volumen de 0.1 km³ estimado usando el programa ArcGIS (ver detalles en Anexo 2). Morfológicamente es un cono que tiene una apertura de ~ 0.5 km de ancho en dirección oeste, dándole una forma peculiar en forma de herradura. Las pendientes de sus flancos son de ~ 28 - 48 grados, por lo cual representa un edificio morfológicamente joven.

3.2 Las Lavas

Con 7 km de longitud máxima cubren un área visible de 18.2 km², con un volumen de 0.6 km³ (estimado de la misma manera que el volumen del cono). Se caracterizan por tener una morfología de lava en bloques, con frentes y bordes muy marcados, los frentes variando entre 29 y 92 m de elevación sobre el nivel topográfico circundante. En las zonas más distales en dirección noroeste no es observable el frente del flujo de lava, debido a que este se encuentra cubierto por otros flujos de lavas que corresponden a volcanes alledaños más jóvenes (e.g. Mesa las víboras y C. Capaxtiro, Fig. 4). Por lo tanto el área y volumen reportado anteriormente son valores mínimos. A su vez el flujo de lava cubre el flujo de lava correspondiente al volcán tipo domo El Tecolote ubicado al sureste de Las Cabras. El cono y las lavas de las Cabras desviaron un flujo de lava de un volcán más joven, El Pueblito, localizado al este de Las Cabras (Fig. 4).

3.3 Hummocks

La superficie de lava muestra unos peculiares montículos alargados llamados aquí *hummocks*. El más próximo al cono mide ~ 620 m de largo y ~ 270 m de ancho. El segundo *hummock* de mayor tamaño (420 m de largo, 200 m de ancho y 15 m de alto) presenta una cantera que expone su interior, revelando una estratificación de capas gruesas con productos de caída parcialmente soldados, abundantes *spatter-bombs* (aglutinado producido por el depósito de material parcialmente fundido) y bombas.

Las bombas han sido apiladas en un sector de la cantera debido a que no son útiles para la construcción y por lo tanto están particularmente bien expuestas. Muchas de ellas presentan una superficie tipo corteza de pan (*bread-crust*, ~1-2,5 m en tamaño) (Fig. 5), con una textura vítrea de color gris oscuro adentro (Fig. 6a).

Algunos ejemplares presentan un núcleo bandeado que cambia en textura y color: en las bandas grises claro la vesicularidad es mayor en comparación con las bandas oscuras (gris oscuro). Este núcleo está rodeado por una margen vítrea. A su vez, conforme se acerca al centro de la bomba se incrementa la vesicularidad (Fig. 6b). Este tipo de bombas se observa también en los depósitos piroclásticos y son descritas con mayor detalle más abajo.

También hay bombas con escasas de vesículas y otras con numerosas vesículas, algunas de las cuales están alineadas en bandas. La superficie de muchas de las bombas presentan un color rojizo debido a la oxidación (Fig. 6a) y algunas son alargadas o fusiformes. Se encontró también una bomba completamente blanca con una textura muy vesicular, similar a clastos peculiares (xenolitos o líticos accidentales) encontrados dentro de los depósitos piroclásticos y descritos más adelante.



Figura 5. Interior de un Hummock expuesto en una cantera (localizada entre el kilómetro 88 y 89 de la carretera Morelia-Jiquilpan, medio kilómetro antes de Colonia Eréndira, Fig. 4). Foto tomada el 29 de Junio de 2014, por Claus Siebe.



Figura 6 Bombas tipo corteza de pan. a) bomba con interior gris oscuro con vesículas y con una superficie de color rojizo debido a la oxidación. b) bomba con una corteza densa y vítrea rodeando un núcleo de un material distinto gris claro y con numerosas vesículas.

3.4 Depósitos piroclásticos

Se localizan expuestos principalmente al norte y noroeste del cono (dos triángulos, cuadrado y diamante en Fig. 4) en canteras que proveen afloramientos particularmente bien preservados y fáciles de acceso. A partir de ellas, se elaboran cuatro columnas estratigráficas ubicadas a distancias de 50 m, 500 m, 1600 m y 3500 m respectivamente del cono.

La estratigrafía de las secciones fue dividida en tres unidades principales: basal, media y superior, cuyas características distinguibles facilitan correlaciones. Para lograr una mejor caracterización de la secuencia, cada parte de la sección estratigráfica se subdividió en varios paquetes y/o estratos representativos (los mismo que se muestrearon siguiendo esa subdivisión) tomando en cuenta las características similares entre las capas y horizontes que se encuentran en los estratos. Se les asignó una letra a cada uno de estos paquetes, en orden alfabético y ascendente dentro de la secuencia (Fig. 7).

A continuación se presentan las características generales de las tres unidades. En las secciones subsecuentes se presentarán detalles sobre las características texturales y granulométricas de los depósitos.

De manera general, los depósitos piroclásticos formados durante la erupción presentan estratificación planar o de planos paralelos, la cual está deformada localmente por canales de erosión asimétricos y estructuras de impacto en la unidad basal. Los estratos están bien desarrollados y presentan espesores de algunos milímetros hasta decenas de centímetros. El espesor de las capas y el grosor de los clastos incrementan verticalmente en la secuencia. Las características particulares de las columnas estratigráficas estudiadas se describen a continuación.

La unidad basal está dominada por capas delgadas endurecidas (ver detalles en tabla 2, Apéndice 1) y de granulometría fina (1/16 a 2 mm), con un coeficiente de clasificación (σ) de ~ 1.090 a ~ 3.038 , es decir, oscila de bien a pobremente clasificado (Detalles en Tabla 1, Anexo 2). Incluye bombas esporádicas y estructuras sedimentarias peculiares que forman canales asimétricos de erosión concentrados en dos niveles dentro de esta unidad, y depresiones de impactos producidas por grandes bombas (ver descripción más detallada en la sección 3.6). Las capas que conforman esta unidad son numerosas y algunos horizontes muy delgados complicando su descripción por separado (una por una). Por consecuencia, la descripción de esta unidad se enfoca sobre estratos de diferentes espesores que contienen capas intercaladas de ceniza fina hasta lapilli medio. A esta unidad pertenecen los paquetes de la A a K, donde a K se le asigna a una bomba que se encontró en la última capa de esta unidad para el afloramiento ZAC-13194. Este nivel representa la capa de separación entre la unidad basal y la unidad media para todas las columnas estratigráficas.

La unidad media se caracteriza por capas de mayor espesor (6-50 cm) y clastos de mayor tamaño (4-16 mm), con un coeficiente de clasificación (σ) de ~ 1.098 - ~ 1.077 , es decir, está bien clasificado (Ver detalles en tabla 1, Anexo 2). Es de enfatizar que el número de capas es mucho menor en comparación con la parte basal, y conforme se incrementa la altura en la columna las capas y los clastos van aumentando en espesor y tamaño respectivamente. Aparecen por primera vez líticos

accidentales o xenolitos que se distinguen por tener una tonalidad clara (gris claro) en comparación con el resto de los clastos, y estos clastos se vuelven más abundantes hacia la parte superior. En esta parte de la secuencia las bombas de gran tamaño se hacen más recurrentes, se tienen horizontes muy bien definidos de capas delgadas que se intercalan con capas gruesas.

La unidad superior se caracteriza por capas y estratos espesos (10-100 cm), clastos de lapilli grueso (16-64 mm), con un coeficiente de clasificación (σ) de $\sim 0.300\sim 1.448$, es decir, varía de muy bien a pobremente clasificado (Ver detalles en tabla 1: Anexo 2); así como grandes y numerosas bombas y fragmentos de bombas. Algunas bombas presentan características peculiares incluso petrográficamente, ya que contienen, además de olivino y plagioclasas, fenocristales de biotita. Muchas de ellas son densas y algunas tienen texturas variadas (se profundizan las descripciones en el apartado de morfología y textura de clastos, y las descripciones petrográficas en el Cap. 4). Abundan los líticos accidentales y juveniles altamente vesiculares, de color blanquecino y rojizos (probablemente oxidados).

Entre la unidad basal y la unidad media se encuentra una capa con características peculiares (la capa J con abundantes escorias altamente vesiculares). El cambio entre la unidad media y superior se definió con un estrato de mayor espesor que los anteriores (la capa O, tercer capa de mayor espesor, partiendo de la capa J).

Para un análisis más detallado de las características presentes en las secciones estratigráficas, se ha realizado una tabla (Tabla 2: Apéndice 1) que describe cada una de las secciones así como las unidades y los paquetes correspondientes a cada sección. Los números indicados en la parte superior de las tablas son las claves para cada uno de los afloramientos estudiados (Ver ubicación en Fig. 4). Los términos utilizados para la descripción de clastos se tomaron de la tabla 2 en White y Houghton (2006).

Es importante enfatizar que conforme aumenta la distancia al cono, los depósitos presentan disminución en la granulometría (Fig. 7 y Fig. 8), pero sin embargo conservan características análogas entre unidades para los 4 depósitos, permitiéndonos tener un rango promedio de valores de clasificación para cada unidad, los cuales son mostrados en el texto anterior. Además, la abundancia de grandes bombas y de fragmentos de ellas, aumenta conforme incrementa la posición estratigráfica para los depósitos que se encuentran a menor distancia (50 m) del cono; y disminuye la cantidad de bombas visibles a mayor distancia del cono.

La correlación estratigráfica para las secciones se determinó en base a horizontes y paquetes índices que pudieron ser identificados, tomando como referencia la sección ZAC-13194 por ser la que se encuentra mejor preservada así como una de las más completas (se observa desde el paleosuelo hasta las capas superiores re-trabajadas) (Fig. 8).

3.5 Datación de paleosuelos

Se tomaron muestras de los paleosuelos expuestos en los cuatro afloramientos (Fig. 7). Estos paleosuelos fueron fechados por radiocarbono, uno en el laboratorio de Radiocarbono de la Universidad de Arizona, y los otros tres en el laboratorio de Beta Analytics. Las edades obtenidas se presentan en la tabla 3.

Tabla 3. Fechamientos por radiocarbono de paleosuelos debajo de depósitos piroclásticos del V. Las Cabras Datos obtenidos con el método convencional de datación por radiocarbono. n.r.= no reportado.

Paleosuelo No. muestra	Edad convencional (años AP)	Edad calibrada (2σ, años AC)	$\delta^{13}C$	Latitud N	Longitud O	Laboratorio y Código
ZAC-12194	27,395 +400/-380	30,311 - 28,800	-22.5	19°50'00.2"	101°53'10.5"	Universidad de Arizona, n.r
ZAC-14279	23,530 \pm 110	25,850 - 25,595	-23.1	19°49'43.1"	101°55'39.6"	BETA A., 378076
ZAC-14295	23,570 \pm 110	25,870 - 25,625	-21.9	19°49'23.6"	101°54'29.2"	BETA A., 378080
ZAC-14296	21,840 \pm 90	24,225 - 23,970	-22.3	19°49'47.0"	101°53'51.7"	BETA A., 378081

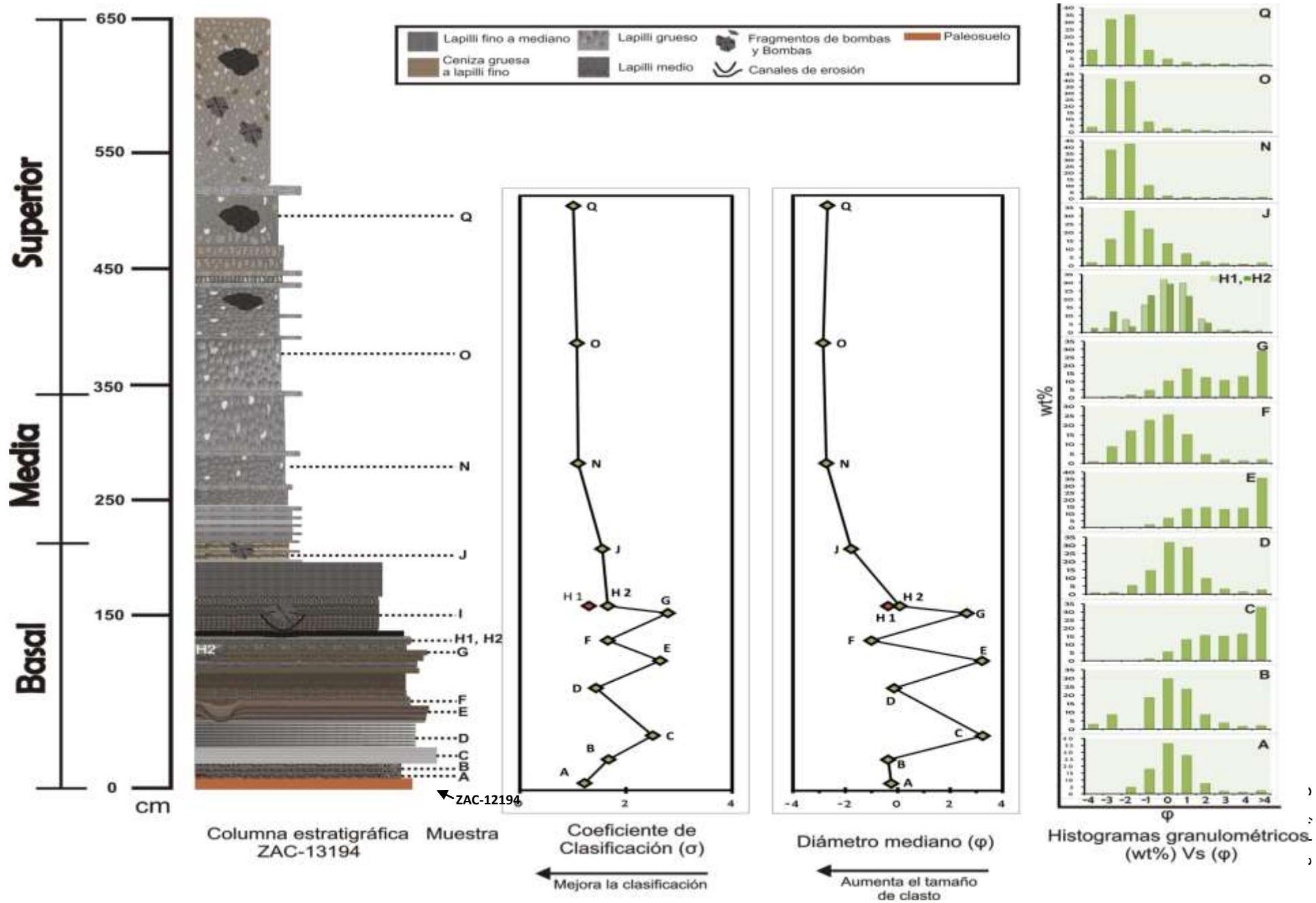


Figura 7. Columnas estratigráficas de los depósitos piroclásticos. Se muestran la variación de los parámetros granulométricos con la altura de la columna.

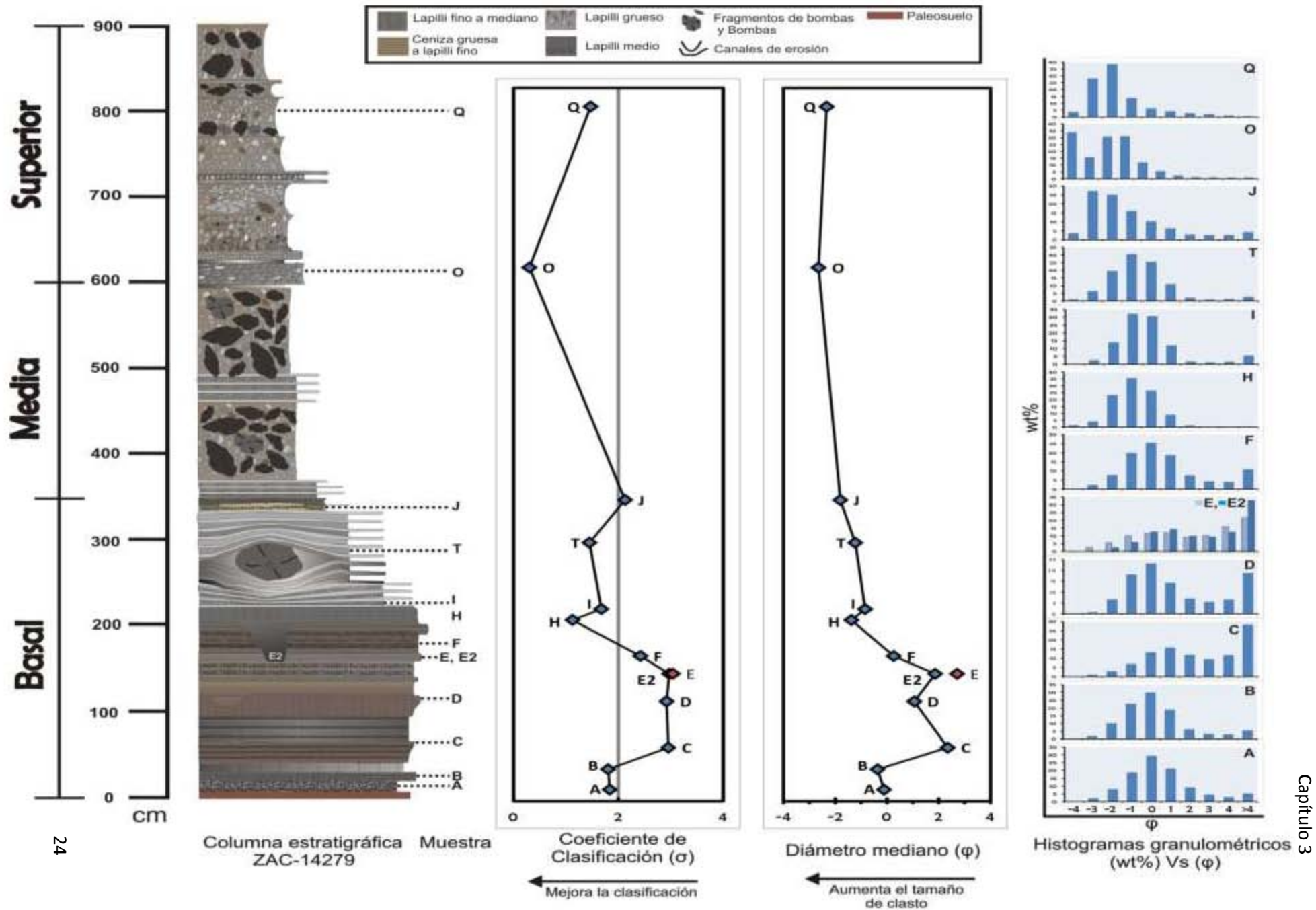


Figura 7: (Continuación)

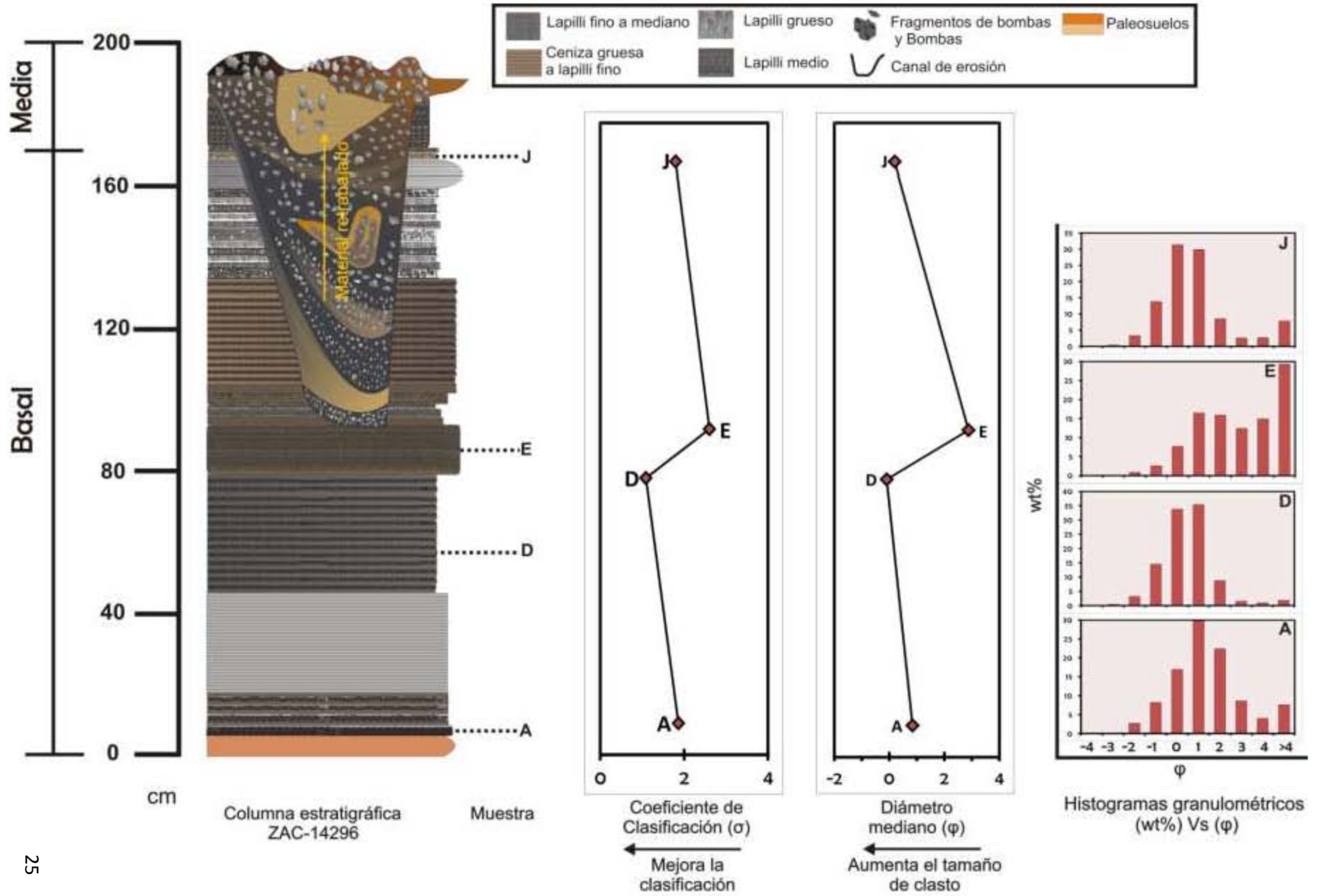


Figura 7: (Continuación)

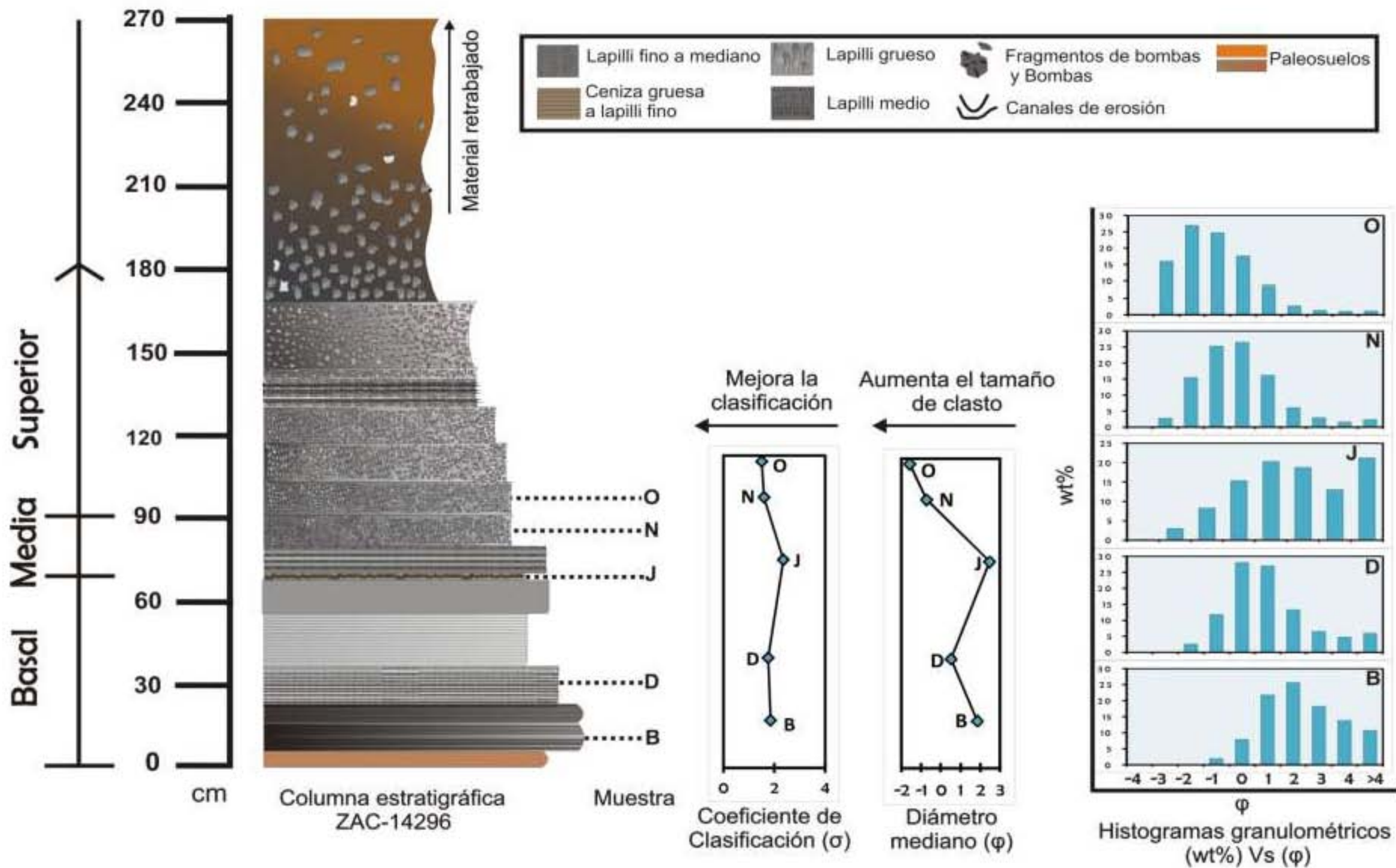


Figura 7: (Continuación)

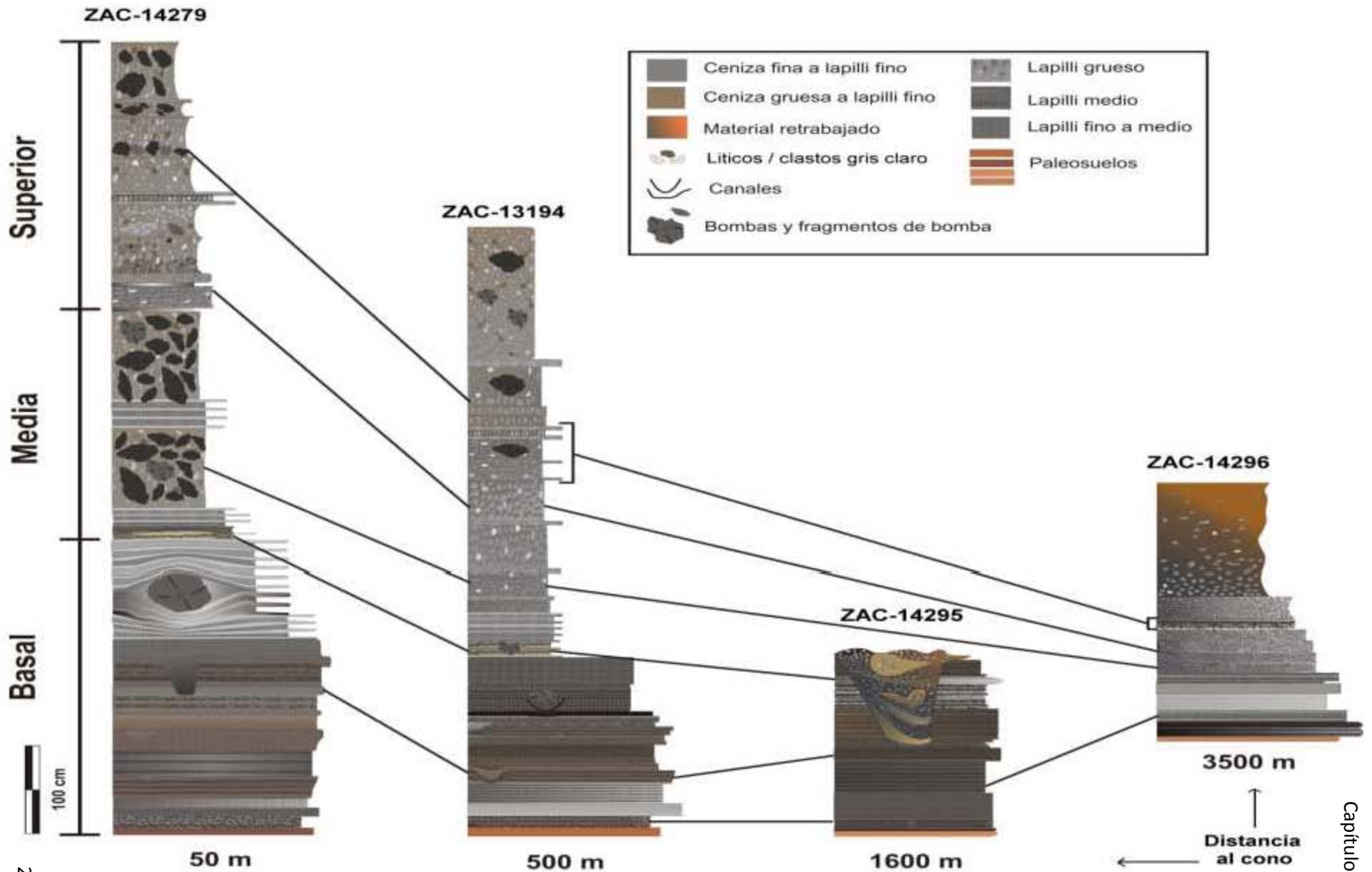


Figura 8. Correlación de las 4 secuencias estratigráficas. En la parte inferior de cada secuencia se tiene la distancia al cono y en la parte superior la clave para cada una de ellas. Las diferentes partes de la secuencia (basal, media y superior) se describen en el texto.

3.6 Estructuras Sedimentarias

En la parte basal de la secuencia se exponen diversas estructuras sedimentarias (Fig. 10). Las estructuras más relevantes y notorias, son los canales de erosión asimétricos. Estos miden ~ 10-18 cm de profundidad, ~ 30 a 40 cm de ancho y muestran un intervalo casi constante de separación de ~ 80 a 100 cm horizontalmente en el depósito. Afectan sobre todo las capas más finas y más endurecidas de la secuencia y se concentran en dos niveles estratigráficos (Ver Fig. 10a, 10d). La mayoría de los canales muestra características iguales, excepto los canales que se encuentran en las faldas de El Tule (ZAC-14295), los cuales aumentan en dimensión, y el material que los rellena está completamente mezclado (Fig. 7, columna estratigráfica ZAC-14296).

Otras estructuras observables son las estructuras de impacto (*impact sags*) (Fig. 10c y 10d). Se encuentran muy bien expuestas e incluso se observan las capas desplazadas y plegadas que conservan el paralelismo independientemente de la deformación sufrida (Fig. 10d), también se observan los depósitos fallados debido a la deformación y el desplazamiento del bloque se refleja en las capas (Fig. 10e y 10f).

3.7 Morfología, textura de clastos y minerales en muestra de mano

La morfología y la textura de los clastos son relevantes para indicar las características y las condiciones eruptivas. Las observaciones que forman parte de esta descripción se hicieron sobre muestras de mano, para bombas y lavas. Para los clastos de escoria se utilizó un microscopio Binocular y las características microscópicas se observaron bajo el Microscopio electrónico de Barrido (scanning electron microscope, SEM).

Los clastos observados bajo el microscopio SEM pertenecen a las muestras correspondientes a la unidad basal de la columna estratigráfica, la cual está asociada a la primera fase de la primera etapa eruptiva. Las observaciones obtenidas del SEM muestran que el grado de redondez de los fragmentos varía de subangulares a redondeada (Powers, M. C, 1953; Figura 9). El grado de vesicularidad también varía. En algunos clastos se observan vesículas redondeadas, en otros, vesículas alargadas y algunas coalescentes. Los líticos accidentales (o xenolitos) examinados pertenecen a las unidades media y superior de las secciones estratigráficas y su descripción es de lo observado en muestra de mano.

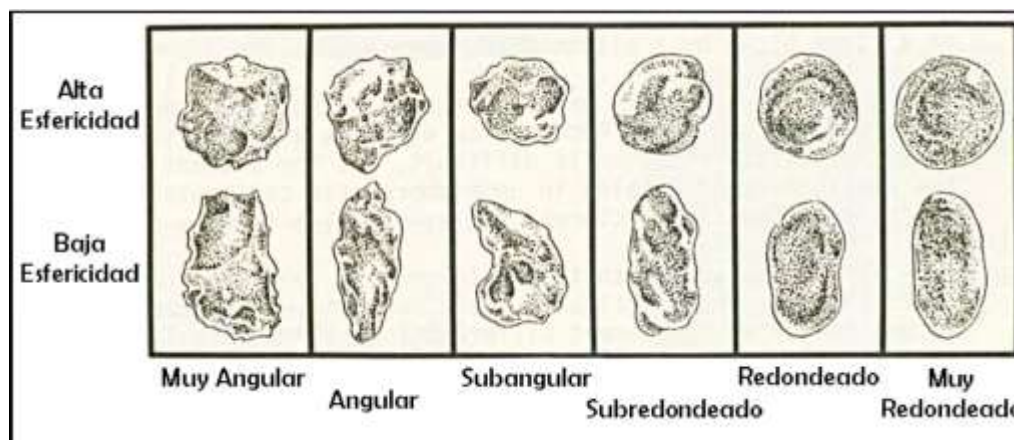


Figura 9. Escala de redondez y angulosidad, modificada de Powers (1953.)

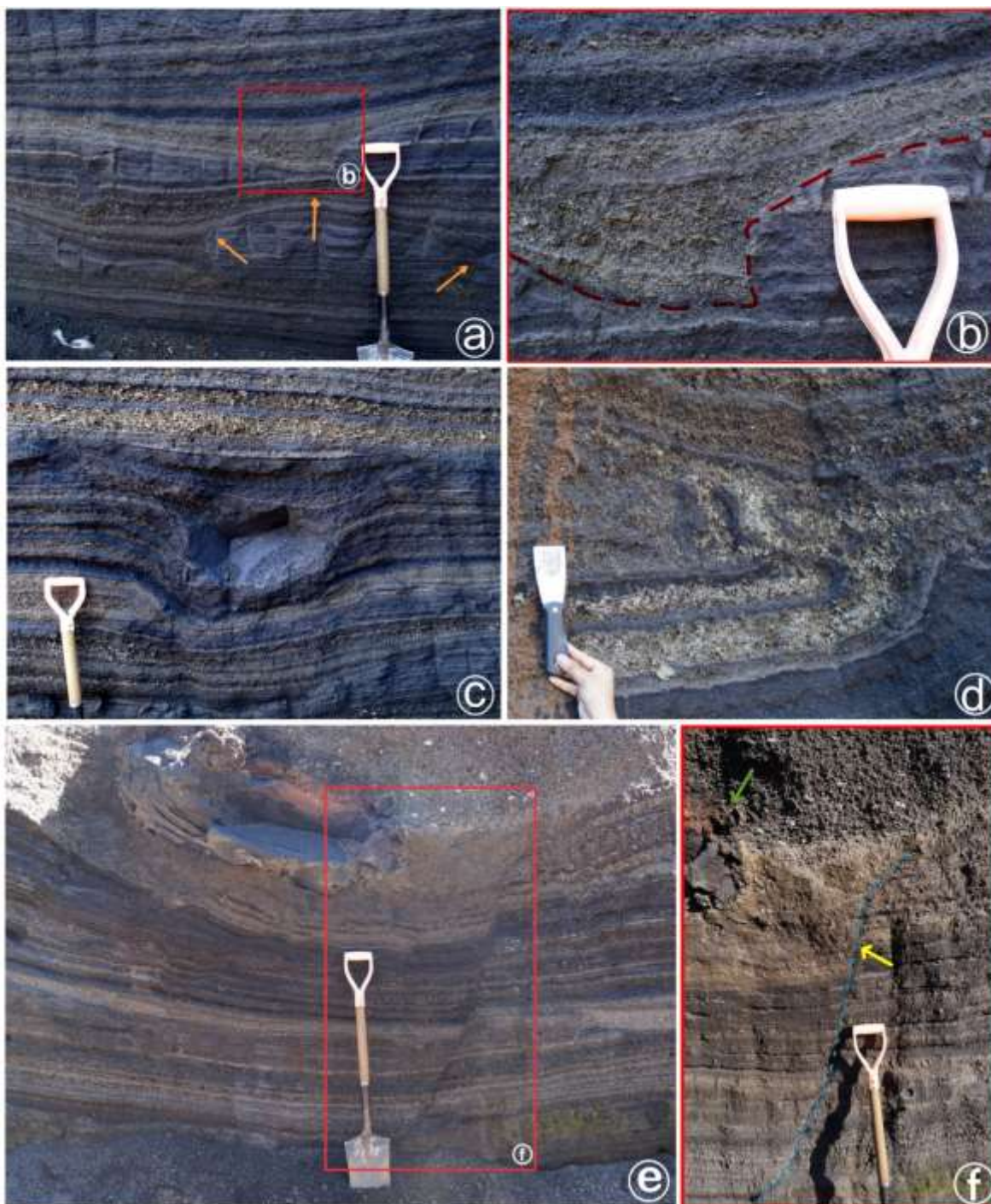


Figura 10. Estructuras sedimentarias peculiares en la unidad basal de la secuencia estratigráfica. a) Canales de erosión, de 10-18 cm de profundidad, que afectan a las capas más finas de la unidad basal de la secuencia estratigráfica. b) Acercamiento de un canal de erosión, es visible la forma asimétrica y la mezcla de sedimentos en su interior, así como también son visibles algunas capas paralelas a los depósitos. c) Impacto de bomba que causo la deformación plástica de los depósitos subyacentes. d) Deformación plástica producida por un impacto de bomba, se observa la conservación de paralelismo entre las capas ya deformadas. e) Depósitos fallados. f) Acercamiento de la falla, la flecha amarilla señala la zona en donde se aprecia mejor el desplazamiento de las capas de ~ 7 cm, y la flecha verde señala la bomba que deforme los depósitos.

Las morfologías más comunes, para los diferentes productos encontrados en los depósitos se describen brevemente a continuación. En general se tienen 4 tipos de clastos de escoria y dos tipos de líticos accidentales (o xenolitos) que tienen las siguientes características:

a. Clastos de escoria

- Clastos café claro (Fig. 11a y 11d): varían de sub-angulosos a sub-redondeados, de baja a alta esfericidad, con microvesículas (<0.5 mm - <1 mm), contienen microfenocristales de plagioclasa (~ 1 mm) y algunos de olivino (~1 mm).
- Clastos café oscuro (Fig. 11b y 11c): tienen formas subredondeadas a angulares, de baja a alta esfericidad, tienen escasas microvesículas (<0.5 mm), semiesféricas y algunas coalescentes e irregulares y contienen microfenocristales de plagioclasa (<1 mm).
- Clastos gris claro (Fig. 11b y 11e): varían de subangulosos a subredondeados, de baja a alta esfericidad, la mayoría de las vesículas existentes son pequeñas (<5 mm) y algunas se encuentran interconectadas, con formas semiesféricas y algunas irregulares debido a la coalescencia, contienen escasos microfenocristales de plagioclasa y olivino (<1 mm).
- Clastos gris oscuro: presentan formas subredondeadas a angulares, de baja a alta esfericidad, tienen escasas microvesículas (<0.5 mm), semiesféricas, algunas coalescentes e irregulares y contienen microfenocristales de plagioclasa (~1 mm) y algunos de olivino (~1 mm).

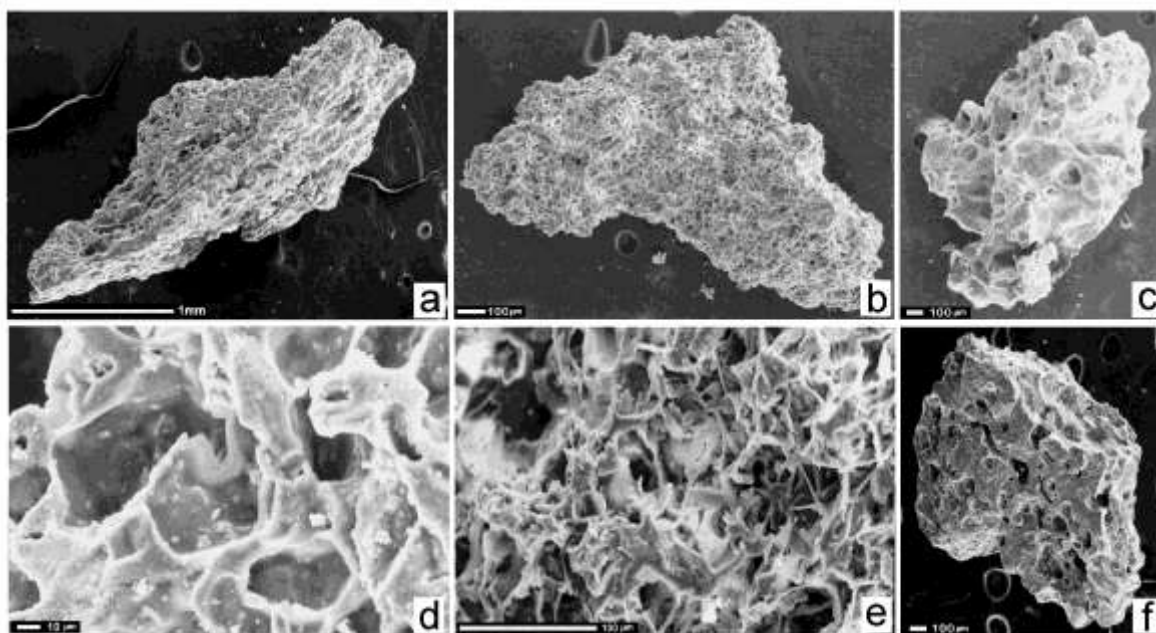


Figura 11. Imágenes de clastos de escoria obtenidas con el SEM. a) Clasto angular de baja esfericidad con abundantes vesículas esféricas y algunas irregulares debido a la coalescencia. b) Clasto angular de baja esfericidad con alto grado de vesicularidad, se observan vesículas semiesféricas y esféricas, muchas de ellas interconectadas. c) Clasto angular de alta esfericidad, se observa un número escaso de vesículas semiesféricas y esféricas, algunas coalescentes y con paredes muy gruesas en comparación con la imagen (d). d) Acercamiento de la superficie del clasto (a), se observan la semi-esfericidad de la vesículas y la coalescencia. e) Acercamiento de la superficie del clasto (b), se observa la forma de las vesículas, la mayoría presentan bordes angulosos y un alto grado de coalescencia. f) Clasto angular de alta esfericidad, son visibles escasas vesículas esféricas e irregulares debido a la coalescencia de bajo grado en comparación con (b).

b. Líticos accidentales (o xenolitos)

- Clastos subangulares de color rojizo (oxidado) (~3 – 4 cm) con escasas microvesículas (~1 mm) (Fig. 12a).
- Clastos subangulares y angulares de color blanquecino y gris claro (~4-5 cm), con microvesículas (~1 mm) y microfenocristales de plagioclasa y olivino (<1 mm) (Fig. 12b). Para ambos clastos algunos ejemplares presentan bandas de vesículas alineadas y coalescentes con formas irregulares y alargadas.



Figura 12. Fotografías de dos tipos de líticos accidentales. a) Clasto de color rojizo (oxidado). b) Clasto de color blanquecino.

c. Bombas

En los todos los depósitos se exhiben grandes bombas (~ 0.8 m - 2.5 m de longitud y ~ 0.25 m – 0.50 m de ancho). Se observan diferentes tipos de bombas, algunas bombas se encuentran fracturadas exponiendo su interior, algunas presentan un marcado bandeamiento; también, hay un gran número de bombas que presentan superficies con textura vítrea (Fig. 13a) y algunas con costras externas del tipo corteza de pan (*bread crust*) (Fig. 13b). La mayor parte de la bombas son alargadas u ovaladas en una dirección paralela a la estratificación (Fig. 13a). Al igual que en los *hummocks*, es importa mencionar que muchas bombas presentan núcleos de color gris claro muy vesiculares caracterizados por minerales distintos a los observados en la escoria, como la biotita (ver Cap. 4).



Figura 13. Distintos tipos de bombas encontradas en los depósitos piroclásticos. a) Bomba fusiforme (~ 2.11 m largo, ~ 0.43 m ancho) fragmentada por el impacto, presenta una textura densa y vítreosa. b) Fragmento de bomba de corteza de pan con núcleo gris claro.

Capítulo 4: Composición Química y Mineralógica

Los análisis geoquímicos tienen como finalidad detectar las diferencias de composición que pueden existir dentro de los productos de Las Cabras y discutir su origen. Por consecuencia se analizaron muestras representativas de escoria y bombas juveniles provenientes de diferentes niveles dentro de las secuencias piroclásticas, así como muestras de lava colectadas a diferentes distancias de la fuente, y de un xenolito.

4.1 Composición total: Elementos mayores

Los diagramas de TAS (Total Alcalis-Silica, por sus siglas en Ingles) son típicamente usados para definir el tipo de roca, usando su contenido en SiO_2 y álcali (Le Bas et al., 1986). Los productos de las Cabras presentan una afinidad sub-alcalina con una composición intermedia basáltica-andesítica a dacítica (Fig. 14). El contenido en peso de SiO_2 fluctúa entre 55.7 y 59.6 % para las escorias, 54.9 y 63.0% para la mayoría de las bombas y 58 y 59.7 % para las lavas. Cabe notar la composición más acida de dos muestras de bomba (perteneciente a uno de los hummocks) que presentan una composición dacítica con 65 % en peso de SiO_2 , acercándose a la composición del xenolito (67.9 % en peso de SiO_2). Nótese que la composición de todas las muestras define una línea en donde el xenolito define el extremo silíceo. También, las muestras de escoria colectadas en las distintas secciones estratigráficas cubren un rango de composición comparable, confirmando su pertenencia al V. Las Cabras, y la ausencia de un cambio composicional significativo con la distancia a la fuente. Se puede notar que las escorias y bombas definen un grupo composicional más amplio que las lavas que muestran un rango composicional estrecho. Posiblemente las dos bombas que grafican en el campo de la dacita podrían haber contenido fragmentos de xenolitos.

Para dos muestras se envió a análisis por separados muestras de sideromelana (clastos gris claro) y de taquilita (clastos gris oscuro), para definir posibles variaciones. Resulta que las muestras de escoria independientemente del color que presentan (gris claro, gris oscuro, café claro y café oscuro, ver detalles Cap. 3) tienen una composición similar, es decir, que el color de la escoria, no significa una composición diferente y se asocia, más bien, a cambios en la vesicularidad y la cristalinidad de la matriz.

Para observar las variaciones y las relaciones entre los depósitos estudiados, se han utilizado diagramas de variación tipo Harker, en donde se analizan las variaciones de los diferentes elementos mayores con respecto al contenido en SiO_2 (muestras de escoria: Fig. 15 y muestras de lava y bombas en Fig.16). En la tabla 2 del anexo 2, se encuentra la tabla que muestra los datos de composición de roca total para los elementos mayores.

En cuanto a las escorias (Fig. 15), la mayoría de los elementos mayores (Al_2O_3 , FeO, MgO, MnO, CaO, K_2O , Na_2O , TiO_2 y P_2O_5) definen variaciones dispersas con respecto al SiO_2 , mostrando coeficientes de correlación muy bajos ($R^2 < 0.5$). Únicamente FeO, CaO y K_2O varían de manera lineal con el SiO_2 ($R^2 > 0.5$). No existe variación sistemática en Al_2O_3 y en Na_2O con respecto a SiO_2 . Cabe notar que algunas muestras (ZAC-14295B, ZAC-14279BD) tienen un contenido anómalo en

algunos elementos (FeO, MgO) y entonces no fueron consideradas para el cálculo de los coeficientes de correlación.

En las variaciones estratigráficas dentro de las secuencia, se nota que las muestras en el nivel estratigráfico basal y medio son más silíceas (> 57 % en peso de SiO₂) que en el nivel superior (<57 en peso de SiO₂), con la excepción de algunas pocas muestras (Fig. 15).

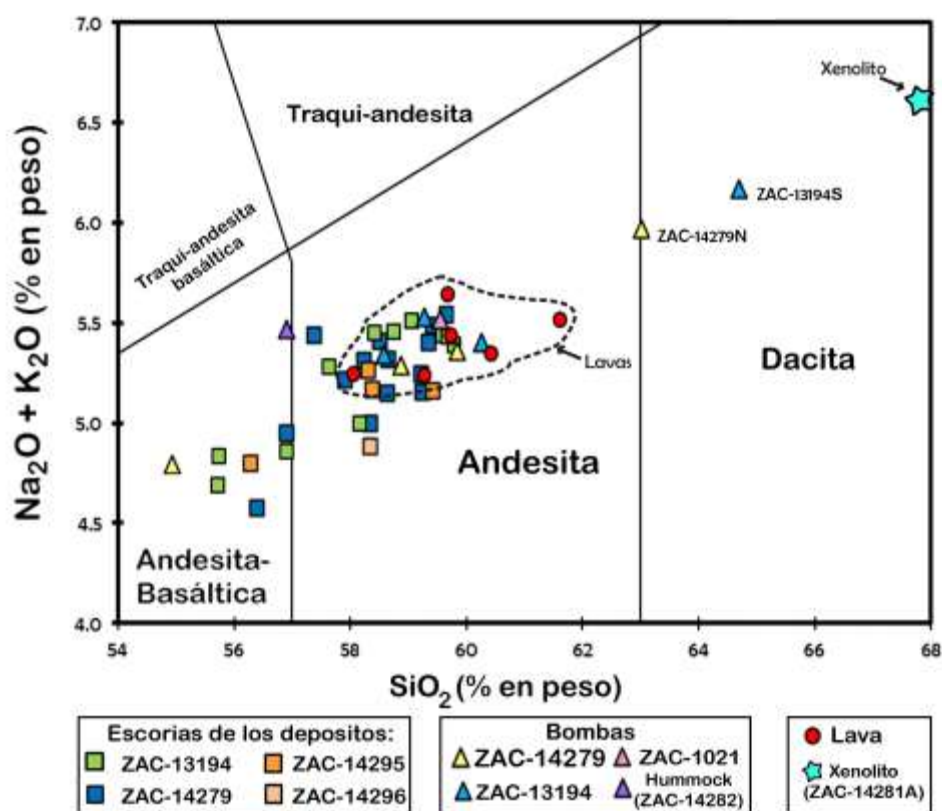


Figura 14. Diagrama TAS (sílíce & álcalis totales, según Le Bas et al., 1986) para los productos del V. Las Cabras. Muestra la clasificación química de los productos volcánicos pertenecientes al V. Las Cabras. Los números de las muestras reportados en la leyenda para las escorias y bombas corresponden con las distintas secciones estratigráficas.

El comportamiento de los elementos mayores es similar para las muestras de lava y bombas (Fig. 16) pero se observa una menor dispersión de los datos en comparación con las muestras de escoria. Las correlaciones son casi lineales con coeficientes que van de R²=0.65 para el Al₂O₃ hasta R²=0.95 del FeO; Sin embargo el Na₂O sigue mostrando un patrón de variación muy disperso con respecto al SiO₂. Además se observa que las lavas tienen una menor variación en el rango de SiO₂ que las muestras de la lava, cayendo todas entre 58 y 61 % en peso.

4.2 Composición total: Elementos Traza

El análisis de los diagramas multielementos tiene el objetivo de identificar patrones específicos en la abundancia de los elementos traza, los cuales podrían ayudar a entender e interpretar la génesis de los magmas, así como su evolución por procesos de cristalización fraccionada. Un elemento

traza se define como aquel que se presenta en concentración menor a 0.1% en peso (% wt), es decir: menos de 1000 partes por millón (ppm) (Rollinson, 1993).

Los diagramas multielementos se normalizaron con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1992). En estos diagramas los elementos se clasifican con base en su comportamiento geoquímico. Para el análisis de las muestras para Las Cabras se utilizaron aquellos elementos útiles para la petrología. Durante el proceso de fusión y cristalización aquellos elementos que tienen más afinidad por las fases minerales se denominan compatibles; los que tienen mayor afinidad por la fase fundida se llaman incompatibles (Rollinson, 1993).

Los diagramas de los elementos traza (Fig. 17) se caracterizan por un enriquecimiento en elementos incompatibles (e.g. Th y U) (extremo izquierdo del diagrama) y un empobrecimiento en elementos compatibles (e.g. Tb, Yb, Y y Lu) (extremo derecho del diagrama). Se puede observar que los patrones son muy similares para todas las muestras, incluyendo al xenolito, lo que sugiere que provienen de una fuente químicamente parecida. Adicionalmente se observa una muy marcada anomalía negativa de Nb para todas las muestras estudiadas, e incipientes anomalía negativa de Tb y Y y moderadas anomalías positivas de Sr asociadas a la presencia de plagioclasa (Rollinson 1993 y Wilson 1989). Las anomalías negativas de Th y Nb indican una posible contaminación por fluidos liberados por la placa en subducción o contaminación de la corteza al ser atravesada por los magmas. Todos estos rasgos se asemejan a aquellos típicos arcos de islas y márgenes continentales activos (Pearce 1996).

En la tabla 3 del anexo 2, se encuentra la tabla de composición química para elementos traza y las tierras raras. Algunas muestras muestran un comportamiento peculiar en los diagramas que conviene recalcar. La muestra ZAC-14279BD es la única a mostrar una anomalía positiva en Th. Esta muestra presenta también una dispersión mayor en comparación con el resto de las muestras, por estas observaciones se le considera una muestra contaminada (esta misma muestra también tiene valores de MgO anómalamente altos). Es de recalcar que las muestras que pertenecen a la sección ZAC-14279 presenta una mayor variación en comparación con las otras secciones estratigráficas (Fig. 17a). Pero, si se grafican las muestras con respecto a su nivel estratigráfico, se observa que las muestras de la unidad basal (principalmente colectadas en la sección ZAC-14279) presentan un rango de variación bastante grande mientras que las muestras de las unidades media y superior cubren un rango estrecho. En la figura 17c el xenolito tiene una anomalía negativa en Sr que las demás muestras no tienen, y una anomalía negativa muy marcada de Ti en comparación con las otras muestras en donde esta anomalía negativa es más discreta. Así como para elementos mayores, en las figuras 17c y 18b se observa que la dispersión química de la lava es mínima en comparación con las variaciones en la escoria.

En cuanto a los diagramas de tierras raras, las muestras de escoria que pertenecen a la unidad basal de la columna estratigráfica muestran amplias variaciones en los elementos más incompatibles (La, Ce, Pr, Nd, Pm Sm y Eu) en comparación con las muestras de lava en las cuales el rango de variabilidad es muy estrecho para los mismos elementos. Para los elementos compatibles (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) las concentraciones en todas las muestras son

similares, mostrando una variación estrecha para todas las muestras, incluyendo el xenolito (Fig. 18).

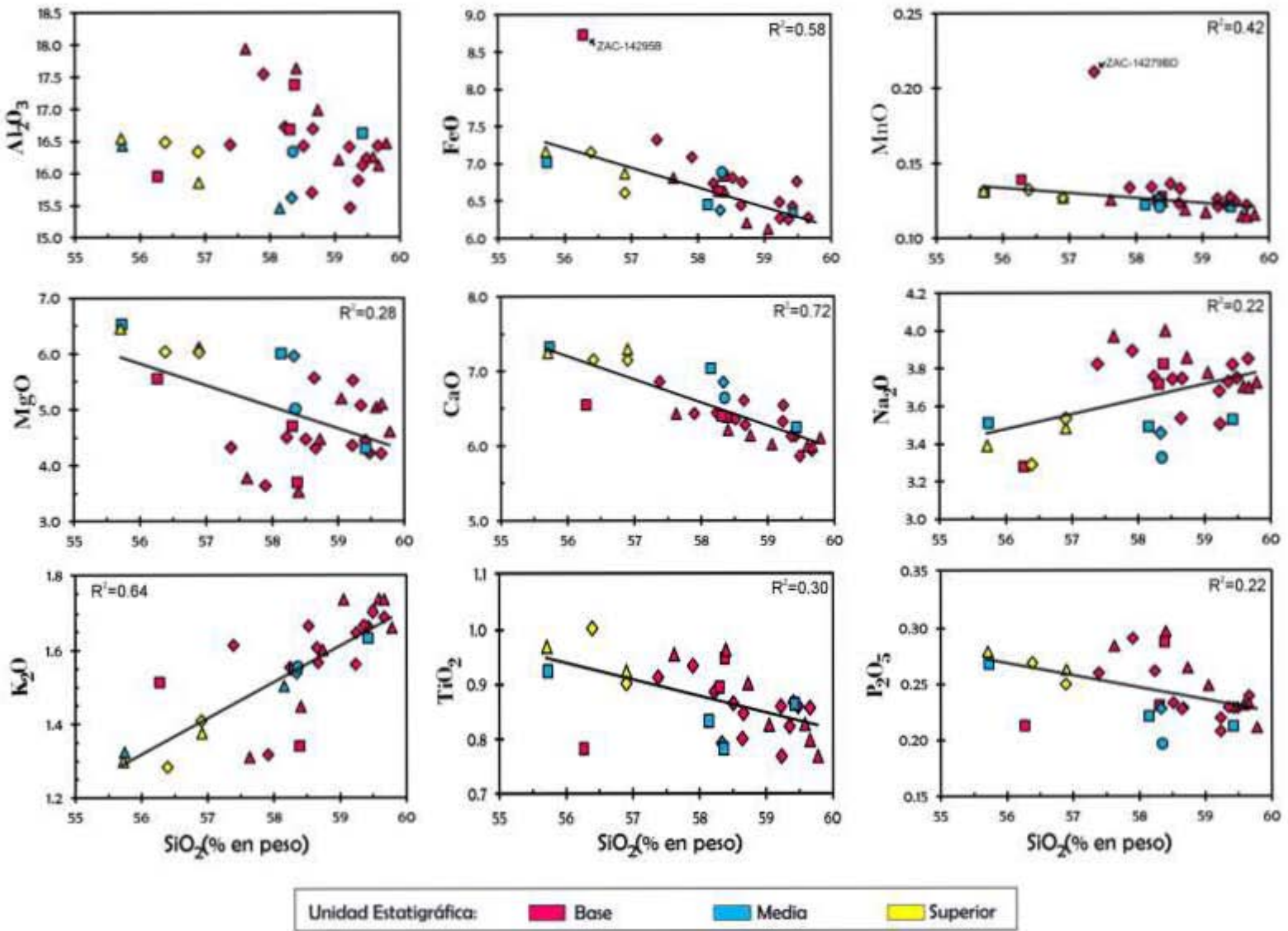


Figura 15. Diagramas de elementos mayores tipo Harker, para las escorias. Porcentaje en Peso respecto SiO_2 . Los símbolos definen al afloramiento al que corresponde la muestra (los triángulos corresponde a ZAC-13194, los rombos a ZAC-14279, los cuadro a ZAC-14295 y los círculos a ZAC-14296), los colores indican a que unidad estratigráfica a la que pertenecen las muestras.

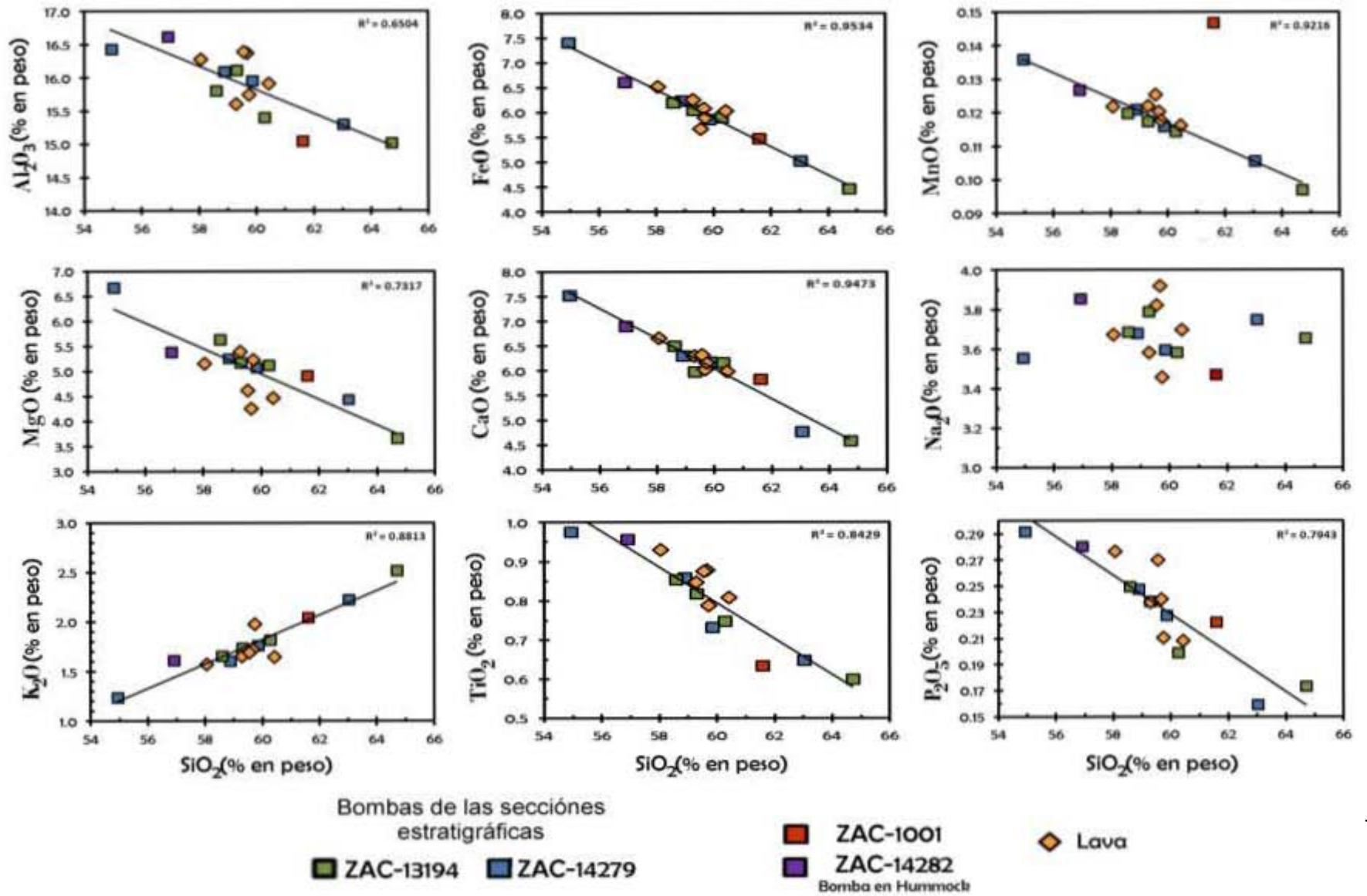


Figura 16. Diagramas de elementos mayores tipo Harker, para las bombas y la lava. Porcentaje en Peso respecto de SiO_2 .

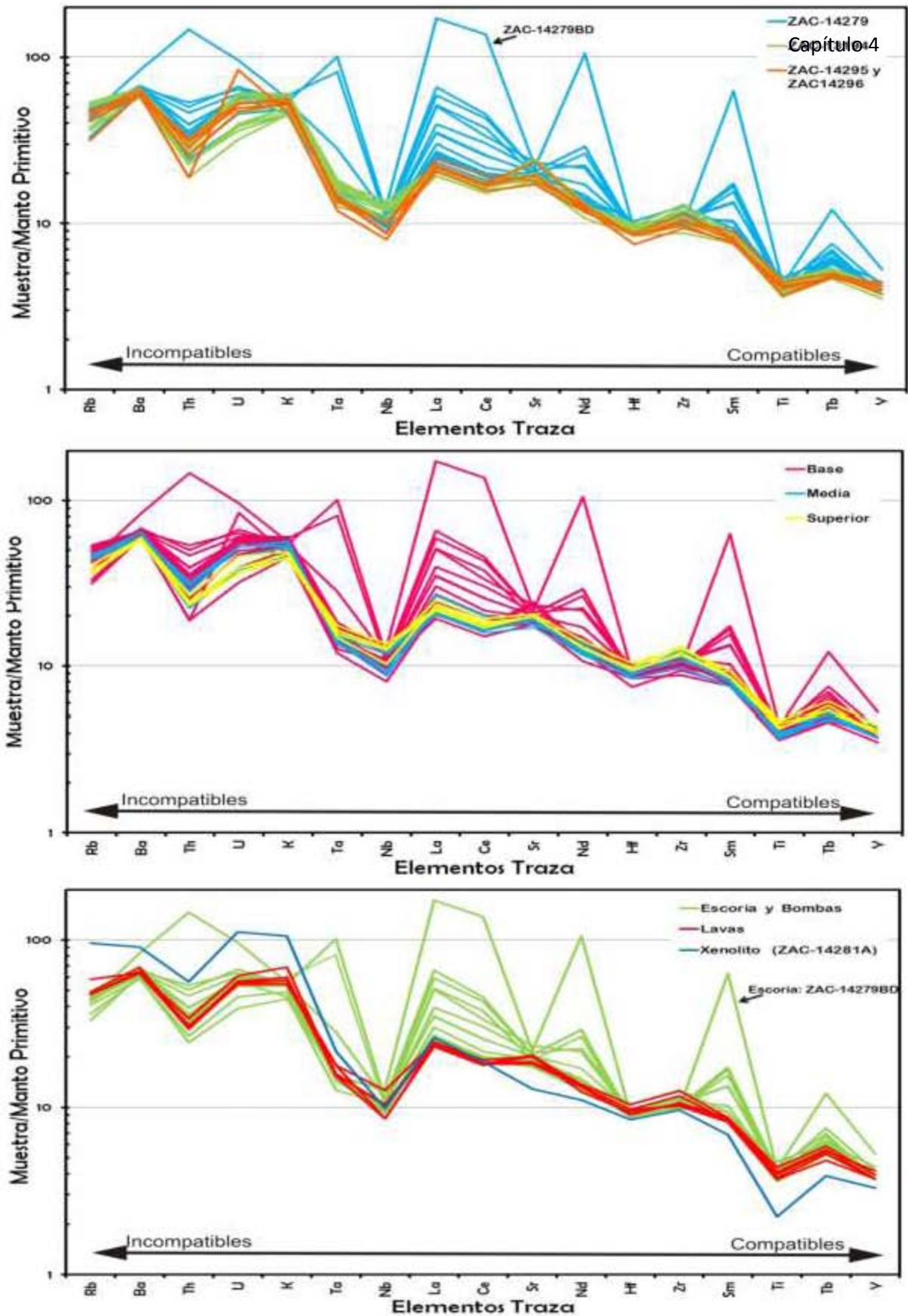


Figura 17. Diagramas multielementos de elementos traza para las escorias pertenecientes a las 4 secciones muestreadas, normalizadas respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1992). a) Diagrama donde se comparan las 4 secciones muestreadas. b) Se comparan las escorias asociadas a cada unidad estratigráfica sin hacer distinción entre las 4 secciones. c) Se comparan las escorias, las bombas, las lavas y el xenolito.

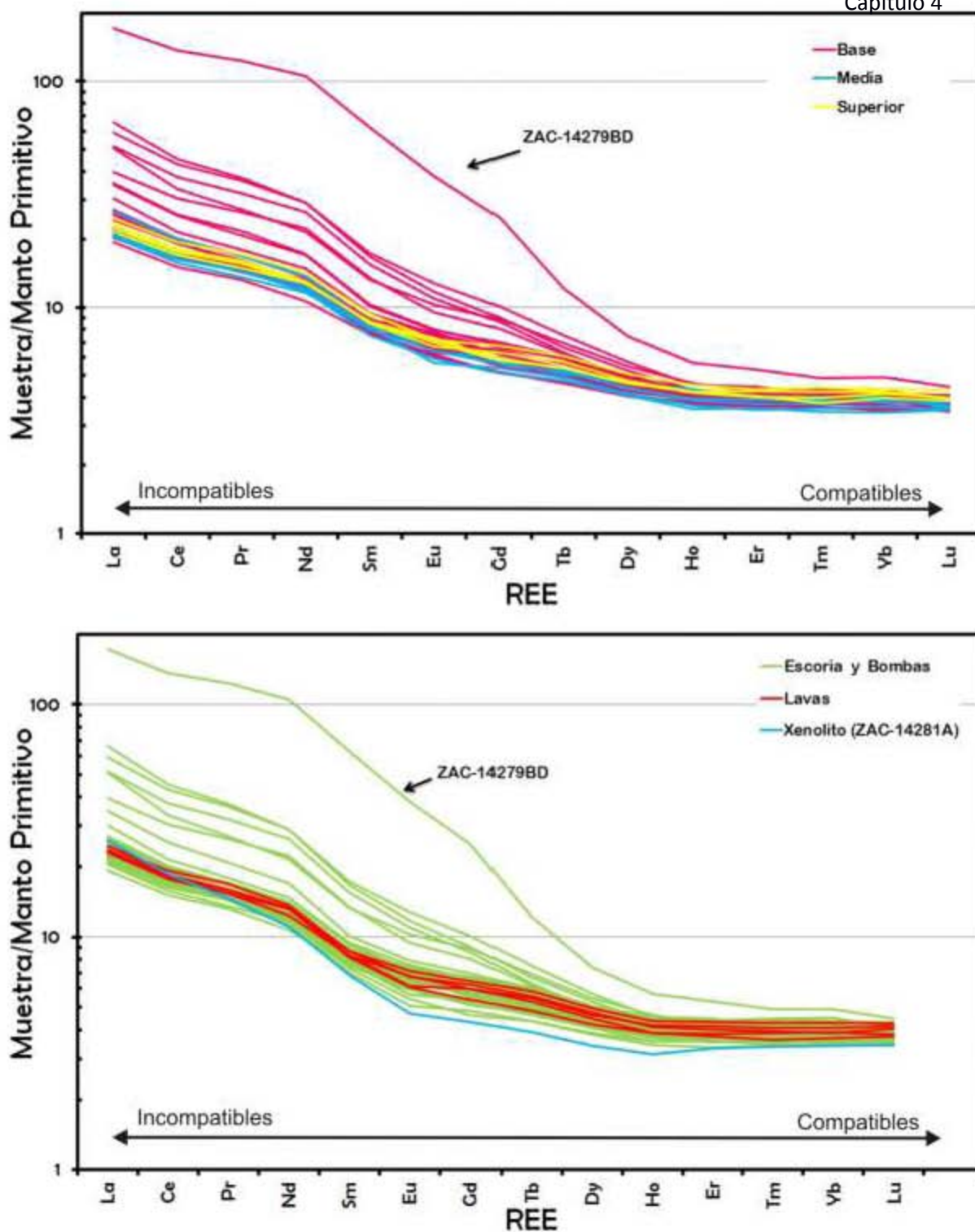


Figura 18. Diagrama multielementos de tierras raras, valores normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1992). a) Se comparan las escorias de las cuatro unidades estratigráficas sin hacer distinción entre secciones. b) Diagrama donde se comparan las escorias, bombas lavas y el xenolito, se observa que la dispersión es menor para la lava y mucho más amplio para las escorias y bombas, el xenolito tiene un comportamiento similar aunque ligeramente distinto al del resto de las muestras.

4.3 Petrografía y Mineralogía

El análisis petrográfico se realizó con el objetivo de identificar las principales características texturales y mineralógicas de las muestras más representativas de los productos emitidos por el V. Las Cabras. Para detalles del análisis petrográfico ver apéndice 2, tabla 1.

En las siguientes imágenes se muestran unas láminas que presentan características peculiares.

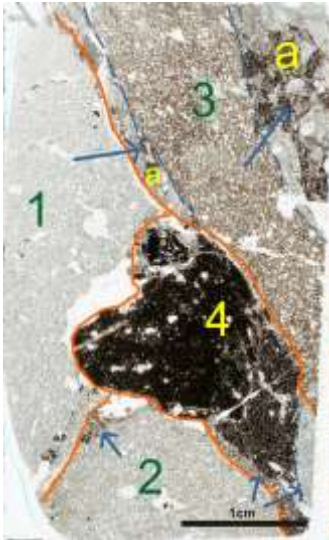


Figura 19. Imagen escaneada de la lámina delgada, de un fragmento de bomba con textura de magma mingling (muestra ZAC-14279 M2). Se observan 4 regiones con diferentes texturas: 1) De color gris claro y microvesicular. 2) Zona de color gris oscuro con microvesículas. 3) Zona de color marrón claro microvesicular. 4) Zona de color marrón oscuro con un número menor de vesículas en comparación con las tres primeras zonas. a) esta zona se encuentre inmersa en la zona 3, se aprecia una mezcla de texturas (mezcla de textura de la zona 1 y 3); las flechas azules indican las zonas donde se aprecia la mezcla de texturas.

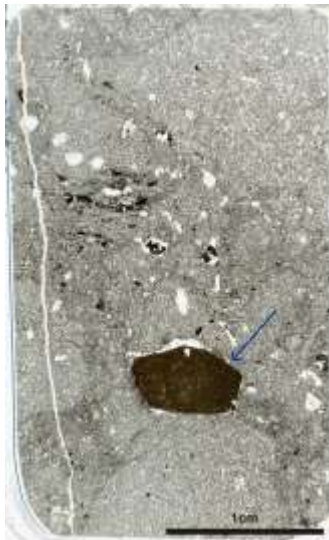


Figura 20. Imagen escaneada de lámina delgada de una bomba gris con una textura microvesicular (muestra ZAC-14279W). La flecha azul señala un xenolito dentro de la muestra (ver detalles en la tabla 1, apéndice 2).



Figura 21. Imagen escaneada de lamina delgada, de un corte a través de la corteza vítrea (café claro en lamina) y el núcleo gris vesicular de una bomba (muestra ZAC-14281A2, ver Fig.4 y detalles en tabla 1, apéndice 2)

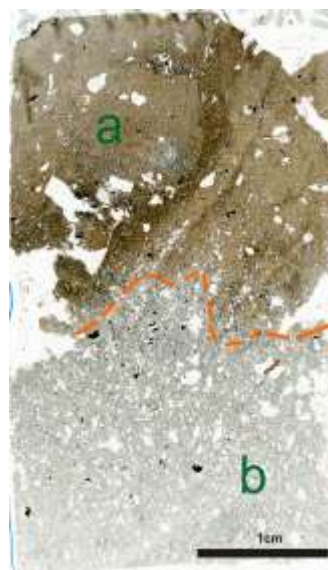


Figura 22. Imagen escaneada de lamina delgada, de otro corte a través de la parte exterior de la bomba con núcleo gris (muestra ZAC-14281A3, ver detalles en tabla 1, apéndice 2). Note la presencia de pequeños cristales de biotita en la parte gris.

En general para los clastos de escoria se tiene una asociación petrogenética representada por fenocristales (>0.3 mm en tamaño) de plagioclasa + olivino (Fig. 23), en algunos casos microfenocristales (0.3 - 0.03 mm en tamaño) de plagioclasa, olivinos y piroxenos, en una matriz microcristalina formada de abundantes microlitos (<0.03 mm en tamaño) de plagioclasa en un vidrio intersticial de color café oscuro y en algunos casos de color café claro. Algunos clastos presentan abundantes óxidos de Fe-Ti. Los dos tipos de clastos, claros (café claro y gris claro) y oscuros (café oscuro y gris oscuro), tienen el mismo tipo de minerales sin embargo, se distinguen por la presencia de numerosas vesículas en los clastos claros aunque, estas son escasas en los clastos oscuros (Fig. 23). Además, los clastos claros contienen una densidad de microlitos de plagioclasa mayor que en los clastos oscuros (Fig. 23). También, algunos clastos se conforman por fenocristales cubiertos por una fina capa de vidrio.

Por otro lado, las bombas presentan una mayor variedad en cuanto a texturas (ver detalles en la tabla 1, Apéndice 2). Los fenocristales presentes son similares en todas las muestras, principalmente asociaciones de plagioclasa + olivino. En algunas muestras que presentan textura de *mingling* se observa biotita (muestra ZAC-14279 M2 (fig. 2), ZAC-14279 R2, ZAC-14279W, ZAC-14281: A1; A4 y A2, A3 (Fig. 21 y 22); ver detalles en la tabla 2, apéndice 2), mientras que en otras se observan xenolitos y aglomerados formados principalmente por plagioclasa (ZAC-13194 S-2, ZAC-14279N, ZAC-14279 M2, ZAC-14279 R1A, ZAC-14279 R1B, ZAC-14279R2 ZAC-14279W y ZAC-14284 A2; ver detalles en la tabla 2, apéndice 2). En cuanto a la matriz, en general, se tiene una matriz microcristalina formada de abundantes microlitos de plagioclasa con un vidrio intersticial de color café oscuro.

La lava es más homogénea en cuanto a su mineralogía y textura. Con excepción de una muestra que presenta biotita y un xenolito (ZAC-14284 A, ver detalles tabla 1, apéndice 2), las otras muestras se componen de fenocristales de olivino y plagioclasa (Fig. 24). En comparación con las bombas, las lavas presentan un menor número de vesículas que forman un bandeamiento en algunas muestras (ZAC-14284B, ver detalles en la tabla 1, apéndice 2).

Los líticos accidentales (xenolitos) con texturas distintas a los clastos juveniles (las escorias), exhiben una asociación petrogenética representada por fenocristales de plagioclasa + olivino, plagioclasa + olivino + biotita o plagioclasa + biotita (Fig. 25). En algunos casos contienen microfenocristales de piroxenos y de olivinos. En general estos cristales se ubican en una matriz microcristalina formada por abundantes microlitos de plagioclasa en un vidrio intersticial de color café claro y gris claro. Las muestras varían de poca a alta vesicularidad, incluso hay muestras que presentan una mayor vesicularidad que las escorias (ZAC-13194M, ZAC-13194L-1, ZAC-13194L-3, ver detalles en las tabla 1 y tabla 2, apéndice 2)

Una de las muestras que presenta características peculiares y únicas, es la de un xenolito (ZAC-14282B), encontrado en uno de los hummocks; con un alto contenido en cuarzo y plagioclasas. Además, de contener microfenocristales de morfología dendrítica de color rojizo, no identificados. (Fig. 26, ver detalles en la tabla 1, apéndice 2).

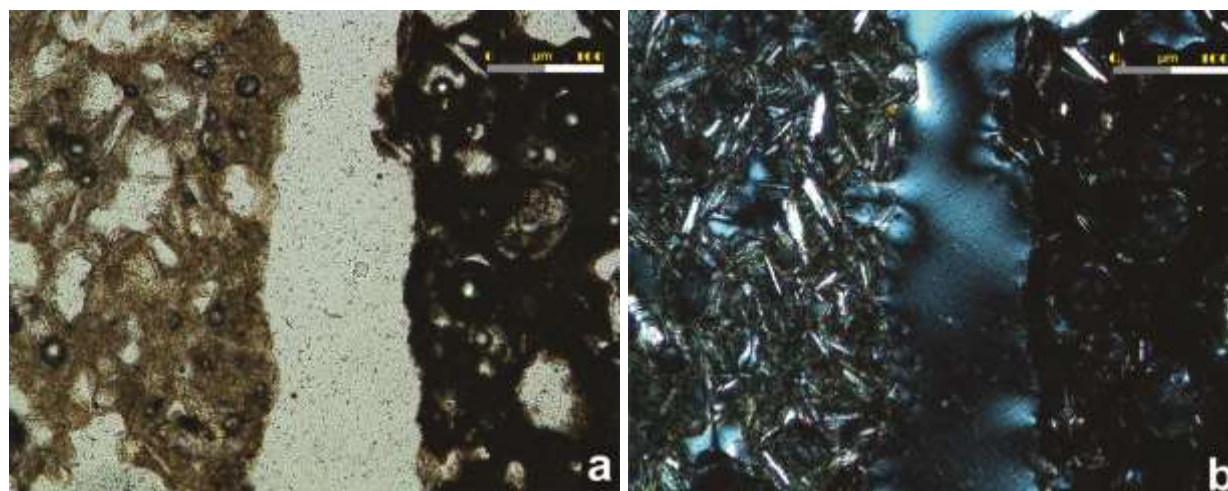


Figura 23. Microfotografía de los dos tipos de clastos ocurriendo en la escoria (muestra ZAC-14279) a 10x con nicoles paralelos (a) y cruzados (b) En ambos lados de la imagen se observan dos clastos con texturas distintas dentro de una misma muestra, en ambos clastos se observan vesículas. En nicoles cruzados el clasto de color café oscuro (lado derecho) presenta una cantidad menor de microfenocristales en comparación con el clasto café claro (lado izquierdo) en donde son observables una gran cantidad de microfenocristales y microlitos de plagioclasa.

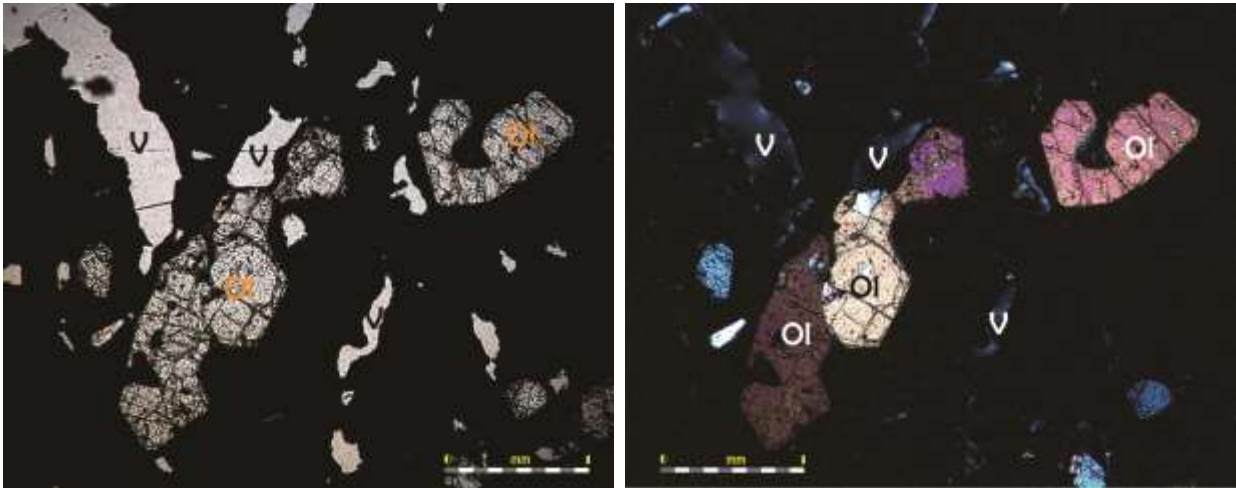


Figura 24. Microfotografía de la textura típica de la lava (muestra ZAC-14281B), a 2.5x con nicoles paralelos y cruzados respectivamente: textura criptocristalina con fenocristales de olivino (Ol) anhedral con visibles fracturas, bordes y centros de corrosión e inclusiones; también son observables vesículas (V) inmersas en una matriz vítrea.

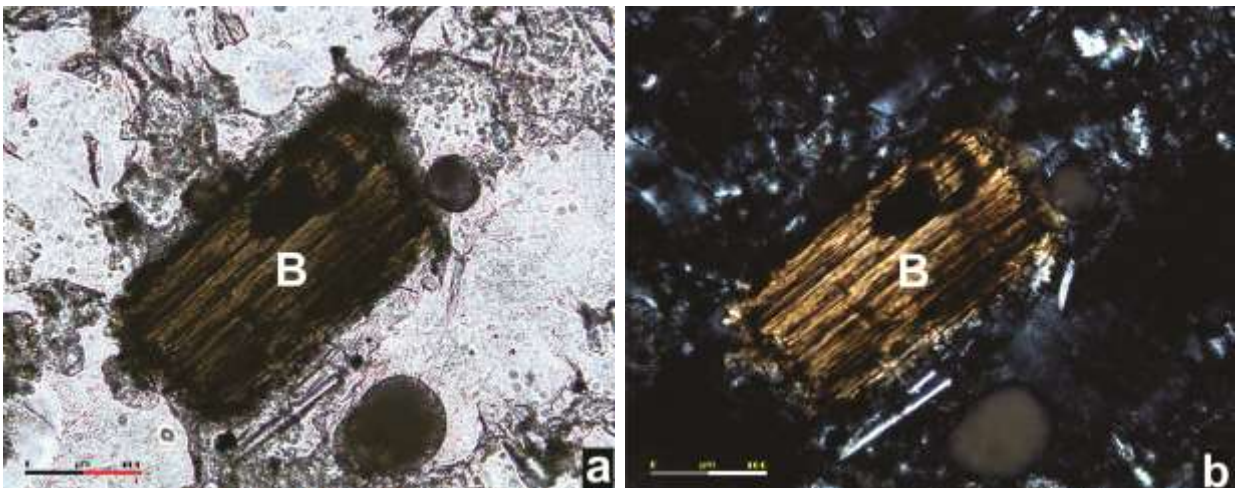


Figura 25. Microfotografía de un lítico accidental (muestra ZAC-13194L-1), a 10x con nicoles paralelos (a) y nicoles cruzados (b): se observa un fenocristal de biotita acicular y tabular con alto relieve y buena exfoliación (B).

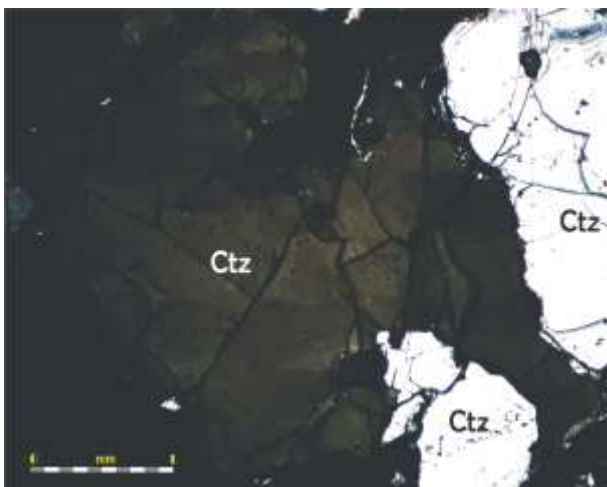


Figura 26. Microfotografía de un xenolito (muestra ZAC-14281B), a 2.5x con nicoles cruzados: fenocristales de cuarzo (Ctz) con fracturas y bordes de corrosión (ver detalles en tabla 1, apéndice 2).

El análisis modal de la mineralogía de las muestras analizadas petrográficamente se realizó en base a un conteo de entre 500 y 1000 puntos por lámina delgada (ver tabla 2 y tabla 3, apéndice 1). Se normalizaron posteriormente los datos correspondientes a los cristales y a la matriz. Usando los valores normalizados, los fenocristales varían entre 0.1 y 2.2 vol. % (olivino: 0.1-4 vol. %; plagioclasa: 0.2-2.1 vol. %), y los microcristales entre 0.1-67.8 vol. % (plagioclasa: 0.7-67.8 vol. %, olivino: 0.6-7.9 vol. %). En la tabla 1 (apéndice 2), se observa que las muestras ZAC-13194 S-1 y ZAC-13194L-1 son las únicas en las que se contaron fenocristales de biotita, con un 0.3 % y 0.1 % respectivamente. ZAC-14279E es la única muestra con fenocristales de piroxeno con 0.1%. También es de enfatizar que para las muestras de la lava y las bombas no se tiene matriz criptocristalina clara, el mayor porcentaje es de matriz oscura (>70 vol. %), excepto para una bomba (ZAC-13194 S-1). Las escorias tienen el porcentaje mayor de matriz y microcristales que están formados principalmente por la plagioclasa (15.7-41.9 vol. %), seguido por el olivino (0.8-6 vol. %). Además, uno de los líticos (xenolitos) (ZAC-13194 M) está compuesto completamente por una matriz criptocristalina oscura (97 vol. %).

Las bombas presentan un rango de 7.2-33.6 vol. % de vesículas, mientras que las lavas son principalmente densas (2.3 vol. % de vesículas para dos muestras, y 29 vol. % para una muestra). Para los fenocristales, las lavas contienen más olivino (1.3-3 vol. %) que las bombas (0.6-1.6 vol. %). Las plagioclasas varían entre 0.5-1.4 vol. % en las lavas y 0.8-2 vol. % en las bombas.

5. Interpretaciones y discusión

5.1 Secuencia de eventos

El estudio detallado de los depósitos piroclásticos y su relación con las lavas nos permitió determinar la historia eruptiva del V. Las Cabras. Los fechamientos de 4 paleosuelos ubicados directamente debajo los depósitos de ceniza por radiocarbono, dan edades que varían entre $27,400 \pm 90$ y $21,800 \pm 400$ años AP (edad convencional) o entre 23,970 y 30,311 años AP (edad calibrada), lo cual sugiere que la erupción ocurrió aproximadamente 25,600 años AP (edad calibrada), en base a dos fechamientos coincidentes de $23,530 \pm 110$ y $23,570 \pm 110$ años AP (edad convencional), o 24,225 – 23970 y 25,870 – 25,625 años AP (edad calibrada).

No se observaron en el campo espesores apreciables de ceniza encima de las lavas a pesar de que depósitos de varios metros de ceniza se encuentran localizados a un costado de las lavas por lo que se puede inferir que la actividad que formo los depósitos de ceniza es previa a la actividad que genero la lava. Además, se observó que el cono presenta una apertura en dirección del flujo de lava y dos grandes hummocks se encuentran emplazados sobre la lava, los cuales suponemos formaban parte del cono (ver abajo).

Por lo tanto, la erupción involucró dos etapas importantes (Fig. 27). El inicio de la erupción consistió en una primera etapa (etapa 1) donde ocurrió la actividad explosiva que formo el cono y depositó las secuencias piroclásticas observadas. Luego, se produjo una segunda etapa (etapa 2) dominada por una actividad efusiva que genero el flujo de lava, la apertura del cono, y el emplazamiento de los *hummocks* (ver justificación más abajo).

a) Etapa 1: Actividad explosiva

La etapa 1 puede dividirse en dos fases: una primera fase que depositó la unidad basal de la secuencia piroclástica, seguida por una segunda fase que formó las unidades media y superior; ambas fases formaron el cono de escoria.

Los depósitos cumplen en general con las características típicas de productos de estilo estromboliano como son su buen grado de clasificación, un tamaño medio relativamente grueso, balísticos conformados por bombas principalmente juveniles con textura tipo corteza de pan ("*bread crust*"), y abundantes escorias vesiculares (Cas y Wright, 1987). Al contrario, no existen evidencias de actividad freatomagmática como depósitos de flujos y oleadas piroclásticas, lapilli acrecional, o la presencia de un cono o anillo de toba característicos de este tipo de erupciones.

La abundancia de capas delgadas y de granulometría fina (ceniza fina - lapilli fino, 4ϕ a -1ϕ) en la unidad basal de la secuencia piroclástica implica que la fase 1 consistió en la sucesión de un gran número de explosiones cortas y energéticas, lo cual indica un alto grado de explosividad, generando posiblemente una actividad de tipo estromboliano violento. La fase 2 representa una actividad de menor explosividad, reflejada por capas de ceniza y escoria de granulometría gruesa (lapilli medio, -4ϕ) y con mayor espesor que las capas basales. Este aumento en el espesor y grosor

de las capas es gradual en la secuencia, lo cual indica una evolución progresiva hacia una actividad menos energética.

Las unidades depositadas durante la fase 1 probablemente fueron producto de columnas eruptivas altas las cuales bajaron gradualmente en altura, reflejado en un decremento en el grado de fragmentación de los productos y las variaciones en el espesor de las capas y la estratificación burda en la parte superior de la secuencia (Fig. 7).

b) Etapa 2: Actividad efusiva

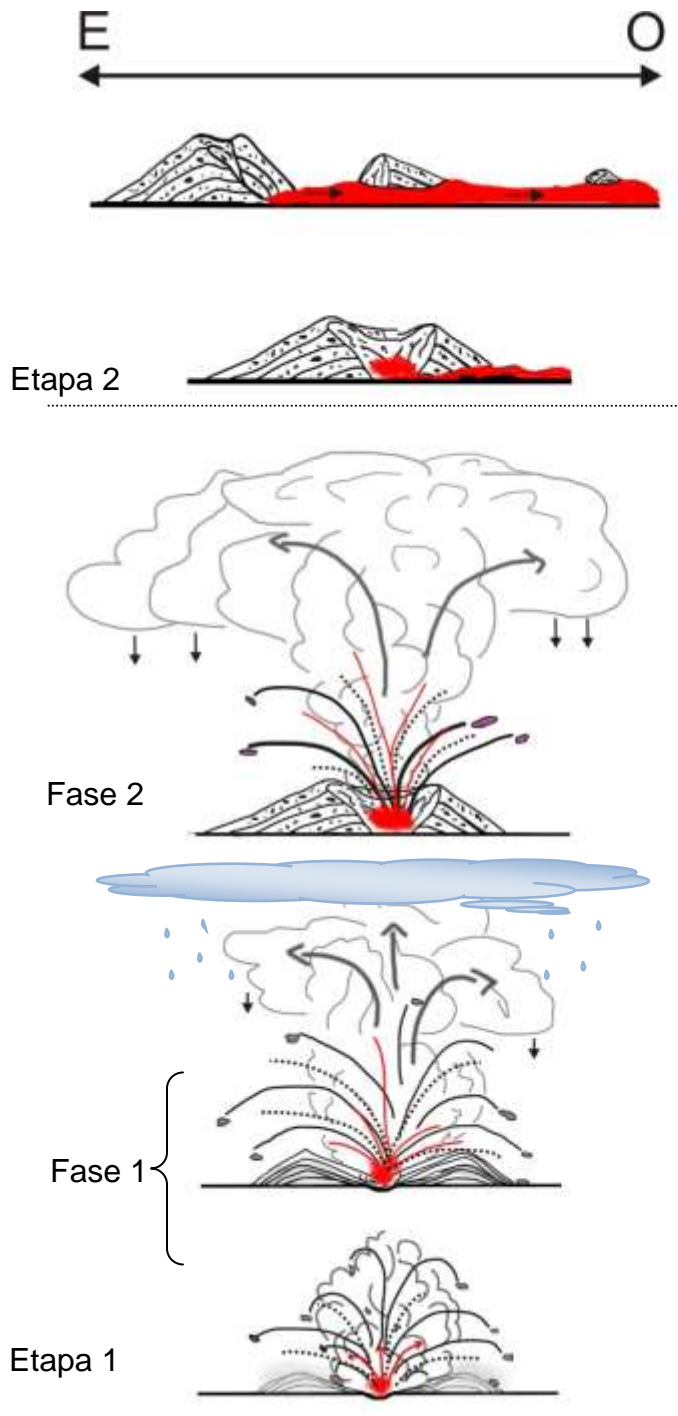
La actividad explosiva inicial se transformó en una actividad efusiva que generó el flujo de lava y produjo el colapso del cono, generando el emplazamiento de los hummocks.

Las características de los *hummocks* (material de granulometría gruesa y aglutinados, abundantes salpicaduras soldadas) son similares a las de conos de escoria descritas por ejemplo en Valentine et al. (2005), por lo cual se infiere que los *hummocks* representan material originalmente perteneciente al cono. La apertura en el cono sugiere que provienen del colapso de una parte del edificio original. Además, están alargados en la dirección del flujo de las lavas (Fig. 4), con lo que se deduce que fueron transportados por el flujo. El desprendimiento de un sector del cono fue el producto de la efusión de lava que emergió de la base del cono del lado orientado hacia la parte más baja de la topografía pre-existente, debilitando el cono y provocando el colapso de uno de sus flancos, y transportando las partes colapsadas (los *hummocks*) varios cientos de metros cuesta abajo (Fig. 27).

5.2 Canales de erosión e implicaciones climatológicas

Otra característica asociada a la etapa 1 es la presencia de canales de erosión en los depósitos.

Para que los canales se preserven deben de ser rellenados casi simultáneamente al evento de su formación según Fisher (1977). El relleno dentro de los canales localizados en los depósitos de Las Cabras sugiere que, al menos parte de los productos depositados (escoria-ceniza) fueron removidos a través del canal por un flujo de agua que posiblemente resultó de torrenciales lluvias, suponiendo un transporte de material acarreado (similar a pequeños lahares). Los canales son rellenados por el material removido. Las capas finas intermedias dentro de este material de relleno, pueden ser interpretadas como varios flujos de lodo de material fino (posiblemente ceniza), el cual recubrió el material previamente acumulado. Las capas delgadas de ceniza y escoria que se encuentran depositadas en la parte superior dentro de los canales, conservan una estratificación paralela, indicando que posterior al proceso de remoción se continuó con la depositación en paralelo del material piroclástico.



Etapa 2: Actividad efusiva que genero el flujo de lava, el colapso del cono y el emplazamiento de los hummocks.

Etapa 1: Compuesta de dos fases eruptivas que dieron origen a los depósitos de caída y formaron el cono de escoria.

- Fase 1: Explosiones violentas, con un gran número de pulsaciones eruptivas cortas y energéticas, generando la unidad basal de la columna estratigráfica. Lluvias torrenciales.
- Fase 2: Actividad de menor explosividad, con una disminución en el número de pulsos eruptivos y de menor fragmentación, generando las unidades media y superior de la columna estratigráfica.

Figura 27. Historia eruptiva inferida a partir de las relaciones estratigráficas y el estudio de los depósitos.

Los canales afectan niveles particularmente endurecidos y de granulometría fina dentro de los depósitos. Este tipo de erosión ha sido intensamente descrito por Segerstrom (1956) durante periodos lluviosos tomando lugar durante o poco después de la erupción del Parícutin. En Las Cabras, estos canales afectan solamente la unidad basal del depósito y son recubiertos por depósitos horizontales de caída, indicando que la erosión tuvo lugar durante la erupción. Entonces, interpretamos los canales expuestos en los depósitos de las Cabras como el producto de torrenciales lluvias presentes durante la erupción, las cuales aportaron cantidades significativas de agua formando pequeños riachuelos en la superficie de baja pendiente y dejando como evidencia los canales. Otra evidencia de la presencia de agua es la deformación plástica de los depósitos bajo el impacto de bombas (“bomb sags”, Fig. 10).

Estas dos líneas de evidencia implican que las condiciones climatológicas durante el periodo de tiempo de la erupción (cerca de 25,000 años AP, edad convencional) eran relativamente húmedas. Se determinó recientemente que un volcán tipo maar, formado por interacción de magma con agua subterránea, ubicado tan solo a ~ 46 km al oeste de Las Cabras tiene una edad cercana a Las Cabras (~21,000 años AP, edad convencional) (Kshirsagar et al., 2015), lo cual corrobora la existencia de un clima húmedo en esa época.

5.3 Procesos químicos, cristalización y evolución de los magmas

Los resultados del análisis químico de un número importante de muestras de lava, escoria, y bombas de Las Cabras muestran que estas cubren un rango importante en composición (11 % en peso de SiO₂), lo cual apunta hacia un caso de diferenciación magmática. En particular, se nota una variación importante en las escorias de la unidad basal de la secuencia que corresponden a la fase 1 de la etapa 1. En comparación, las escorias y bombas de la fase 2 de la etapa 1 muestran pocas variaciones en composición y son similares a las lavas que fueron emitidas durante la etapa 2.

Varios factores pueden afectar la composición de los magmas emitidos durante una sola erupción. El patrón de variación de ciertos elementos mayores y menores en Las Cabras se pueden relacionar con el fraccionamiento de ciertos minerales que están presentes en las muestras.

En cuanto a elementos mayores (Fig. 15 y 16), el decremento en TiO₂ con el aumento en SiO₂ puede atribuirse al fraccionamiento de óxidos de hierro como la magnetita mientras la correlación negativa del CaO con el aumento en SiO₂ puede deberse al fraccionamiento de plagioclasa y clinopiroxeno. Así como el descenso progresivo en el MgO y el FeO que se puede deber al fraccionamiento de minerales ferromagnesianos como el Olivino y el Piroxeno.

Estas interpretaciones se pueden relacionar con la proporción de los minerales observados en láminas delgadas (ver tabla 1, apéndice 2). En la figura 28 se grafican los resultados del análisis modal de olivinos y plagioclasas en las muestras versus la concentración de MgO y Ni para los olivinos y Na y Sr para las plagioclasas. Se observan buenas correlaciones para el olivino, confirmando su control sobre las variaciones composicionales. Sin embargo no existe relación entre la plagioclasa y el Na o Sr, implicando que estos elementos no son abundantes en las plagioclasas de Las Cabras o están controlados por el fraccionamiento de otra fase como el clinopiroxeno.

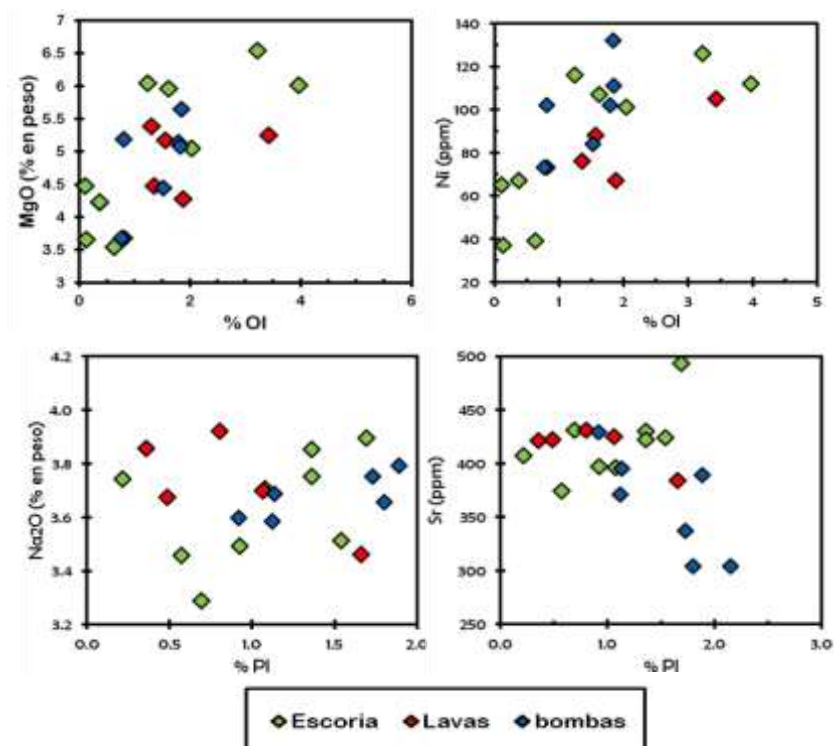


Figura 28. Diagramas de % de minerales de olivino (Ol) y de plagioclasa (Pl) observados en lamina delgada con respecto al % en peso de los elementos mayores Na₂O y MgO, y de los elementos traza Sr y Ni en ppm medidos en las muestras totales.

Para resumir, el proceso de fraccionamiento en el magma ascendiente durante la primera fase de la erupción puede explicar ciertas variaciones en los productos de esta fase. Sin embargo, los patrones de tierras raras (REE) de las muestras analizadas no pueden ser explicados únicamente con la cristalización fraccionada. Las variaciones que se observan en las escorias (Fig. 18) posiblemente se debe a distintos grados de fusión parcial de una misma fuente magmática, ya que, en los diagramas se observa que el patrón de las concentraciones de tierras raras ligeras esta enriquecido para las escorias, lo que indica un bajo grado de fusión. Conforme el grado de fusión aumente la concentración de los elementos incompatibles decrece (Fig. 29b), es decir, pocas variaciones en el grado de fusión parcial de una fuente afectan de manera importante las curvas debidas a la mayor concentración en los fundidos de los elementos más ligeros y de mayor incompatibilidad (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm y Eu), mientras que la concentración de elementos compatibles cambia poco. Mientras que en casos de proceso de cristalización fraccionada se tendría un patrón en donde las concentraciones no se ven afectadas por la cristalización, es decir, el comportamiento de la curvas tendría que permanecer casi paralelas entre ellas (Figura 29a). Por lo tanto, si todo el proceso de diferenciación se diera por cristalización fraccionada, se observarían tendencias paralelas en los patrones de las tierras raras (e.g. Fig 29b). Entonces lo que se observa en los diagramas de Las Cabras, pertenece quizá a ambos procesos, en un inicio fusión parcial evolucionando a un proceso de cristalización fraccionada o procesos simultáneos. Aunque otro posible proceso que explique esa variación en las escorias, puede ser la presencia de una fuente heterogénea, enriquecida en varios grados en elementos incompatibles.

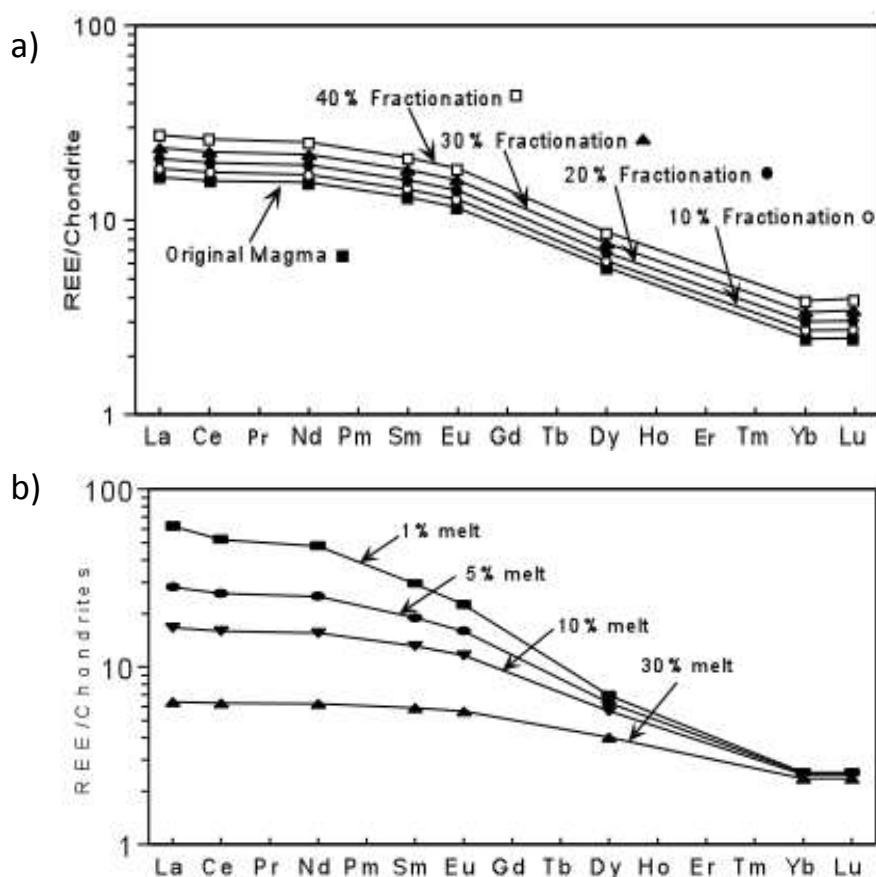


Figura 29. Diagramas ejemplificando las tendencias de curvas de concentración de tierras raras para dos procesos de diferenciación magmática. a) Cristalización fraccionada. b) Varios grados de fusión en un mismo magma. Imágenes obtenidas de: Nelson, S. A. (2003). *Magmatic differentiation*. Tulane University.

Por otro lado, existen evidencias texturales y mineralógicas de la interacción entre dos magmas durante la erupción de Las Cabras. Claramente, el magma juvenil (basáltico - andesítico con olivino, plagioclasa y piroxeno) se mezcló parcialmente con un magma distintamente más silíceo (dacita) y con una mineralogía distinta (asociaciones de plagioclasa, biotita y piroxenos). Sin embargo estas interacciones se evidencian únicamente en los productos de la fase 2 de la etapa 1 (presencia de xenolitos y bombas con textura de mezcla parcial de magmas) mientras estos productos muestran pocas variaciones de composición total en elementos trazas. Por lo tanto esta interacción no parece haber afectado de manera detectable a la composición del magma juvenil. Por otro lado, las variaciones en las escorias de la parte basal de la secuencia (etapa 1, fase 1) no pueden explicarse por este proceso ya que no existen evidencias de mezcla. Además, el rango de variación afecta solamente a los elementos móviles (La-Eu), lo que refuerza la suposición de la existencia de los distintos grados de fusión parcial de una misma fuente.

En base a estas observaciones se propone un modelo preliminar de evolución magmática durante la erupción de Las Cabras (Fig. 30). El ascenso del magma que posibilito la erupción de las cabras se puede explicar utilizando la descripción que expone Scandone et al. (2007); en donde un posible ascenso de magma puede darse por alguna red de fracturas permitiendo el ascenso del magma.

En una primera etapa (etapa 1, fase 1) asciende un magma de composición heterogénea, afectado por diversos grados de fusión parcial, u originado de una fuente químicamente heterogénea. La presencia de abundantes volátiles en el magma, o/y de una velocidad de ascenso alta genera un grado de explosividad alto. En la fase 2 de la etapa 1, el magma ascendiente entra en contacto con un cuerpo semi-solidificado de un magma dacítico, llevándose pedazos de esta roca hacia la superficie. Menores volátiles o/y ascenso más lento causo baja en actividad explosiva hasta transitar en un régimen efusivo. En la última etapa (etapa 2), no hay evidencia de interacción con magma dacítico, lo cual sugiere una modificación en el sistema de alimentación del magma a profundidad.

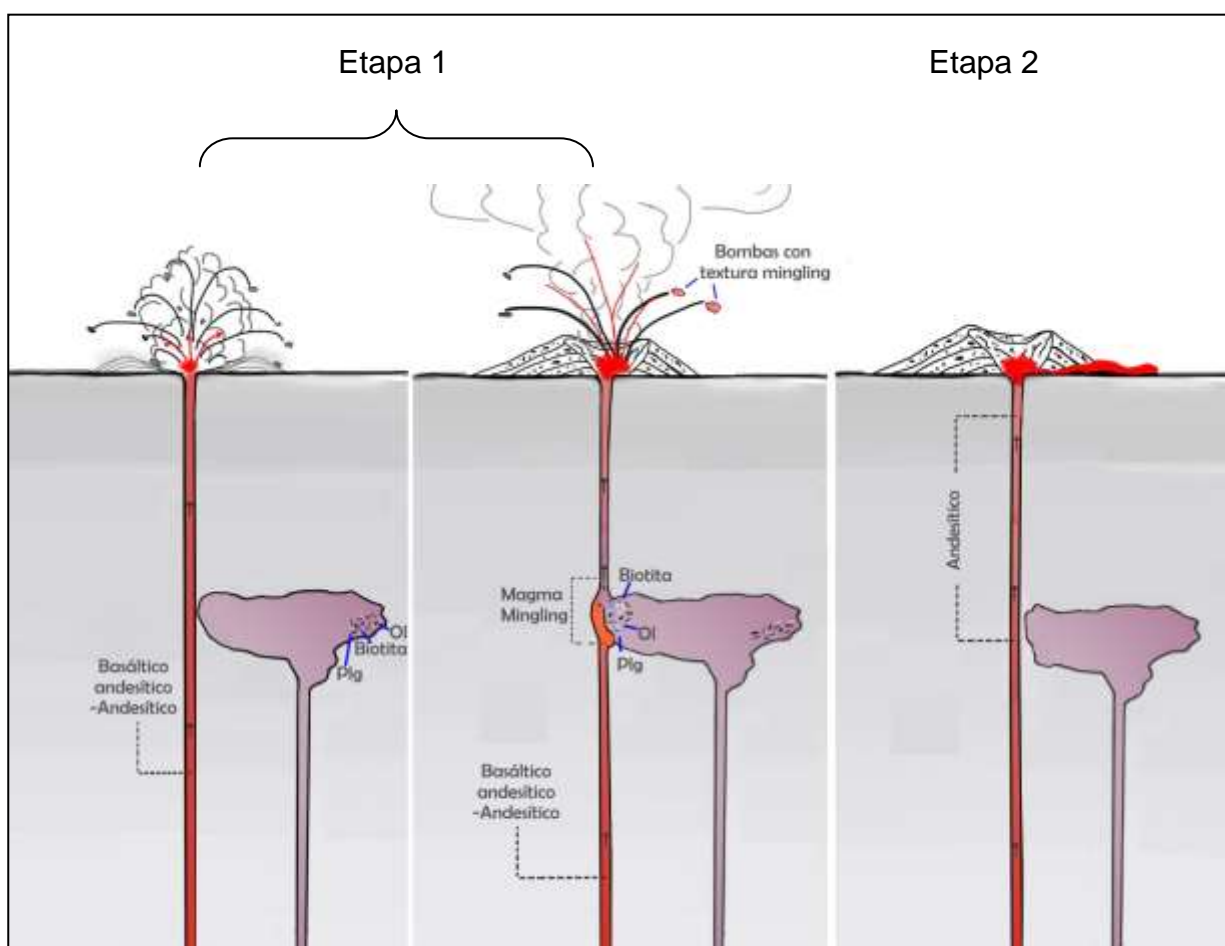


Figura 30. Esquema simplificado de los posibles procesos de emplazamiento y evolución del magma que origino la erupción del V. Las Cabras.

6. Conclusiones

El Volcán Las Cabras, un cono de escoria ubicado en la parte central-norte del campo volcánico Michoacán-Guanajuato fue construido durante una erupción que ocurrió aproximadamente 25,600 años AP (edad calibrada).

La actividad eruptiva del V. Las Cabras se caracterizó por tener dos etapas principales, una primera etapa asociada a una actividad explosiva evolucionando de mayor (fase 1) a menor (fase 2) explosividad, transitando a una segunda y última etapa exclusivamente efusiva. La emisión de lava durante la etapa 2 causó el colapso de uno de los flancos del cono, emplazando hummocks sobre los flujos. Las estructuras sedimentarias encontradas en los depósitos de la fase 1 (impactos de bombas y canales asimétricos), indican la ocurrencia de lluvias torrenciales durante la primera parte de la erupción, lo que implica que el clima en esta época era relativamente húmedo.

Los productos de las cabras tienen una composición típica de productos de arcos en contexto de subducción, de acuerdo con el contexto tectónico. Las características mineralógicas y texturales de los productos, indican que el magma juvenil intermedio emitido se mezcló parcialmente con un magma dacítico probablemente a poca profundidad en la corteza. Las variaciones composicionales encontradas en los productos de la primera fase de la erupción no son consistentes con un proceso de mezcla total de estos dos magmas. Sin embargo, podrían ser atribuidos a diferencias en el grado de fusión parcial de la fuente del magma de composición intermedia.

Otros estudios en el futuro, en particular en la composición isotópica de los productos, podrían ayudar a diferenciar entre los posibles procesos causantes de los cambios composicionales observados. Por ejemplo, no se puede descartar que estos se deban a la extracción de magma de un manto altamente heterogéneo. También, el estudio más detallado de secuencias sedimentarias lacustres en la cuenca de Zacapu podría ayudar a corroborar nuestras inferencias en cuanto a las condiciones climatológicas existentes en la época de la erupción. Finalmente, el estudio similar de un mayor número de volcanes de este tipo es necesario para determinar el rango de estilos eruptivos que se pueden desarrollar, y así poder mejorar la evaluación de los riesgos en esta zona.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G. J., del Carmen Jaimes-Viera, M., Nieto-Obregón, J. 2006. The Valle de Bravo Volcanic Field: Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 402, 139-154.
- Blatter, D. L., & Hammersley, L., 2010. Impact of the Orozco fracture zone on the central Mexican Volcanic Belt. *J. of Volcanol. Geotherm. Res.* 197, 67-84.
- Blott, S. J., Pye, K. 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surf. Process. Landforms* 26, 1237-1248.
- Carmichael, I. S. E., Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M., 2006. The Pleistocene cinder cones surrounding Volcán Colima, Mexico re-visited: eruption ages and volumes, oxidation states, and sulfur content. *Bull. Volcanol.* 68, 407-419.
- Carrasco-Nunez, G., Ban, M. 1994. Geologic map and structure sections of the Citlaltepétl volcano summit area of the Citlaltepétl volcano, Mexico with summary of the geology summit area: Mexico D.F., UNAM, Inst. Geol., *Cartas Geológicas y Mineras*, 9.
- Cas, R. A. F., Wright, J. V., 1988. *Volcanic successions: Modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions (2nd eds.)*, Allen & Unwin, London, 528 pp.
- Cioni, R., Sbrana, A., Vecchi, R., 1992. Morphologic features of juvenile pyroclasts from magmatic and phreatomagmatic deposits of Vesuvius. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 51, 61-78.
- Connor, C. B. 1987. Structure of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 33, 191-200.
- Connor, C. B., Conway, F. M., 2000. Basaltic Volcanic Fields. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, CA, 331-343.
- Francis, P. W., Oppenheimer, C., 2004. *Volcanoes*. Oxford University Press, New York, 392 pp.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- Fisher, R. V., 1977. Erosion by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1287-1297.
- Folk, R. L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. In: Univ. Texas, Geol. 370 K, 383 L, 383 M. (Eds.), Hemphill Publishing Company, 154 pp.
- Folk, R. L., Ward, W. C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.* 27, 3-26.

- Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M., Delgado-Granados, H., 2004. Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco–San Pedro volcanic field, western Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 116, 259-276.
- Gadow, H. F., 1930. Jorullo. The history of the volcano of Jorullo and the reclamation of the devastated district by animals and plants. Cambridge Univ. Press. London, p.101.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J. C., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 41, 133-150.
- García-Tovar, G. P., Martínez-Serrano, R. G., Solé, J., Correa-Tello, J. C., Núñez-Castillo, E. Y., Guillou, H., Monroy-Rodríguez, E., 2015. Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32, 100-122.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, Ma. T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 57, 227-283.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., & Agustín-Flores, J., 2009a, in press, Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of México City. *Bull. Volcanol.* 71, 859-880.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bull. Volcanol.* 74, 1187-1211.
- Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E., 1985. The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 25, 105-124.
- Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E., 1987. The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *J. Petrol.* 28, 241-269.
- Inman, D. L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sedimen. Res.* 22.
- Johnson, C. A., Harrison, C. G. A., 1989. Tectonics and volcanism in central Mexico: a Landsat thematic mapper perspective. *Remote Sens. Environ.* 28, 273-286.
- Johnson, C. A., Harrison, C. G. A., 1990. Neotectonics in central Mexico. *Phys Earth Planet. Int.* 64, 187-210.
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M. N., Salinas, S., Layer, P. W., 2015. Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrogeological environment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 304, 214-236.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750.

- Lewis-Kenedi, C. B., Lange, R. A., Hall, C. M., Delgado-Granados, H., 2005. The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: ages, volumes, and relative proportions of lava types. *Bull. Volcanol.* 67, 391-414.
- Luhr, J. F., Carmichael, I. S.E., 1985. Jorullo Volcano, Michoacán, Mexico (1759–1774): the earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 90, 142-161.
- Luhr, J. F., Simkin, T., 1993. *Parícutin: the Volcano Born in a Cornfield*. Geoscience Press, Phoenix, pp. 427.
- Macdonald, G. A., 1972. *Volcanoes: New Jersey*, Englewood Cliffs, Prentice-Hall Inc., 510 pp.
- MacKenzie, W. S., Adams, A. E., 1996. *Atlas en color de rocas y minerales en lámina delgada*. Masson.
- Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J. L., 1999. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 93, 125-150.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A. F., 1990. Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Revista mexicana deficiencias geológicas*, 9, 33-50.
- McBirney, A. R., Taylor, H. P., Armstrong, R. L., 1987. Parícutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 4-20.
- McDonough, W. F., Sun, S. S., Ringwood, A. E., Jagoutz, E., Hofmann, A. W. 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1001-1012.
- McGetchin, T. R., Settle, M., Chouet, B. A. 1974. Cinder cone growth modeled after northeast crater, Mount Etna, Sicily. *J. Geophys. Res.* 79, 3257-3272.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 1-16.
- Negendak, J. F., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern trans mexican volcanic belt. *Geofís. Int., Spec.* 24, 477-575.
- Nelson, S. A., 2003. *Magmatic differentiation*. Tulane University, 1-16.
- Németh, K., Martin, U., Harangi, S. 2001. Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 111, 111-135.
- Nixon, G. T., 1989. The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 219, 1-59.

- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., Harakal, J. E. 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofís. Int.*, 26, 109-158.
- Ownby, S. E., Lange, R. A., Hall, C., 2008. The eruptive history of the Mascota volcanic field, western Mexico: age and volume constraints on the origin of andesite among a diverse suite of lamprophyric and calc-alkaline lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177, 1077-1091.
- Ownby, S., Delgado Granados, H., Lange, R. A., Hall, C., 2007. Volcán Tancítaro, Michoacán, Mexico, 40 Ar/39 Ar constraints on its history of sector collapse. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 161, 1-14.
- Pardo, M., Suarez, G. 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, 12357-12373.
- Petronille, M., Goguitchaichvili, A., Henry, B., Alva-Valdivia, L. M., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Calvo-Rathert, M., 2005. Paleomagnetism of Ar-Ar dated lava flows from the Ceboruco-San Pedro volcanic field (western Mexico): Evidence for the Matuyama-Brunhes transition precursor and a fully reversed geomagnetic event in the Brunhes chron. *J. Geophys. Res. Sol. Earth (1978–2012)*, 110, (B8).
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., Delgado, H., 2008, Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: the eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 359-368.
- Powers, M. C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sedim. Res.* 23, 117-119.
- Rodríguez, S. R., Morales-Barrera, W., Layer, P., González-Mercado, E., 2010. A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: geology, distribution and morphology of the volcanic vents. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 197, 149-166.
- Rollinson, H. R., 1993. Using geochemical data: evaluation, interpretation, presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, New York. 351 pp.
- Rowland, S. K., Jurado-Chichay, Z., Ernst, G., Walker, G. P. L., 2009. Pyroclastic deposits and lava flows from the 1759–1774 eruption of El Jorullo, Mexico: Aspects of “violent Strombolian” Activity and comparison with Parícutin. In: Thordarson, T., Self S., Larsen G., Rowland S.K., Hoskuldsson, A. (Eds.), *Studies in Volcanology: The legacy of George Walker*: Geol. Soc. London Spec. Publ. 2, 105-128.
- Scandone, R., Cashman, K. V., Malone, S. D., 2007. Magma supply, magma ascent and the style of volcanic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 253, 513-529.
- Seegerstrom, K., Williams, H., Wilcox, R. E., Foshag, W. P., Gonzales, J. R., 1956. Geologic investigations in the Parícutin area, México: US Government Printing Office, 965, 489 pp.

- Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005. Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *J. volcano. Geotherm. Res.* 141, 225-243.
- Sieron, K., Siebe, C., 2008. Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco stratovolcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 176, 241-264.
- Valentine, G. A., & Gregg, T. K. P., 2008. Continental basaltic volcanoes—processes and problems. *J. V. Res.* 177, 857-873.
- Valentine, G. A., Krier, D., Perry, F. V., Heiken, G., 2005. Scoria cone construction mechanisms, Lathrop Wells volcano, southern Nevada, USA. *Geology*, 33, 629-632.
- Valentine, G. A., Groves, K. R., 1996. Entrainment of country rock during basaltic eruptions of the Lucero volcanic field, New Mexico. *The Journal of Geology* 104, 71-90.
- Vespermann, D., Schmincke, H. U., 2000. Scoria cones and tuff rings. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 683-694.
- Walker, G. P., 1981. Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 11, 81-92.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*; Boston, Unwin Hyman, 466 pp.
- Wentworth, C. K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 377-392.
- White, J. D. L., Houghton, B. F., 2006. Primary volcanoclastic rocks: *Geology*, 34: 677-680.
- Wohletz, K. H., 1993. Hidrovolcanismo. En : Martí, J. y Araña, V. (Eds.): *La Volcanología Actual*. Colección Nuevas Tendencias, CSIC, Madrid, 21, 99-195.
- Wohletz, K. H., Sheridan, M. F., 1983. Hydrovolcanic explosions; II, Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *Am. J. Sci.* 283, 385-413.

Anexo 1

Tabla 1. Ecuaciones estadísticas usadas en el cálculo de los parámetros de tamaño de clasto. f es la frecuencia en porcentaje; m es el punto medio para cada clase, (m_m) en metros o (m_ϕ) en unidades phi; P_x y ϕ_x diámetro del clasto en metros o unidades phi respectivamente; x es el porcentaje acumulado (Modificado de Folk y Ward, 1957; Folk, 1974; Simon y Pye, 2001).

Método aritmético de momentos			
Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
$\bar{x}_a = \frac{\sum f m_m}{100}$	$\sigma_a = \sqrt{\frac{\sum f (m_m - \bar{x}_a)^2}{100}}$	$Sk_a = \frac{\sum f (m_m - \bar{x}_a)^3}{100 \sigma_a^3}$	$K_a = \frac{\sum f (m_m - \bar{x}_a)^4}{100 \sigma_a^4}$
Método Logarítmico de momentos			
Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
$\bar{x}_\phi = \frac{\sum f m_\phi}{100}$	$\sigma_\phi = \sqrt{\frac{\sum f (m_\phi - \bar{x}_\phi)^2}{100}}$	$Sk_\phi = \frac{\sum f (m_\phi - \bar{x}_\phi)^3}{100 \sigma_\phi^3}$	$K_\phi = \frac{\sum f (m_\phi - \bar{x}_\phi)^4}{100 \sigma_\phi^4}$
Método Logarítmico con medidas gráficas			
Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$	$\sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$	$Sk_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$
Clasificación		Asimetría	
	$(\sigma_\phi), (\sigma_1)$		$(Sk_\phi), (Sk_I)$
		Asimetría positiva marcada	> +1.30
Muy bien seleccionada	0 – 1.00	Asimetría positiva	+0.43 – +1.30
Bien seleccionada	1.00 – 2.00	Simétrica	-0.43 – +0.43
Pobremente seleccionada	2.00 – 4.00	Asimetría negativa	-0.43 – -1.30
Muy pobremente seleccionada	> 4.00	Asimetría negativamente marcada	< -1.30
			-0.3 to -1.0

• **Volumen y área**

Para obtener el volumen y el área del cono y de la lava de Las Cabras, se utilizó un software llamado ArcGIS, el cual es usado en el campo de información geográfica. Dentro de las múltiples aplicaciones que integran ArcGIS, existe una herramienta llamada ArcMap. ArcMap, se utilizo para

crear el mapa de Las Cabras (Fig. 4), mediante polígonos que representan las superficies de los flujos de lava y de los conos. Estos polígonos representan un shapefile o capa.

Hay dos formas de guardar los datos en un sistema de información geográfica. Un modelo de datos vectorial, representados en forma de coordenadas, mediante puntos líneas y polígonos. Y un modelo raster, en el que se obtienen mallas de celdas o píxeles. Los modelos digitales de elevación (DEM) son archivos raster, en donde el valor de la altitud queda distribuido en píxeles que representan un tamaño de la superficie.

Entonces para calcular el área se siguió el siguiente procedimiento:

Seleccionamos al polígono del que queremos saber su área, en este caso el polígono del flujo de lava o el polígono que representa al cono. En la sección de propiedades del polígono, se tiene que abrir la tabla de atributos asociada a la capa. Esta tabla de atributos nos permite visualizar, consultar y analizar los datos. Una vez ya desplegado la tabla de atributos se tiene que crear un nuevo campo, en este caso se agrega uno que representara al área. Para realizar los cálculos se inicia la edición seleccionando el campo área, previamente creado. Entonces, se abrirá una nueva ventana donde estará indicada el área para los polígonos seleccionados.

Para calcular el volumen, el procedimiento fue:

Se interpolaron las curvas de nivel de Zacapu, con el fin de generar un primer DEM con resolución de 5m, mediante la herramienta *topo to raster*. Con ayuda de una capa de falso sombreado (*hillshade*) y con la forma de las curvas de nivel, se delimita el polígono del cual se desee calcular su volumen. Con el polígono creado, se recorta el DEM inicial, para sólo extraer un DEM del cono y/ o lava de Las Cabras, usando la herramienta *extract by mask*, se extrae el DEM. Posteriormente se extrae la estadística del DEM (*zonal statistics as table*), y en ella se muestran los mínimos, máximos, promedios, rangos, etc. A cada pixel del DEM se le resta la altitud mínima previamente extraída de la estadística, generando un tercer modelo, donde solo está representada la altura. Posteriormente al tercer modelo se le multiplica por su resolución (en este caso, 5m), que es el área representada por cada pixel. Resultando un archivo donde se muestra el volumen.

Anexo 2

Tabla 1. Parámetros estadísticos y granulométricos.

Afloramiento	Capa o estrato	Error de Tamizado	Tipo de muestra	Metodo aritmético de los momentos (mm)				Metodo Logarítmico de momentos (φ)				Descripción		
				Media	Desviación estándar	Asimetría	Curtosis	Media	Desviación estándar	Asimetría	Curtosis	Clase de Tamaño	Clasificación	Asimetría
ZAC-13194	A	10,4%	Unimodal	1,618	1,319	0,002	0,006	-0,245	1,220	0,098	1,165	Ceniza muy gruesa	Bien seleccionada	Simétrica
	B	0,4%	Bimodal	2,272	3,131	0,00249808	0,8%	-0,3650782	1,675	-0,041	1,379	Ceniza muy gruesa	Bien seleccionada	Simétrica
	C	4,9%	Bimodal	0,331	0,480	0,00294848	1,4%	3,243	2,506	0,152	0,872	Ceniza muy fina	Pobremente seleccionada	Asimetría positiva
	D	0,2%	Unimodal	1,644	1,785	0,003	0,016	-0,140	1,436	0,045	1,316	Ceniza muy gruesa	Bien seleccionada	Simétrica
	E	11,2%	Bimodal	0,387	0,625	0,004	0,023	3,221	2,645	0,122	0,820	Ceniza muy fina	Pobremente seleccionada	Asimetría positiva
	F	0,0%	Unimodal	3,276	3,276	0,002	0,005	-1,005	1,658	0,033	1,097	Lapilli fino	Bien seleccionada	Simétrica
	G	7,5%	Bimodal	0,684	1,321	0,005	0,037	2,633	2,790	0,183	0,874	Ceniza fina	Pobremente seleccionada	Asimetría negativa
	H	29,8%	Unimodal	2,006	2,192	0,003	0,012	-0,364	1,303	-0,090	1,101	Ceniza muy gruesa	Bien seleccionada	Simétrica
	H2	0,1%	Bimodal	1,807	2,432	0,002	0,009	0,078	1,658	-0,186	1,135	Ceniza Gruesa	Bien seleccionada	Asimetría positiva
	J	0,3%	Unimodal	4,825	3,728	0,001	0,003	-1,773	1,554	0,300	1,145	Lapilli fino	Bien seleccionada	Asimetría positiva
	N	1,1%	Unimodal	7,449	3,906	0,000	0,002	-2,725	1,098	0,249	1,429	Lapilli medio	Bien seleccionada	Asimetría positiva
	O	0,8%	Unimodal	7,560	4,084	0,000	0,002	-2,848	1,077	0,256	1,392	Lapilli medio	Bien seleccionada	Asimetría positiva
Q	0,8%	Unimodal	6,342	4,400	0,000	0,002	-2,683	1,008	0,927	0,735	Lapilli medio	Bien seleccionada	Asimetría positiva marcada	
ZAC-14279	A	3,0%	Unimodal	1,916	2,132	0,003	0,011	-0,115	1,834	0,216	1,367	Ceniza muy gruesa	Bien seleccionada	Asimetría positiva
	B	2,7%	Unimodal	2,106	2,118	0,002	0,010	-0,364	1,801	0,237	1,424	Ceniza muy gruesa	Bien seleccionada	Asimetría positiva
	C	3,7%	Bimodal	0,873	1,584	0,004	0,024	2,350	2,954	0,195	0,857	Ceniza fina	Pobremente seleccionada	Asimetría positiva
	D	4,9%	Bimodal	1,510	1,797	0,002	0,010	1,057	2,921	0,465	0,939	Ceniza media	Pobremente seleccionada	Asimetría positiva marcada
	E	17,1%	Bimodal	1,313	2,334	0,003	0,013	1,867	3,038	0,062	0,935	Ceniza media	Pobremente seleccionada	Simétrica
	E2	5,3%	Bimodal	0,706	1,172	0,003	0,015	2,710	2,970	0,097	0,787	Ceniza fina	Pobremente seleccionada	Simétrica
	F	2,5%	Unimodal	1,882	2,209	0,003	0,011	0,263	2,420	0,381	1,490	Ceniza gruesa	Pobremente seleccionada	Asimetría positiva marcada
	J	2,1%	Unimodal	6,045	4,834	0,000	0,002	-1,803	2,128	0,435	1,227	Lapilli fino	Pobremente seleccionada	Asimetría positiva marcada
	H	1,5%	Bimodal	3,565	2,876	0,002	0,009	-1,372	1,122	0,055	0,938	Lapilli fino	Bien seleccionada	Simétrica
	I	2,3%	Unimodal	2,644	2,274	0,002	0,008	-0,843	1,674	0,294	1,785	Ceniza muy gruesa	Bien seleccionada	Asimetría positiva
	Q	2,1%	Unimodal	6,799	4,400	0,000	0,002	-2,331	1,470	0,338	1,366	Lapilli medio	Bien seleccionada	Asimetría positiva marcada
	O	1,4%	Bimodal	6,444	5,842	0,001	0,002	-2,644	0,300	5,787	0,156	Lapilli medio	Muy bien seleccionada	Asimetría positiva marcada
T	2,0%	Unimodal	3,482	3,195	0,002	0,007	-1,222	1,448	0,094	1,175	Lapilli fino	Bien seleccionada	Simétrica	
ZAC-14295	A	20,7%	Unimodal	0,989	1,144	0,003	0,011	0,845	1,864	0,196	1,487	Ceniza Gruesa	Bien seleccionada	Asimetría positiva
	D	2,6%	Unimodal	1,482	1,348	0,003	0,020	-0,095	1,090	-0,016	1,075	Ceniza muy gruesa	Bien seleccionada	Simétrica
	E	10,2%	Bimodal	0,471	0,776	0,004	0,025	2,880	2,605	0,185	0,891	Ceniza fina	Pobremente seleccionada	Asimetría positiva
	J	4,2%	Unimodal	1,389	1,385	0,003	0,018	0,196	1,798	0,318	1,833	Ceniza Gruesa	Bien seleccionada	Asimetría positiva marcada
ZAC-14296	B	7,0%	Unimodal	0,487	0,531	0,002	0,011	1,869	1,854	0,223	1,213	Ceniza media	Bien seleccionada	Asimetría positiva
	D	3,6%	Unimodal	1,203	1,166	0,002	0,008	0,506	1,757	0,287	1,294	Ceniza Gruesa	Bien seleccionada	Asimetría positiva
	J	13,1%	Unimodal	0,469	0,646	0,003	0,016	2,478	2,356	0,228	1,140	Ceniza fina	Pobremente seleccionada	Asimetría positiva
	N	4,1%	Unimodal	2,561	2,432	0,002	0,007	-0,732	1,594	0,145	1,123	Ceniza muy gruesa	Bien seleccionada	Asimetría positiva
	O	8,7%	Unimodal	4,615	3,749	0,001	0,003	-1,593	1,508	0,175	1,004	Lapilli fino	Bien seleccionada	Asimetría positiva

Tabla 2. Análisis químico de elementos mayores (% en peso) para los productos de Las Cabras, valores normalizados al 100%, considerando $Fe_2O_3(t)$.

Muestra	ZAC-13194A	ZAC-13194B	ZAC-13194D	ZAC-13194F	ZAC-13194H1	ZAC-13194H2	ZAC-13194I1	ZAC-13194J	ZAC-13194N	ZAC-13194O	ZAC-13194Q
Tipo de muestra	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria
SiO ₂	58,39	57,62	59,77	58,73	59,57	59,65	59,04	58,14	55,72	56,89	55,70
Al ₂ O ₃	17,65	17,94	16,48	16,99	16,26	16,13	16,22	15,47	16,44	15,86	16,55
Fe ₂ O ₃ (t)	7,37	7,57	6,54	6,91	6,50	6,53	6,81	7,18	7,81	7,64	7,96
FeO(t)	6,63	6,81	5,88	6,22	5,85	5,88	6,13	6,46	7,03	6,87	7,17
MnO	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13
MgO	3,54	3,78	4,62	4,48	5,05	5,11	5,20	6,01	6,54	6,13	6,46
CaO	6,22	6,43	6,11	6,14	6,00	5,99	6,02	7,04	7,32	7,30	7,25
Na ₂ O	4,00	3,97	3,73	3,86	3,71	3,70	3,78	3,49	3,51	3,48	3,39
K ₂ O	1,45	1,31	1,66	1,60	1,74	1,73	1,73	1,50	1,32	1,38	1,30
TiO ₂	0,97	0,96	0,77	0,90	0,83	0,80	0,83	0,83	0,93	0,93	0,97
P ₂ O ₅	0,30	0,28	0,21	0,27	0,23	0,23	0,25	0,22	0,27	0,26	0,28
Total en FeO	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Muestra	ZAC-13194I2	ZAC-13194K	ZAC-13194P	ZAC-13194S
Tipo de muestra	Bomba	Bomba	Bomba	Bomba
SiO ₂	59,27	60,25	58,57	64,69
Al ₂ O ₃	16,12	15,40	15,81	15,02
Fe ₂ O ₃ (t)	6,73	6,56	6,89	4,97
FeO(t)	6,05	5,90	6,20	4,47
MnO	0,12	0,11	0,12	0,10
MgO	5,18	5,14	5,65	3,68
CaO	5,99	6,17	6,52	4,59
Na ₂ O	3,79	3,58	3,69	3,66
K ₂ O	1,74	1,82	1,66	2,52
TiO ₂	0,82	0,75	0,85	0,60
P ₂ O ₅	0,24	0,20	0,25	0,17
Total en FeO	100	100	100	100

Tabla 2. (Continuación)

Muestra	ZAC-14295A	ZAC-14295B	ZAC-14295D	ZAC-14295J	ZAC-14296J
Tipo de muestra	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria
SiO ₂	58,37	56,26	58,30	59,42	58,35
Al ₂ O ₃	17,39	15,96	16,69	16,63	16,34
Fe ₂ O ₃ (t)	7,61	9,72	7,38	7,05	7,66
FeO(t)	6,85	8,74	6,64	6,34	6,89
MnO	0,13	0,14	0,13	0,12	0,12
MgO	3,71	5,57	4,71	4,30	5,02
CaO	6,39	6,56	6,40	6,25	6,65
Na ₂ O	3,83	3,28	3,72	3,53	3,33
K ₂ O	1,34	1,51	1,55	1,63	1,56
TiO ₂	0,95	0,78	0,90	0,87	0,78
P ₂ O ₅	0,29	0,21	0,23	0,21	0,20
Total FeO	100	100	100	100	100

Muestra	ZAC-14282	ZAC-14283	ZAC-14284B	ZAC-14280	ZAC-14285	ZAC- 14293	ZAC-1021	ZAC-1001A	ZAC-14281A
Tipo de muestra	Bomba (hummock)	lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Bomba	Xenolito
SiO ₂	56,91	60,41	58,04	59,26	59,66	59,71	59,54	61,59	67,85
Al ₂ O ₃	16,62	15,92	16,29	15,61	16,38	15,75	16,40	15,05	14,64
Fe ₂ O ₃ (t)	7,35	6,71	7,25	6,96	6,77	6,56	6,30	6,08	3,86
FeO(t)	6,61	6,04	6,52	6,26	6,09	5,90	5,67	5,67	3,47
MnO	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,15	0,09
MgO	5,38	4,47	5,17	5,40	4,27	5,24	4,63	4,91	2,56
CaO	6,91	6,01	6,67	6,32	6,04	6,18	6,34	5,84	3,78
Na ₂ O	3,86	3,70	3,67	3,58	3,92	3,46	3,82	3,47	3,60
K ₂ O	1,61	1,65	1,57	1,66	1,72	1,98	1,70	2,04	3,04
TiO ₂	0,96	0,81	0,93	0,85	0,88	0,79	0,88	0,63	0,47
P ₂ O ₅	0,28	0,21	0,28	0,24	0,24	0,21	0,27	0,22	0,11
Total FeO	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabla 2. (Continuación)

Muestra	ZAC-14279A	ZAC-14279BD	ZAC-14279BV	ZAC-14279C	ZAC-14279D	ZAC-14279E	ZAC-14279FD	ZAC-14279FV	ZAC-14279H1	ZAC-14279I1	ZAC-14279I2	ZAC-14279J
Tipo de muestra	Escoria	Escoria		Escoria	Escoria	Escoria	Escoria		Escoria	Escoria	Escoria	Escoria
SiO2	57,89	57,37	58,22	58,65	59,22	58,51	59,65	59,47	59,35	59,41	58,86	58,33
Al2O3	17,54	16,45	16,72	16,69	16,41	16,43	16,43	16,23	15,89	16,12	16,10	15,62
Fe2O3(t)	7,89	8,15	7,50	7,52	7,22	7,58	6,99	7,52	6,96	7,16	6,94	7,09
FeO(t)	7,10	7,33	6,75	6,76	6,50	6,82	6,29	6,77	6,26	6,44	6,25	6,38
MnO	0,13	0,21	0,13	0,13	0,13	0,14	0,12	0,12	0,12	0,13	0,12	0,13
MgO	3,65	4,34	4,52	4,33	4,37	4,48	4,22	4,23	5,09	4,46	5,26	5,96
CaO	6,44	6,87	6,45	6,29	6,33	6,37	5,94	5,87	6,14	6,14	6,32	6,85
Na2O	3,90	3,82	3,76	3,75	3,68	3,74	3,85	3,75	3,73	3,82	3,68	3,46
K2O	1,32	1,62	1,56	1,57	1,56	1,67	1,69	1,71	1,67	1,67	1,61	1,54
TiO2	0,94	0,91	0,89	0,85	0,86	0,87	0,86	0,86	0,82	0,87	0,86	0,79
P2O5	0,29	0,26	0,26	0,23	0,22	0,23	0,24	0,23	0,23	0,23	0,25	0,23
Total sin FeO	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Muestra	ZAC-14279O	ZAC-14279Q	ZAC-14279TD	ZAC-14279TV	ZAC-14279K	ZAC-14279N	ZAC-14279P
Tipo de muestra	Escoria	Escoria	Escoria		Bomba	Bomba	Bomba
SiO2	56,89	56,38	59,22	58,63	59,83	63,00	54,92
Al2O3	16,34	16,48	15,46	15,70	15,95	15,30	16,43
Fe2O3(t)	7,36	7,96	6,98	7,17	6,52	5,59	8,24
FeO(t)	6,62	7,16	6,28	6,46	5,87	5,03	7,42
MnO	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,11	0,14
MgO	6,03	6,04	5,53	5,57	5,07	4,44	6,67
CaO	7,15	7,16	6,55	6,62	6,18	4,78	7,54
Na2O	3,53	3,29	3,51	3,54	3,60	3,75	3,56
K2O	1,41	1,29	1,65	1,61	1,76	2,22	1,24
TiO2	0,90	1,01	0,77	0,80	0,73	0,65	0,98
P2O5	0,25	0,27	0,21	0,23	0,23	0,16	0,29
Total sin FeO	100	100	100	100	100	100	100

Tabla 3. Análisis de elementos traza de los productos muestreados para Las Cabras (en ppm).

Muestra	ZAC-13194	ZAC13-194-B	ZAC13-194-D	ZAC13-194-F	ZAC13-194-H1	ZAC13-194-H2	ZAC13-194-II	ZAC13-194-I	ZAC13-194-N	ZAC13-194-O	ZAC13-194-Q
Tipo de muestra	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria
Rb	37,8	31,5	50,4	44,1	53,5	52,0	52,0	44,1	36,2	37,8	36,2
Ba	65,5	59,7	62,8	63,9	65,2	64,9	64,7	59,4	57,7	56,8	57,9
Th	22,7	18,9	29,4	26,2	31,4	30,6	30,7	26,7	22,5	23,3	23,3
U	39,5	31,9	54,8	46,7	61,0	58,6	55,7	46,2	38,1	39,0	36,2
K	50,2	45,4	57,5	55,4	60,1	60,0	60,0	52,0	45,8	47,6	45,0
Ta	14,4	12,7	15,4	15,9	18,3	16,8	17,3	15,1	16,3	16,3	17,6
Nb	10,9	10,4	10,1	12,3	12,3	11,9	12,6	11,8	12,2	12,9	13,6
La	21,6	20,3	19,4	21,6	22,2	21,8	22,2	20,9	21,2	21,6	22,3
Ce	17,1	16,3	15,1	17,0	17,2	17,2	17,3	16,4	16,9	17,0	17,7
Sr	24,3	23,7	17,9	20,0	18,8	17,9	18,2	18,8	20,1	20,0	20,0
Nd	13,2	12,5	10,7	11,9	12,4	11,9	12,4	11,9	12,4	12,7	12,8
Hf	8,4	8,7	8,4	9,4	9,7	9,1	10,0	9,7	9,1	9,4	9,7
Zr	11,2	9,6	8,8	10,4	10,3	10,4	10,8	11,3	12,5	12,0	13,0
Sm	8,8	8,7	7,6	8,3	8,3	8,0	8,4	8,0	8,2	8,6	8,6
Ti	4,5	4,5	3,6	4,2	3,9	3,7	3,9	3,9	4,3	4,3	4,5
Tb	5,4	5,3	4,6	4,9	4,9	5,0	5,1	5,2	5,1	5,4	5,4
Y	4,0	4,0	3,5	4,0	3,7	4,0	4,0	3,7	4,2	4,0	4,2

Muestra	ZAC-14279A	ZAC-14279BD	ZAC-14279BV	ZAC-14279C	ZAC-14279E	ZAC-14279D	ZAC-14279FD	ZAC-14279FV	ZAC-14279Hi	ZAC-14279Ii	ZAC-14279J	ZAC-14279O	ZAC-14279Q	ZAC-14279TD	ZAC-14279TV
Tipo de muestra	Escoria	Escoria		Escoria	Escoria	Escoria	Escoria		Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	
Cs	33,1	44,1	42,5	44,1	44,1	47,2	47,2	47,2	48,8	47,2	45,7	40,9	36,2	48,8	47,2
Rb	61,5	83,5	64,8	67,5	61,2	65,1	66,2	66,7	63,9	67,1	60,5	58,5	59,5	62,5	62,2
Ba	39,5	146,4	53,5	50,2	32,5	46,4	36,1	35,0	33,3	39,2	30,7	26,7	24,4	33,5	32,3
Th	56,7	96,2	63,8	66,7	55,7	60,5	59,0	58,6	58,1	57,1	52,9	45,7	39,0	57,6	55,2
U	45,6	55,9	53,8	54,3	54,1	57,7	58,5	59,0	57,8	57,7	53,2	48,8	44,5	57,1	55,7
K	12,7	15,1	28,0	101,0	14,4	15,4	15,4	81,2	15,6	15,1	14,6	14,9	15,6	14,9	14,6
Ta	10,4	12,9	11,2	11,2	9,7	10,5	10,5	10,4	10,1	10,2	9,3	10,2	12,5	9,7	9,5
Nb	50,8	172,3	65,8	59,0	30,2	51,4	34,7	35,3	27,1	39,5	26,6	23,3	24,9	25,7	26,3
La	33,4	136,9	45,4	43,0	21,5	37,5	25,4	25,8	20,1	30,3	20,0	18,2	19,4	19,0	19,7
Ce	23,4	21,8	20,6	20,6	19,5	19,3	20,4	20,0	19,0	21,2	17,7	19,7	20,4	17,5	17,8
Sr	21,5	105,4	29,0	29,1	14,8	26,4	17,1	17,1	13,8	22,3	13,7	13,0	14,2	12,7	13,5
Nd	9,1	9,1	8,7	8,7	9,1	8,7	9,7	9,4	9,7	9,7	9,1	9,4	10,4	9,1	8,7
Hf	10,5	9,9	10,2	10,0	9,8	10,0	11,2	10,9	11,4	10,7	10,7	11,7	12,7	10,9	10,9
Zr	13,3	62,6	17,3	16,7	9,4	15,5	10,1	10,3	8,8	13,4	8,5	8,5	9,3	8,4	8,6
Sm	4,4	4,3	4,2	4,0	4,0	4,1	4,0	4,0	3,9	4,1	3,7	4,2	4,7	3,6	3,8
Ti	6,9	12,1	7,5	6,7	5,9	6,3	6,0	5,9	5,6	6,2	5,3	5,7	6,1	5,2	5,4
Tb	3,7	5,3	4,2	3,7	4,0	4,0	4,0	3,7	4,0	4,0	3,7	4,0	4,4	3,7	4,0

Tabla 3. (Continuación)

Muestra	ZAC-14295A	ZAC-14295B	ZAC-14295D	ZAC-14295J	ZAC14296J
Tipo de muestra	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria
Cs	31,5	44,1	40,9	45,7	47,2
Rb	59,8	59,8	60,4	64,4	60,2
Ba	18,9	31,0	25,5	28,3	32,4
Th	84,3	49,5	47,1	52,4	52,9
U	46,4	52,4	53,5	56,5	53,8
K	12,0	14,4	14,1	13,9	13,4
Ta	8,0	10,0	8,8	8,7	10,1
Nb	21,6	24,4	21,6	22,5	20,5
La	17,4	19,3	16,8	17,3	15,8
Ce	23,6	18,1	19,6	19,6	17,1
Sr	12,8	12,7	12,2	11,9	11,6
Nd	8,4	8,4	7,4	8,4	8,7
Hf	10,3	10,4	9,4	9,7	11,4
Zr	9,0	7,9	7,7	7,5	8,1
Sm	4,4	3,7	4,2	4,1	3,7
Ti	5,0	4,7	4,7	4,7	4,9
Tb	4,2	4,0	4,2	4,4	3,7

Muestra	ZAC13-194-I2	ZAC13-194-K	ZAC13-194-P	ZAC13-194-S	ZAC-14279I2	ZAC-14279K	ZAC-14279N	ZAC-14279P	ZAC-14282
Tipo de muestra	Bomba	Bomba	Bomba	Bomba	Bomba	Bomba	Bomba	Bomba	Hummock (bomba)
Cs	53,5	59,8	50,4	83,5	45,7	56,7	75,6	33,1	45,7
Rb	65,7	67,4	65,1	81,4	63,9	66,8	78,7	54,2	63,4
Ba	31,0	34,3	29,8	47,6	30,1	34,6	47,6	22,3	31,0
Th	57,6	62,9	53,3	92,9	51,4	65,2	90,5	37,6	54,3
U	60,2	63,0	57,4	87,2	55,6	61,0	76,9	42,9	55,7
K	16,8	16,8	17,8	20,7	17,6	15,4	10,0	17,3	17,6
Ta	12,6	11,1	13,0	12,2	9,5	8,4	9,0	9,8	9,5
Nb	22,3	21,6	22,5	23,4	24,0	22,6	23,0	22,9	26,6
La	17,4	16,7	17,4	17,5	18,3	17,4	17,5	18,3	20,3
Ce	18,4	17,6	18,7	14,4	19,6	17,4	16,0	20,3	20,0
Sr	12,3	11,6	12,0	11,3	13,2	11,9	11,6	13,6	14,5
Nd	9,7	8,7	9,4	8,4	9,7	8,7	8,7	9,7	8,7
Hf	10,8	10,9	12,3	10,6	11,7	10,4	10,7	11,7	11,1
Zr	8,3	7,4	8,1	7,0	8,6	7,8	7,3	8,9	9,5
Sm	3,8	3,5	4,0	2,8	4,0	3,4	3,0	4,6	4,5
Ti	5,2	4,9	5,1	4,4	5,6	4,8	4,4	6,0	6,0
Tb	3,7	3,7	4,2	3,5	3,7	3,5	4,2	4,0	4,0

Tabla 3. (Continuación)

Muestra	ZAC-14280	ZAC-14284B	ZAC-14285	ZAC- 14293	ZAC-14283	ZAC-14281A
Tipo de muestra	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Xenolito
Cs	47,2	47,2	48,8	58,3	47,2	96,1
Rb	63,1	64,5	68,8	63,8	64,8	90,7
Ba	29,4	30,7	30,0	33,8	30,1	56,3
Th	54,8	54,3	56,7	61,0	56,2	111,4
U	57,4	54,5	59,7	68,5	57,1	105,2
K	15,6	17,8	15,4	15,9	17,8	21,7
Ta	10,4	12,6	8,6	10,2	8,6	9,8
Nb	24,6	24,6	23,6	23,4	23,0	26,0
La	18,6	19,3	18,2	18,1	17,8	18,7
Ce	18,7	20,0	20,4	18,2	20,1	12,9
Sr	13,3	13,7	13,3	13,3	12,4	11,1
Nd	9,7	10,4	9,1	9,7	9,4	8,4
Hf	11,7	12,5	10,6	10,2	10,4	9,6
Zr	8,3	8,6	8,7	8,2	8,4	6,8
Sm	4,0	4,4	4,1	3,7	3,8	2,2
Ti	5,5	5,8	5,6	4,8	5,3	3,9
Tb	4,2	4,0	3,7	3,7	3,7	3,3

Tabla 4. Análisis de elementos de tierras raras (REE) de los productos muestreados para Las Cabras (en ppm).

Muestra	ZAC13-194-A	ZAC13-194-B	ZAC13-194-D	ZAC13-194-F	ZAC13-194-H1	ZAC13-194-H2	ZAC13-194-I1	ZAC13-194-J	ZAC13-194-N	ZAC13-194-O	ZAC13-194-O
Tipo de muestra	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria
La	15,3	14,4	13,7	15,3	15,7	15,4	15,7	14,8	15,0	15,3	15,8
Ce	31,4	29,8	27,7	31,1	31,6	31,6	31,7	30	31	31,2	32,4
Pr	4,28	4,12	3,69	4,11	4,24	4,1	4,19	4,01	4,17	4,16	4,34
Nd	18,0	17,1	14,6	16,3	17,0	16,3	17,0	16,3	16,9	17,4	17,5
Sm	3,9	3,86	3,36	3,69	3,7	3,53	3,71	3,54	3,64	3,82	3,84
Eu	1,31	1,26	1,02	1,12	1,15	1,12	1,14	1,08	1,2	1,18	1,22
Gd	3,7	3,7	3,1	3,4	3,3	3,4	3,4	3,4	3,4	3,5	3,5
Tb	0,58	0,57	0,5	0,53	0,53	0,54	0,55	0,56	0,55	0,58	0,58
Dy	3,35	3,42	2,99	3,15	3,26	3,24	3,24	3,25	3,42	3,41	3,42
Ho	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7
Er	1,9	1,88	1,78	1,83	1,85	1,82	1,86	1,79	1,94	1,94	1,92
Tm	0,289	0,294	0,282	0,276	0,284	0,277	0,297	0,277	0,298	0,28	0,293
Yb	1,9	1,9	1,9	1,8	1,9	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	2,0
Lu	0,287	0,28	0,263	0,27	0,297	0,255	0,264	0,272	0,264	0,286	0,292

Tabla 4. (Continuación)

Muestra	ZAC-14279A	ZAC-14279BD	ZAC-14279BV	ZAC-14279C	ZAC-14279D	ZAC-14279E	ZAC-14279FD	ZAC-14279FV	ZAC-14279HI
Tipo de muestra	Escoria	Escoria		Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	
La	36	122,0	46,6	41,8	21,4	36,4	24,6	25,0	19,2
Ce	61,3	251	83,2	78,8	39,5	68,8	46,6	47,2	36,9
Pr	7,5	34,4	10,4	10,1	4,99	8,88	5,79	6,02	4,75
Nd	29,4	144,0	39,6	39,7	20,2	36,0	23,3	23,4	18,8
Sm	5,9	27,8	7,69	7,43	4,19	6,89	4,5	4,57	3,9
Eu	1,72	6,4	2,15	1,97	1,28	1,84	1,33	1,34	1,16
Gd	5,29	14,9	6,0	5,4	3,9	5,1	4,2	4,1	3,9
Tb	0,75	1,31	0,81	0,72	0,64	0,68	0,65	0,64	0,61
Dy	4,03	5,47	4,21	3,88	3,53	3,58	3,67	3,4	3,47
Ho	0,75	0,9	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
Er	2,02	2,53	2,14	1,98	1,93	1,97	1,93	1,87	1,95
Tm	0,319	0,361	0,302	0,31	0,312	0,292	0,309	0,305	0,319
Yb	2,01	2,4	2,0	2,0	2,0	2,0	1,9	2,1	2,0
Lu	0,293	0,329	0,3	0,292	0,281	0,274	0,279	0,282	0,292

Muestra	ZAC-14279Ii	ZAC-14279J	ZAC-14279O	ZAC-14279Q	ZAC-14279TD	ZAC-14279TV	ZAC-14295A	ZAC-14295B	ZAC-14295D	ZAC-14295J	ZAC-14296J
Tipo de muestra	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria		Escoria	Escoria	Escoria	Escoria
La	28,0	18,8	16,5	17,6	18,2	18,6	15,3	17,3	15,3	15,9	14,5
Ce	55,6	36,7	33,3	35,5	34,9	36,2	31,9	35,4	30,8	31,7	28,9
Pr	7,35	4,68	4,44	4,79	4,5	4,7	4,13	4,34	3,99	4,03	3,76
Nd	30,5	18,7	17,7	19,4	17,4	18,5	17,5	17,4	16,7	16,2	15,9
Sm	5,97	3,78	3,77	4,13	3,75	3,84	3,98	3,49	3,42	3,33	3,6
Eu	1,59	1,07	1,13	1,21	1,09	1,06	1,16	1,02	1,04	1	0,952
Gd	4,8	3,6	3,8	4,0	3,5	3,5	3,4	3,06	3,1	3,0	3,2
Tb	0,67	0,57	0,62	0,66	0,56	0,58	0,54	0,51	0,51	0,51	0,53
Dy	3,57	3,22	3,48	3,73	3,32	3,32	3,15	2,99	3,03	3	3,07
Ho	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6	0,7	0,6	0,62	0,6	0,6	0,6
Er	1,95	1,87	2,04	2,08	1,87	1,87	1,81	1,78	1,75	1,71	1,69
Tm	0,291	0,287	0,312	0,327	0,295	0,298	0,264	0,266	0,27	0,256	0,265
Yb	1,9	1,8	2,0	2,1	1,9	2,0	1,7	1,73	1,7	1,7	1,8
Lu	0,279	0,281	0,292	0,318	0,299	0,297	0,258	0,27	0,274	0,26	0,26

Muestra	ZAC13-194-I2	ZAC13-194-K	ZAC13-194-P	ZAC13-194-S	ZAC-14279L2	ZAC-14279K	ZAC-14279N	ZAC-14279P	ZAC-14282
Tipo de muestra	Bomba	Bomba	Bomba	Bomba	Bomba	Bomba	Bomba	Bomba	Bomba
La	15,8	15,3	15,9	16,6	17,0	16,0	16,3	16,2	18,8
Ce	31,9	30,7	31,9	32,1	33,5	31,9	32,1	33,6	37,2
Pr	4,22	3,97	4,16	3,99	4,4	4,08	4,02	4,52	4,91
Nd	16,8	15,9	16,4	15,4	18,0	16,3	15,9	18,6	19,8
Sm	3,68	3,3	3,59	3,12	3,81	3,45	3,26	3,94	4,2
Eu	1,1	0,987	1,13	0,848	1,09	0,95	0,912	1,24	1,22
Gd	3,4	3,15	3,3	2,9	3,7	3,2	2,7	4,0	4,0
Tb	0,56	0,53	0,55	0,47	0,6	0,52	0,47	0,65	0,65
Dy	3,17	3,15	3,19	2,81	3,47	3,06	2,85	3,6	3,73
Ho	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7
Er	1,84	1,73	1,98	1,61	1,91	1,77	1,74	2,1	2,08
Tm	0,298	0,271	0,286	0,252	0,299	0,274	0,265	0,331	0,321
Yb	1,8	1,78	1,9	1,7	1,9	1,8	1,7	2,2	2,1
Lu	0,255	0,264	0,263	0,252	0,284	0,27	0,279	0,299	0,303

Tabla 4. Continuación.

Muestra	ZAC-14284	ZAC-14280	ZAC-14284B	ZAC-14285	ZAC- 14293	ZAC-14281A
Tipo de muestra	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Xenolito
La	16,3	17,4	17,4	16,7	16,6	18,4
Ce	32,6	34,1	35,3	33,4	33,1	34,3
Pr	4,29	4,44	4,69	4,43	4,28	4,07
Nd	16,9	18,2	18,7	18,1	18,1	15,1
Sm	3,71	3,69	3,84	3,85	3,62	3,04
Eu	1,03	1,14	1,2	1,13	1,02	0,789
Gd	3,6	3,56	3,9	3,7	3,2	2,6
Tb	0,57	0,59	0,63	0,6	0,52	0,42
Dy	3,28	3,39	3,65	3,48	3,11	2,51
Ho	0,6	0,68	0,7	0,7	0,6	0,5
Er	1,84	1,98	2,06	1,92	1,79	1,59
Tm	0,286	0,301	0,317	0,292	0,268	0,25
Yb	1,9	1,96	2,1	1,9	1,8	1,6
Lu	0,28	0,305	0,312	0,297	0,275	0,253

Apéndice 1

Tabla 1. Descripciones de las columnas estratigráficas para cada uno de los depósitos estudiados.

ZAC-13194 [19°20'00.2"N 101°53'10.5"O; 2265 m]		
Unidad	Capa o Estrato	Descripción
Superior	Q	Estrato de ~ 43 cm de espesor, clastos soportados de lapilli fino a lapilli grueso, de color café y gris oscuro contiene vesículas < 2mm, estrato abundante en clastos blanquecinos (Ver apartado:). No presenta gradación.
		Secuencia de capas de ~ 73 cm de espesor, con capas de clastos soportados, de lapilli medio y grueso, con horizontes intercalados de ~ 1 cm de espesor de lapilli fino que separan horizontes de mayor espesor. En esta secuencia una capa intermedia contiene una bomba (muestra P). (Ver apartado: morfología, textura de clastos)
	O	Estrato de ~ 50 cm de espesor, clastos soportados, por lapilli medio y grueso; estos clastos son de color gris oscuro y tienen vesículas < 2 mm.
Media	N	Estrato de ~ 28 cm de espesor, clastos soportados, de lapilli fino a lapilli grueso, clastos de color gris oscuro con vesículas < 2 mm. No presenta gradación. En este estrato comienzan a aparecer clastos de color blanquecinos.
		Secuencia alternada de ~ 24 cm de espesor, con horizontes de clastos con matriz soportada de lapilli fino a lapilli medio, con algunos horizontes delgados de ceniza gruesa. A esta secuencia le sobreyace un horizonte de ~1.5 cm de espesor de ceniza media, una capa de ~ 14 cm de espesor de lapilli grueso y una capa superior de ceniza gruesa.
Base		Capa de ~ 6 cm de espesor con características iguales a la capa J, incluyendo el tamaño de clasto y color. A partir de esta capa, los horizontes superiores aumentan en el tamaño de clasto. En este estrato se encontró una bomba fracturada (muestra K). (Ver apartado: morfología, textura de clastos).
	J	Estrato de ~ 7 cm de espesor, con un horizonte de ceniza gruesa sobreyacida por un horizonte de lapilli grueso con clastos de ~ 2 cm de diámetro, con vesículas <2 mm; El color de esta capa sirve de horizonte marcador para correlacionar las otras columnas, ya que es la única en la unidad basal que presenta esta tonalidad (café pálido) y es texturalmente distinta a los estratos previos.
		Secuencia de ~ 24 cm de espesor, capas alternadas de clastos con matriz soportada de ceniza gruesa a lapilli grueso, incluye horizontes de ceniza fina.
	I, I2	Secuencia alternada de ~ 24 cm de espesor que incluye 9 capas de clastos con matriz soportada de lapilli grueso (clasto con textura poco vesicular (clastos densos)); se encuentran intercaladas con ceniza gruesa a lapilli medio. En esta secuencia se encontró una bomba (muestra I2), además de las primeras huellas de impactos de bomba que deforman las capas inferiores (Ver apartado: Estructuras sedimentarias.). Cabe recalcar que las bombas encontradas en este nivel, son de tamaños menores a las encontradas en los niveles superiores.
	H1, H2	Estrato de ~ 9 cm de espesor con capas de ceniza fina a lapilli medio, con clastos de color café claro a gris claro con vesículas (< 1 mm). En este estrato se encuentra el segundo nivel de las estructuras de erosión (canales). Los clastos que rellenan uno de los canales son de ceniza gruesa a lapilli medio y de color café claro y gris claro.
	G	Estrato de ~ 20 cm de espesor, finamente estratificado con horizontes intercalados de ceniza extremadamente fina a ceniza gruesa.
	F	Estrato de ~ 23 cm de espesor con 1 capa de ceniza gruesa (~ 11 cm) proseguida de capas de lapilli medio a lapilli fino con gradación inversa, clastos con vesículas (~ 1mm). En este estrato se encuentra el primer nivel de estructuras de erosión, canales que cortan los estratos inferiores.
	E	Estrato de ~ 20 cm de espesor con capas finamente estratificadas que aumentan en espesor conforme crece el estrato, gradación normal de lapilli fino a ceniza extremadamente fina, con clasto de color gris claro a café claro con vesículas (< 1mm).
	D	Estrato de ~ 40 cm de espesor, finamente estratificado con ~ 21 horizontes laminares con espesores de entre 0.5 cm a 4 cm, intercalados por ceniza fina a ceniza extremadamente gruesa.
	C	Estrato de ~ 20 cm de espesor, finamente estratificado de ~ 21 a 35 horizontes laminares de espesores milimétricos, intercalados por ceniza extremadamente fina a ceniza gruesa
B	Estrato de ~20 cm de espesor con 4 capas de 5 cm de espesor cada una, con clastos de ceniza gruesa a lapilli medio, de color gris oscuro y con vesículas (< 1mm).	

	A	Capa base de la secuencia estratigráfica con ~6 cm de espesor, se localiza arriba del paleosuelo. Clastos de lapilli fino, densos y de color café claro, con vesículas (< 1mm).
	Paleosuelo	Café oscuro, rico en carbono, arcilloso, bien desarrollado.

ZAC-14279 [19°49'47.0"N 101°53'51.7"O; 2324 m] Sección principal		
Unidad	Capa o Estrato	Descripción
Superior		Estrato de ~ 83 cm de espesor, con dos capas de ceniza gruesa ~ 3-4 cm de espesor, con una capa intermedia ~ 14 cm de espesor de lapilli grueso con fragmentos de bombas, seguida de un estrato de ~ 62 cm de espesor con clastos soportados de lapilli medio y grueso. En la parte superior de este estrato se localiza una capa de ~ 3 cm de espesor con clastos de color gris claro; conformado por lapilli medio, esta capa antecede a capas alteradas y a un paleosuelo perteneciente a otro volcán, posiblemente El Molcajete.
	Q	Estrato de ~ 45 cm de espesor con clastos soportados de lapilli fino a lapilli grueso, clastos café oscuro con vesículas < 1 mm. En este estrato abundan clastos blanquecinos y destaca un horizonte al inicio del estrato por tener numerosos fragmentos de bombas.
		Estrato de ~ 40 cm de espesor con clastos soportados de lapilli medio y grueso, con fragmentos de bombas esporádicos.
		Secuencia de horizontes de ~ 15 cm de espesor, horizontes intercalados de ceniza muy gruesa a lapilli grueso.
		Estrato de ~ 35 cm de espesor con clastos soportados de lapilli medio y grueso, con abundantes fragmentos y bombas fracturadas. En este estrato se localizó una bomba, la muestra P. (Ver apartado: Bombas).
		Secuencia de tres capas, la primera es un horizonte de ~ 4 cm de espesor con abundancia de fragmento de bombas y clastos de lapilli grueso; la segunda capa es de ceniza gruesa a lapilli medio los clastos son de color gris claro; la tercera capa es de clastos soportados de lapilli fino a lapilli grueso y tiene abundantes clastos rojizos y esporádicos fragmentos de bombas.
	O	Estrato de ~ 25 cm de espesor con clastos soportados de lapilli medio y grueso, con algunos fragmentos de bombas dispersos en el estrato.
		Estrato de 100 cm de espesor con clastos soportados de lapilli medio y grueso, con abundantes bombas fracturadas y fragmentos de bombas. En la parte superior de este estrato se tiene una capa de ~4 cm de xenolitos que presentan una coloración blanquecina y abundancia en vesículas.
Media		Secuencia de capas de ~ 33 cm de espesor con 7 capas alternada, de ceniza muy gruesa y lapilli medio; en la primer capa de la secuencia se tienen mayor número de fragmentos de bombas los cuales interceptan la capa inferior que pertenece al estrato anterior.
	N	Estrato de ~ 90 cm de espesor con clastos soportados de lapilli medio y grueso, con clastos gris oscuro pobremente vesiculares; En este estrato son recurrentes los fragmentos de bombas y bombas fracturadas.
		Paquete de ~ 20 cm de espesor, finamente estratificado con capas alternadas de ceniza gruesa y lapilli medio y fino, contiene escasos fragmentos de bombas.
		Dos capas, una capa inicial de ceniza media de ~ 3cm de espesor; la capa posterior de ~ 6 cm de espesor contiene numerosos fragmentos de bombas y con clastos soportados de ceniza gruesa a lapilli medio, con clastos gris oscuros y vesículas < 1 mm.
Basal	J	Capa de ~ 9-10 cm de espesor, clastos con matriz soportada de ceniza gruesa y lapilli medio, clastos café oscuro con vesículas < 1 mm; contiene numerosos fragmentos de bombas en toda la capa. En la parte inferior posee una capa de clastos densos similares a los expuestos en la capa I1.
	I2	Paquete de ~ 90 cm de espesor, con capas intercaladas de ceniza gruesa a lapilli medio y fino, contiene horizontes de ceniza media, clastos gris oscuro y vesiculares (vesículas < 0.5mm); las capas en este paquete se depositan sobre una bomba adoptando la forma superior de la bomba sin perder el paralelismo entre capas. Se pueden observar que dicho horizonte inferior contiene una distribución heterogénea de bombas con tamaños variables. Otra característica peculiar de esta secuencia es que las capas (superior e inferior) que se encuentran en contacto con la bomba tienen clastos densos y rojizos.
	-	Secuencia sin etiquetar de capas intercaladas clastos con matriz soportada de ceniza gruesa a lapilli medio, estas capas se encuentran deformadas debido al impacto de la bombas (Ver

		apartado: Estructuras sedimentarias) que se encuentra en la siguiente secuencia de capas.
	I1	Secuencia de capas intercaladas ~ 8 cm de espesor, clastos con matriz soportada por ceniza gruesa y lapilli fino, clasto densos gris oscuro con algunas vesículas < 0.5 mm, clastos de color café oscuro, vesiculares (vesículas < 0.5 mm).
		Estrato de ~ 19 cm de espesor, laminado, con gradación normal de ceniza fina a lapilli medio.
	-	Estrato con capas alternadas de ~ 29 cm de espesor, finamente estratificada de ceniza gruesa a lapilli medio.
	E	Capa de ~ 6 cm de espesor, matriz soportada por ceniza extremadamente fina a ceniza gruesa. Es cortada por un canal de erosión, al relleno del canal se le ha definido como los paquetes E, que son horizontes de matriz soportada por ceniza extremadamente fina a ceniza muy gruesa, con una combinación mixta de clastos gris claro y gris oscuro, además de clastos con vesículas ~ 0.5 mm.
	-	Paquete de capas finamente estratificada con ~ 27 cm de espesor, se localiza en la parte intermedia de la unidad basal. Son estratos intercalados con matriz soportada de ceniza muy fina a ceniza muy gruesa, horizontes muy marcados de ceniza muy fina y las capas superiores están cortadas por la base de un canal de erosión.

ZAC-14279 [19°49'47.0"N 101°53'51.7"O; 2324 m] Sección complemento		
Unidad	Capa o Estrato	Descripción
Base	T	Estrato de ~ 22 cm de espesor, clastos con matriz soportada por ceniza gruesa a lapilli medio, con clastos de color café oscuro y gris oscuro, pobremente vesicular (vesículas < 1mm) y vesicular (vesículas < 1 mm) respectivamente.
	-	Estrato de ~ 24 cm de espesor, bien estratificado con capas alternada de ceniza gruesa a lapilli grueso y con horizontes de ceniza fina.
	H1	Estrato de ~ 30 cm de espesor, bien estratificado, horizontes de clastos con matriz soportada de ceniza gruesa a lapilli fino, con clastos de color gris oscuro con vesículas < 0.5 mm. En este estrato se encuentra el segundo nivel de las estructuras de erosión (canales de erosión) que cortan los estratos inferiores hasta la capa E2.
	G	Estrato de ~ 6 cm de espesor, finamente estratificado, consolidado o endurecido, con capas intercaladas de ceniza extremadamente fina a ceniza gruesa. En este nivel se exhiben la superficie de los canales que atraviesan este estrato y las capas inferiores.
	F	Paquete de ~ 20 cm de espesor con 1 capa de ceniza gruesa (~ 11 cm) le sobreyáce capas de lapilli medio a lapilli fino con gradación inversa. Clastos con vesículas (~ 1mm). En esta capa se encuentra el primer nivel de los canales de erosión.
	E2	Paquete de ~ 7 cm de espesor, capas finamente estratificadas e intercaladas, matriz soportada por ceniza extremadamente fina, con horizontes de ceniza gruesa; los clastos son de color gris claro a café claro con vesículas (< 0.5 mm). Este paquete en su parte superior presenta superficies de erosión, conformando la base de estructuras de canal para la siguiente sucesión de estratos.
		Paquete de ~ 27 cm de espesor. Se divide en tres sub-paquetes, el primero de ~ 11 cm de espesor, con una secuencia de horizontes alternados de lapilli medio y fino; el segundo con ~ 6 cm de espesor, con una secuencia de horizontes laminares (espesores milimétricos) de ceniza extremadamente fina a ceniza gruesa; el tercero ~ 10 cm de espesor con una secuencia de capas intercaladas de lapilli medio y fino.
	D	Paquete de ~ 55 cm de espesor, finamente estratificadas, capas intercalas de ceniza gruesa a lapilli medio, con horizontes delgados de ceniza fina, con clastos gris oscuro y gris claro, pobremente vesiculares (vesículas < 0.5 mm). En la parte superior del paquete se tienen unas estructuras de erosión, canales muy finos y pequeños apenas perceptibles.
	C	Paquete de ~ 26 cm de espesor, finamente estratificadas con gradación normal con una capa intermedia de mayor espesor a las capas restantes, secuencias de ceniza extremadamente fina a lapilli fino.
	B	Paquete de ~ 24 cm de espesor finamente estratificado con capas alternadas de ceniza media a lapilli medio, de color gris oscuro, contienen vesículas (< 1mm). Tiene un paquete interno de ~ 14 cm de espesor con gradación normal y uno de ~ 9 cm de espesor con gradación inversa en la parte superior del paquete total.
	A	Paquete base de la secuencia estratigráfica con ~ 14 cm de espesor, finamente estratificada con

		capas alternadas de ceniza media a lapilli medio, clastos color gris claro con vesículas (< 1mm).
	Paleosuelo	Color café, arcilloso y bien desarrollado.

ZAC-14295 [19°49'23.6"N 101°54'29.2"O; 2147 m]		
Unidad	Capa o Estrato	Descripción:
Media		Estrato de ~ 5 cm de espesor, con clastos soportados de ceniza muy gruesa y lapilli fino. Este estrato se deposita sobre superficies de erosión conformando canales. Además de contener otras capas no visibles en este depósito. La parte superior y posterior a este estrato se encuentra alterada y discontinua.
		Estrato de ~ 16 cm de espesor medianamente estratificado con capas intercaladas de ceniza gruesa a lapilli fino. A este estrato lo atraviesan las estructuras de canal que se originan en el estrato siguiente.
Base	J	Estrato de ~ 3 cm de espesor, con un horizonte de ~ 1 cm de espesor de ceniza gruesa que le sobreyace una capa de ~ 2 cm de espesor de ceniza gruesa a lapilli fino, con clastos que contienen vesículas < 2 mm, el color de esta capa es el que sirve como característica de horizonte marcador para correlacionar las otras columnas estratigráficas, puesto que, es de una tonalidad café pálido muy acentuada.
		Capa de ~ 8 cm de espesor, finamente estratificada con horizontes laminares de matriz soportada de ceniza muy fina a ceniza gruesa.
		Estrato de ~ 22 cm de espesor con horizontes intercalados de ceniza muy fina a lapilli medio.
		Capa de ~3 cm de espesor, clastos con matriz soportada de ceniza muy gruesa a lapilli medio.
	G	Paquete de ~ 33 cm de espesor, finamente estratificado con capas intercaladas de matriz soportada por ceniza extremadamente fina a lapilli medio.
		Capa de ~ 2 cm de espesor, clastos con matriz soportada por ceniza muy gruesa.
		Estrato de ~ 6 cm de espesor con estratificación gradada inversa, con clastos de ceniza gruesa a lapilli medio.
	E	Paquete de ~ 14 cm de espesor, finamente estratificadas con horizontes de matriz soportada de ceniza extremadamente fina a ceniza gruesa. Este paquete en la parte superior presenta superficies de erosión, conformando la base de estructuras de canal para el último estrato de esta sección. Las siguientes sucesiones de estratos son atravesadas por una sola estructura de canal.
	D	Paquete de ~ 33 cm de espesor, finamente estratificado, con horizontes intercalados de clastos con matriz soportada de ceniza gruesa a lapilli medio.
		Paquete de ~ 28 cm de espesor, bien estratificado con horizontes intercalados de ceniza extremadamente fina a ceniza gruesa.
	B	Paquete de ~9 cm de espesor con capas intercaladas de ceniza gruesa hasta lapilli fino, con horizontes laminares de color gris de ceniza fina.
A	Capa base de la secuencia estratigráfica de ~ 3 cm de espesor, se localiza arriba del paleosuelo ~ 3 cm de espesor con clastos de lapilli fino, denso y de color café oscuro, con vesículas (< 1mm).	
	Paleosuelo	De ~ 6 cm de espesor, color marrón, limoso y bien desarrollado.

ZAC-14296 [19°49'23.6"N 101°54'29.2"O; 2464 m]		
Unidad	Capa o Estrato	Descripción:
Superior		Estrato de ~ 122 cm de espesor, clastos soportados por lapilli fino a lapilli mediano. Este estrato presenta alteración que aumenta conforme se asciende en el estrato, teniendo la parte superior del estrato re-trabajo evidente.
		Estrato de ~24 cm de espesor, clastos soportados por lapilli fino a lapilli grueso.
		Estrato de ~ 14 cm de espesor, bien estratificado con horizontes laminares de ceniza gruesa, intercalados con horizontes de mayor espesor de lapilli medio y grueso.
		Estrato de ~ 13 cm de espesor, clastos con matriz soportada de ceniza gruesa a lapilli fino y medio.
	O'	Estrato de ~ 13 cm de espesor, clastos con matriz soportada de ceniza gruesa y lapilli medio.

	O	Estrato de ~ 12 cm de espesor, clastos con matriz soportada de ceniza extremadamente gruesa a lapilli medio.
Media	N	Capa de ~ 11 cm de espesor, clastos con matriz soportada de ceniza gruesa a lapilli medio.
		Estrato de ~ 10 cm, bien configurado, con horizontes intercalados de ceniza fina a lapilli medio.
Base	J	Capa de ~ 2 cm de espesor, con matriz soportada de ceniza extremadamente fina a ceniza gruesa.
		Estrato de 12 cm de espesor, con horizontes intercalados de clastos con matriz soportada de ceniza fina a lapilli fino
		Estrato de ~ 19 cm de espesor, bien estratificado con capas intercaladas de ceniza media a lapilli fino.
	D	Estrato de ~ 14 cm de espesor, finamente estratificadas con horizontes delgados o laminares con matriz soportada de ceniza muy fina a ceniza muy gruesa.
		Paquete de ~ 7 cm de espesor, finamente estratificado con horizontes laminares de ceniza muy fina a lapilli fino.
	B	Estrato base de la columna estratigráfica, de ~10 cm de espesor, finamente estratificado, con horizontes intermedios de ceniza extremadamente fina a ceniza muy gruesa.
	Paleosuelo	De ~ 6 cm de espesor, de color marrón, arcilloso y bien desarrollado.

Tabla 2. Análisis modal, se muestra el análisis modal para las muestras de Las Cabras. Conteo sin normalizar.

No.	Muestra	Tipo	Fenocristales vol. %										Minerales de la matriz								Vidrio				Vesículas		Total	
			Pl		Ol		Bt (micas)		Px		Opacos		Pl		Ol		Px		Opacos		Matriz Criptocristalina		pc	%				
			pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	pc	%			pc	%		
1	ZAC-13194 A	Escoria	14	1.5	4	0.4					3	0.3	245	26.6	22	2.4					113	12.3	231	25.1	290	31.5	922	100
2	ZAC-13194 J	Escoria	7	0.7	30	3.0							242	24.2	60	6.0					127	12.7	290	29.0	244	24.4	1000	100
3	ZAC-13194 N	Escoria	11	1.1	23	2.3							290	29.0	31	3.1	10	1.0			114	11.4	235	23.5	286	28.6	1000	100
4	ZAC-13194 H-1	Escoria	9	0.9	17	1.6							242	23.3	26	2.5	4	0.4			224	21.6	312	30.1	204	19.7	1038	100
5	ZAC-14279 A	Escoria	13	1.2	1	0.1							225	21.4	20	1.9					311	29.6	199	18.9	282	26.8	1051	100
6	ZAC-14279 E	Escoria	2	0.2	1	0.1			1	0.1			136	13.0	19	1.8	5	0.5	1	0.1	436	41.6	319	30.5	127	12.1	1047	100
7	ZAC-14279 Q	Escoria	5	0.5	9	0.9							440	41.9	18	1.7			1	0.1	11	1.0	239	22.8	326	31.1	1049	100
8	ZAC-17279 F	Escoria	11	1.0	3	0.3							271	25.6	11	1.0	4	0.4	3	0.3	288	27.2	217	20.5	252	23.8	1060	100
9	ZAC-14279 J	Escoria	6	0.4	17	1.2							225	15.7	11	0.8	17	1.2	1	0.1	385	26.9	385	26.9	386	26.9	1433	100
10	ZAC-14293	Lava	15	1.4	31	3.0							613	58.5	61	5.8	39	3.7	17	1.6			128	12.2	143	13.7	1047	100
11	ZAC-14284 B	Lava	5	0.5	16	1.5							35	3.3	31	3.0					938	89.4			24	2.3	1049	100
12	ZAC-14285	Lava	6	0.6	14	1.3							158	15.1	8	0.8	3	0.3			556	53.0			304	29.0	1049	100
13	ZAC-14283	Lava	11	1.0	14	1.3							184	17.4	13	1.2	8	0.8			804	76.0			24	2.3	1058	100
14	ZAC-14282	Hummock (Bomba)	3	0.3	11	1.0							49	4.7	16	1.5	0	0.0			759	72.3			212	20.2	1050	100
15	ZAC-13194 I2	Bomba	14	1.3	6	0.6							126	12.0	19	1.8	2	0.2	1	0.1	573	54.6			309	29.4	1050	100
16	ZAC-13194 K	Bomba	10	1.0	16	1.5							74	7.0	24	2.3					768	73.1			159	15.1	1051	100
17	ZAC-13194 P	Bomba	8	0.8	13	1.2							111	10.5	11	1.0					561	52.9			357	33.6	1061	100
18	ZAC-13194 S-1	Bomba	21	2.0	8	0.8	3	0.3					510	48.4	3	0.3	38	3.6	89	8.5	305	29.0			76	7.2	1053	100
19	ZAC-13194 S-2	Bomba	7	1.4	3	0.6							85	17.0			5	1.0	3	0.6	286	57.2			111	22.2	500	100
20	ZAC-14279 N	Bomba	17	1.6	15	1.4							202	18.5	2	0.2	40	3.7			707	64.9			107	9.8	1090	100
21	ZAC-14279 P	Bomba	8	0.8	16	1.6							116	11.6	12	1.2		0.0	1	0.1	719	71.9			128	12.8	1000	100
22	ZAC-14279 R1B	Bomba	9	0.9	10	1.0							124	12.4	12	1.2	3	0.3			558	55.8			284	28.4	1000	100
23	ZAC-13194 L3	Clasto Blancuzco	3	0.3	6	0.6	1	0.1					83	8.3	4	0.4	11	1.1	8	0.8	201	20.1	347	34.7	336	33.6	1000	100
24	ZAC-13194 M	Claro marrón rojizo	1	0.1	5	0.5							5	0.5	6	0.6		0.0			693	69.3		0.0	290	29.0	1000	100

Notación:

Pl	Plagioclasa	Bt	Biotita	pc	Número de puntos contados	Minerales opacos: No permiten que la luz sea transmitida, debido a la absorción o dispersión de la luz.
Ol	Olivino	Px	Piroxenos	%	Porcentaje respecto de 100%	

Tabla 3. Análisis modal para las muestras de Las Cabras. Se normalizo, recalculando los porcentajes, sin tomar en cuenta las vesículas.

No.	Muestra	Tipo	Fenocristales vol. %										Minerales de la matriz								Vidrio				Total			
			Pl		Ol		Bt (micas)		Px		Opacos		Pl		Ol		Px		Opacos		Matriz Criptocristalina							
			pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	pc	%	Oscura				Clara	
																							pc	%	pc	%	pc	%
1	ZAc-13194 A	Escoria	14	2.2	4	0.6							3	0.5	245	38.8	22	3.5					113	17.9	231	36.6	632	100
2	ZAC-13194 J	Escoria	7	0.9	30	4.0									242	32.0	60	7.9					127	16.8	290	38.4	756	100
3	ZAC-13194 N	Escoria	11	1.5	23	3.2									290	40.6	31	4.3	10	1.4			114	16.0	235	32.9	714	100
4	ZAC-13194 H-1	Escoria	9	1.1	17	2.0									242	29.0	26	3.1	4	0.5			224	26.9	312	37.4	834	100
5	ZAC-14279 A	Escoria	13	1.7	1	0.1									225	29.3	20	2.6					311	40.4	199	25.9	769	100
6	ZAC-14279 E	Escoria	2	0.2	1	0.1			1	0.1					136	14.8	19	2.1	5	0.5	1	0.1	436	47.4	319	34.7	920	100
7	ZAC-14279 Q	Escoria	5	0.7	9	1.2									440	60.9	18	2.5			1	0.1	11	1.5	239	33.1	723	100
8	ZAC-17279 F	Escoria	11	1.4	3	0.4									271	33.5	11	1.4	4	0.5	3	0.4	288	35.6	217	26.9	808	100
9	ZAC-14279 J	Escoria	6	0.6	17	1.6									225	21.5	11	1.1	17	1.6	1	0.1	385	36.8	385	36.8	1047	100
10	ZAC-14293	Lava	15	1.7	31	3.4									613	67.8	61	6.7	39	4.3	17	1.9			128	14.2	904	100
11	ZAC-14284 B	Lava	5	0.5	16	1.6									35	3.4	31	3.0					938	91.5			1025	100
12	ZAC-14285	Lava	6	0.8	14	1.9									158	21.2	8	1.1	3	0.4			556	74.6			745	100
13	ZAC-14283	Lava	11	1.1	14	1.4									184	17.8	13	1.3	8	0.8			804	77.8			1034	100
14	ZAC-14282	Hummock (bomba)	3	0.4	11	1.3									49	5.8	16	1.9	0	0.0			759	90.6			838	100
15	ZAC-13194 I2	Bomba	14	1.9	6	0.8									126	17.0	19	2.6	2	0.3	1	0.1	573	77.3			741	100
16	ZAC-13194 K	Bomba	10	1.1	16	1.8									74	8.3	24	2.7					768	86.1			892	100
17	ZAC-13194 P	Bomba	8	1.1	13	1.8									111	15.8	11	1.6					561	79.7			704	100
18	ZAC-13194 S-1	Bomba	21	2.1	8	0.8	3	0.3							510	52.2	3	0.3	38	3.9	89	9.1	305	31.2			977	100
19	ZAC-13194 S-2	Bomba	7	1.8	3	0.8									85	21.9			5	1.3	3	0.8	286	73.5			389	100
20	ZAC-14279 N	Bomba	17	1.7	15	1.5									202	20.5	2	0.2	40	4.1			707	71.9			983	100
21	ZAC-14279 P	Bomba	8	0.9	16	1.8									116	13.3	12	1.4		0.0	1	0.1	719	82.5			872	100
22	ZAC-14279 RIB	Bomba	9	1.3	10	1.4									124	17.3	12	1.7	3	0.4			558	77.9			716	100
23	ZAC-13194 L3	Clasto Blancuzco	3	0.5	6	0.9	1	0.2							83	12.5	4	0.6	11	1.7	8	1.2	201	30.3	347	52.3	664	100
24	ZAC-13194 M	Claro marrón rojizo	1	0.1	5	0.7									5	0.7	6	0.8		0.0			693	97.6		0.0	710	100

Notación:

Pl	Plagioclasa	Bt	Biotita	pc	Número de puntos contados	Minerales opacos: No permiten que la luz sea transmitida, debido a la absorción o dispersión de la luz.
Ol	Olivino	Px	Piroxenos	%	Porcentaje respecto de 100%	

Apéndice 2

Tabla 1. Descripción detallada de láminas delgadas de productos del V. Las Cabras, Michoacán, México.

	Muestra	Descripción
Bombas		
1	ZAC-13194 I-2	<p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica.</p> <p>Fenocristales: Olivino <i>de euhedral a subhedral</i> con fracturas, bordes de corrosión e inclusiones (posiblemente cromitas por su morfología cubica y su color marrón); Plagioclasa de subhedral a anhedral, con bordes y centros corroídos, zonación y maclas simples.</p> <p>Cristales en la matriz: Microlitos de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Abundantes, semiesféricas (~ >0.03 mm de diámetro) y algunas coalescentes; cubren ~ 60 % de toda la lamina.</p> <p>Otros: En la parte superior se observa un aglomerado de ~1 cm de ancho y ~0.6 cm de largo compuesto de fenocristales de plagioclasa <i>de subhedral a anhedral</i>, acicular y tabular, algunas con maclas simples, polisintéticas y de tartán, otras con zonaciones, bordes de corrosión, zonas de oxidación y/o múltiples inclusiones de minerales opacos (posiblemente magnetita y/o cromita).</p>
2	ZAC-13194 K	<p>Textura: Vesicular y traquítica.</p> <p>Fenocristales: Olivino <i>euhedral</i> con fracturas, coronas de reacción e inclusiones; plagioclasa <i>de euhedral a subhedral</i>, algunas presentan maclas simples, zonación, fracturas e inclusiones.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino, varios de ellos con coronas de inestabilidad y bordes alterados con óxidos de Iddingsita de color marrón-rojizo; microlitos de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Alineadas, semiesféricas y algunas coalescentes; cubren ~ 40 % de toda la lamina.</p> <p>Otros: Bandeamiento en parte superior de la lamina originado por el alineamiento paralelo de microlitos de plagioclasa y de vesículas, las cuales aumentan en tamaño paulatinamente hacia la parte inferior de la lámina, su distribución volviéndose aleatoria (perdiendo paralelismo). En las bandas claras se observan microlitos de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i> en comparación con las bandas más oscuras, las cuales están formadas principalmente por material criptocristalino.</p>
3	ZAC-13194 P	<p>Textura: Vesicular y porfídica; matriz oscura criptocristalina.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa <i>de euhedral a subhedral</i>, con fracturas, bordes de corrosión, maclado simple y zonación; olivino <i>euhedral</i> y <i>subhedral</i> con fracturas e inclusiones.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino <i>euhedral</i> con bordes de corrosión; microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Irregulares y algunas coalescentes; cubren ~ 60 % de la superficie de toda la lamina.</p> <p>Otros: En la parte superior izquierda se observa una pequeña zona de color gris claro (~ 9 mm de longitud) con textura pilotaxítica y con algunas vesículas semiesféricas, con abundantes microfenocristales de plagioclasa acicular con fracturas y <i>twinning</i>.</p>
4	ZAC-13194 S-1	<p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa de subhedral a anhedral con bordes y centros de corrosión, coronas de reacción, maclas simples y polisintéticas, y zonación; Olivino <i>euhedral</i> con fracturas y con algunas inclusiones; Biotita <i>euhedral</i>, tabular con una marcada exfoliación, relieve alto y bordes de corrosión.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino de euhedral a subhedral con fracturas</p>

		<p>e inclusiones; con un mayor número de microfenocristales y microlitos de plagioclasa tabulares y con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Esporádicas, irregulares; presentes solo en un borde de la lamina, cubren ~ 10 % de la superficie de la lamina.</p> <p>Otros: Agregados glomeroporfídicos (~ 0.4 mm en tamaño) de olivino <i>subhedral</i> asociados con cristales de plagioclasa <i>euهدral</i> de menor tamaño.</p>
5	ZAC-13194 S-2	<p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa <i>de subhedral a anhedral</i> con maclas simples y polisintéticas; Olivino <i>subhedral</i> con fracturas, coronas de reacción e inclusiones; Biotita <i>euهدral</i> tabular con relieve alto, exfoliación pobremente desarrollada, y una corona de alteración (crecimiento de minerales opacos en el borde).</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino <i>euهدral</i> con fracturas e inclusiones; mayoría de microfenocristales y microlitos de plagioclasa tabular y con <i>twinning</i>.</p> <p>Otros: Agregados glomeroporfídicos (~ 0.9 mm de diámetro) de olivinos asociados con cristales de plagioclasa de menor tamaño.</p> <p>Xenolito (~ 1.6 mm de diámetro) con textura porfídica, pilotaxítica y con fenocristales de olivino <i>subhedral</i> con fracturas, inclusiones y coronas de reacción.</p>
6	ZAC-14279 K	<p>Textura: Porfídica y traquítica; matriz oscura criptocristalina.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa <i>de euهدral a subhedral</i> con maclas simples y polisintéticas, bordes de corrosión, inclusiones y zonación; olivino <i>euهدral</i> con fracturas, coronas de alteración e inclusiones.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; microfenocristales de olivino <i>subhedral</i> con algunas fracturas e inclusiones; y microfenocristales de piroxeno (~ 0.15 mm de largo) <i>subhedral</i> y acicular, algunos presentan <i>twinning</i>.</p> <p>Otros: Agregados glomeroporfídicos (~ 0.5 mm) de olivinos asociados con cristales de plagioclasa; en menor cantidad microfenocristales de piroxenos con <i>twinning</i>, exfoliación, bordes de corrosión y zonación.</p>
7	ZAC-14279 L	<p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica (parte media y superior); Porfídica, densa (Sin vesículas) y traquítica (parte inferior).</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa <i>euهدral, de subhedral a anhedral</i>, con bordes de corrosión, algunos presentan maclas simples y polisintéticas, zonaciones, inclusiones y fracturas; olivinos con un alto grado de alteración, coronas de reacción, fracturas e inclusiones; biotita <i>subhedral</i> con buena exfoliación, bordes de corrosión y relieve muy alto.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa <i>euهدral</i> acicular con <i>twinning</i>; biotita con bordes de corrosión, buena exfoliación y un relieve muy alto; microfenocristales de piroxeno (~ 0.15 mm) <i>subhedral</i> y acicular, algunos presentan <i>twinning</i>, bordes corroídos y zonación.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas e interconectadas; cubren ~ 50 % del total de la lamina.</p> <p>Otros: Agregados glomeroporfídicos (~ 0.02 mm - 0.06 mm) de olivino asociados con cristales de plagioclasa acicular de menor tamaño.</p>
8	ZAC-14279 M1	<p>Textura: Vesicular, porfídica y pilotaxítica.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa <i>subhedral</i> con bordes de corrosión, fracturas y numerosas inclusiones (probablemente de cromitas y magnetita, por la morfología y el color); olivino <i>de subhedral a anhedral</i>, algunos con morfología esquelética, coronas de reacción y numerosas fracturas e inclusiones, en los bordes es visible productos de alteración por oxidación (posiblemente Iddingsita) de color rojizo-marrón.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales y microlitos de plagioclasa <i>euهدral</i> acicular con <i>twinning</i>; microfenocristales de olivino <i>subhedral</i> y con inclusiones; y en menor número microfenocristales de piroxeno acicular, algunos presentan <i>twinning</i> y zonación.</p> <p>Vesículas: Redondeadas e irregulares (~ > 0.05 mm de diámetro) y algunas interconectadas; cubren ~ 40 % del total de la lamina.</p> <p>Otros: Agregados glomeroporfídicos (~ 0.2 mm – 1.1 mm) de olivino <i>subhedral</i> asociado</p>

		con cristales de plagioclasa de euhedral a subhedral de menor tamaño.
9	ZAC-14279 M2	<p>Fragmento de bomba con mezcla de varias partes con color distinto (Figura 20).</p> <p><u>1. Parte de tono gris claro:</u></p> <p>Textura: Vesicular y porfídica.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa <i>euhedral</i>, tabular y con <i>twinning</i>, algunas exhiben fracturas y zonaciones; biotita <i>euhedral</i>, con marcada exfoliación y bordes de corrosión; olivino <i>subhedral</i> con fracturas, bordes de corrosión e inclusiones.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino fracturados y con inclusiones; microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>; microlitos de minerales opacos, microfenocristales de piroxeno acicular con <i>twinning</i> e inclusiones; microfenocristales de biotita con alto relieve y buena exfoliación, con bordes de corrosión, algunas presentan crecimiento de óxidos en los bordes.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas, irregulares, alargadas e interconectadas; cubren ~ 60 % de esta parte.</p> <p>Otros: Aglomerados (~ 0.7 mm de largo) compuestos por microfenocristales de piroxenos aciculares y tabulares, algunos presentan zonación y <i>twinning</i> asociados con plagioclasa aciculares con maclas simples y <i>twinning</i>.</p> <p><u>2. Parte de tono gris oscuro:</u></p> <p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica.</p> <p>Fenocristales: Olivino <i>de subhedral a anhedral</i> muy alterado, con fracturas, inclusiones (posiblemente cromitas, por su morfología y color marrón claro), golfos de corrosión y coronas de reacción; Plagioclasa euhedral, <i>de subhedral a anhedral</i>, algunas presentan fracturas, maclas simples y polisintéticas, zonación, bordes y golfos de corrosión e inclusiones.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino subhedral con algunas fracturas e inclusiones; microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>; microfenocristales de piroxeno acicular y tabular con <i>twinning</i> e inclusiones; microlitos de minerales opacos euhedral y microlitos de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Irregulares, alargadas y algunas semiesféricas y coalescentes, cubren ~ 50 % de esta parte.</p> <p>Otros: Aglomerados (~ 0.5 mm en tamaño) de plagioclasa acicular, algunas presentan zonación y <i>twinning</i>, con material criptocristalino entre las plagioclasas.</p> <p><u>3. Parte de tono marrón claro:</u></p> <p>Textura: Vesicular, porfídica, pilotaxítica y matriz criptocristalina.</p> <p>Fenocristales: Olivinos <i>subhedral</i> y con alto grado de alteración, coronas de reacción (algunas coronas cubren ~ 40% del mineral), bordes de corrosión e inclusiones (posiblemente cromitas o magnetita); Plagioclasa de euhedral a subhedral y anhedral, con fracturas, algunas presentan bordes y superficies de corrosión, coronas de reacción, maclas polisintéticas, <i>twinning</i> e inclusiones; y en menor cantidad biotita euhedral (aunque no se conserva completa), con relieve alto, buena exfoliación paralela y continua, y bordes de corrosión.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa euhedral acicular con <i>twinning</i>, microfenocristales de olivino subhedral con fracturas e inclusiones; piroxenos tabulares con <i>twinning</i>, fracturas y bordes de corrosión.</p> <p>Vesículas: Irregulares, alargadas y coalescentes, (~ > 0.01 mm de diámetro); cubren ~ 50% de la superficie de esta parte de la lamina.</p> <p>Otros: En esta sección de la lamina se encuentra una pequeña zona (Figura 20a.) donde es visible una mezcla heterogénea de diferentes texturas (misma textura que en las partes 1 y 4). En las zonas de contacto los microfenocristales de plagioclasa se alinean paralelamente al contacto con las otras texturas.</p> <p><u>4. Parte de tono marrón oscuro:</u></p> <p>Textura: Vesicular, porfídica, criptocristalina.</p>

		<p>Fenocristales: Plagioclasa <i>euhedral</i> tabular y <i>subhedral</i> con fracturas, bordes de corrosión e inclusiones.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino de <i>euhedral</i> a <i>subhedral</i>, con fracturas e inclusiones, microfenocristales de piroxeno acicular con <i>twinning</i>; plagioclasa acicular con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas, algunas coalescentes (~ 0.05 mm de diámetro); cubren ~ 20 % de esta sección de la lamina.</p> <p>General: Existen zonas donde las 4 distintas texturas están mezcladas(Figura 20 flechas azules)</p>
10	ZAC-14279 N	<p>Textura: Vesicular, porfídica e intersertal.</p> <p>Fenocristales: Olivino de <i>subhedral</i> a <i>anhedral</i> con fracturas, inclusiones y coronas de reacción asociadas con microfenocristales de plagioclasa acicular; Plagioclasa de <i>euhedral</i>, a <i>subhedral</i> y <i>anhedral</i> con superficies y golfos de corrosión con maclas simples y polisintéticas y zonación.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; microfenocristales piroxenos aciculares y tabulares y con <i>twinning</i>; microfenocristales de olivino <i>subhedral</i> con fracturas, centros corroídos y algunas inclusiones.</p> <p>Vesículas: semiesféricas y algunas coalescentes (~ > 0.04 mm de diámetro); cubren ~ 40 % de la superficie de la lamina.</p> <p>Otros: Xenolito de ~ 3 mm de tamaño con textura variolítica, con microlitos de piroxeno y de minerales opacos, fenocristales de olivino <i>subhedral</i> con coronas de reacción e inclusiones.</p> <p>Son visibles bandas que se intercalan de un tono marrón claro y de uno marrón oscuro, estas tonalidades se deben a la cantidad de material criptocristalino que se tiene por banda, en las bandas oscuras se tiene mayor cantidad de material criptocristalina en comparación con las bandas claras.</p>
11	ZAC-14279 P	<p>Textura: Vesicular bandeada, porfídica e Intersertal.</p> <p>Fenocristales: Olivino <i>euhedral</i> y <i>anhedral</i> con fracturas e inclusiones; Plagioclasa muy escasa con morfología <i>anhedral</i> y con alto grado de alteración, presenta <i>twinning</i>, bordes y superficies de corrosión.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular; y microfenocristales de olivino <i>euhedral</i>, con algunas fracturas e inclusiones.</p> <p>Vesículas: Redondeadas (~ > 0.08 mm), varían en número y tamaño entre bandas.</p> <p>Otros: Entre las bandas de vesículas se tiene bandas criptocristalinas sin vesículas.</p>
12	ZAC-14279 R1A	<p>Textura: Porfídica, traquítica y vesicular.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa <i>euhedral</i>, con múltiples fracturas, algunas presentan zonación, <i>twinning</i>, inclusiones y bordes de corrosión; también son visibles fenocristales de olivino <i>euhedral</i> con fracturas, coronas de reacción y una marcada alteración secundaria óxidos en crecimiento (Iddingsita, por el color rojo-marrón y la morfología semiesférica que exhibe).</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino <i>subhedral</i> con fracturas y bordes de corrosión; plagioclasa <i>euhedral</i> acicular con maclas simples y <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas (~ > 0.05 mm) y algunas coalescentes; cubren ~ 60% de la superficie de la lamina.</p> <p>Otros: Xenolito semi-cuadrado (~ 13 mm de tamaño), con abundantes fenocristales de plagioclasa <i>euhedral</i> acicular y <i>subhedral</i>, con maclas simples y polisintéticas, <i>twinning</i>, zonaciones e inclusiones en una matriz pilotaxítica y de grano medio, con abundantes vesículas redondeadas.</p>
13	ZAC-14279 R1B	<p>Textura: Vesicular, porfídica e intersticial.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa con numerosas fracturas, inclusiones, <i>twinning</i> y zonaciones; olivino <i>subhedral</i> con fracturas, coronas de reacción e inclusiones; Biotita <i>euhedral</i> tabular con una buena exfoliación y bordes de corrosión.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales y microlitos de plagioclasa, con microlitos de</p>

		<p>olivino esparcidos por la matriz.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas (> 0.05 mm de diámetro) y algunas coalescentes; cubren ~ 65 % de la superficie de la lamina.</p> <p>Otros: Xenolito semi-rectangular (~ 11 mm de longitud), con textura pilotaxítica y de grano medio con microlitos de plagioclasa con <i>twinning</i> y fenocristales de plagioclasa <i>subhedral</i> con fracturas y bordes de corrosión.</p>
14	ZAC-14279 R2	<p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa euhedral con numerosas fracturas, alguno cristales presentan zonaciones, maclas simples y polisintéticas, y bordes de corrosión; olivino subhedral con un alto grado de alteración, presentan numerosas fracturas, inclusiones y coronas de reacción; biotita acicular y con una buena y discontinua exfoliación.</p> <p>Cristales en la matriz: Microlitos de plagioclasa tabular; microfenocristales de minerales opacos.</p> <p>Vesículas: Microvesículas semiesféricas diseminadas en la matriz; cubren un 10 % de la lamina total.</p> <p>Otros: Agregado glomeroporfídico (~ 0.8 mm - 1.6 mm) de plagioclasa de euhedral a subhedral de distintos tamaños, presentan <i>twinning</i>, maclas polisintéticas, fracturas y bordes de corrosión.</p>
15	ZAC-14279 W	<p>Textura: Vesicular, porfídica. (Figura 21)</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa <i>subhedral</i> con bordes de corrosión, coronas de reacción, <i>twinning</i>, zonación e inclusiones (probablemente cromitas, por su morfología cubica y color marrón); en menor número fenocristales de olivino <i>de subhedral a anhedral</i> con numerosas fracturas, coronas de reacción e inclusiones; y en menor número biotita con buena exfoliación y bordes de corrosión.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales y microlitos opacos; microlitos de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; y en menor número microfenocristales de piroxeno con <i>twinning</i>, zonación y bordes de corrosión.</p> <p>Vesículas: Microvesículas semiesféricas distribuidas aleatoriamente; cubre ~ 15 % de la superficie de la lamina.</p> <p>Otros: Xenolito anguloso (~ 9 mm de tamaño) de textura criptocristalina con microlitos de olivino y plagioclasa, y un fenocristal de olivino euhedral (~ 0.1 mm) con fracturas e inclusiones. (Fig. 21)</p> <p>En unas pequeñas zonas, se exhibe una textura criptocristalina en contraste con la textura que se encuentra a su alrededor. Se compone de materiales intersticiales criptocristalinos, plagioclasa acicular y microfenocristales de olivino euhedral, esparcidos por la matriz y un fenocristal de olivino, euhedral con fracturas.</p>
16	ZAC-14279 W2	<p>Lamina de sección cortada a través de la parte exterior de bomba vesicular.</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica, intersticial con material criptocristalino. Bandeamiento muy pronunciado; parte exterior (color café claro) es vítrea.</p> <p>Fenocristales: Olivino subhedral con numerosas fracturas, coronas de reacción, bordes de corrosión e inclusiones.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Redondeadas y semiesféricas (> 0.1 mm), hasta alargadas, algunas coalescentes que aumentan en tamaño progresivamente hacia la parte inferior de la lámina. En la parte superior de la lámina las vesículas se alinean paralelamente originando un bandeamiento vesicular.</p> <p>Otros: En algunas bandas se exhibe una textura criptocristalina y densa.</p>
17	ZAC-14281 A1	<p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa euhedral, subhedral y aciculares, con fracturas y maclas simples, algunas presentan zonaciones, <i>twinning</i> e inclusiones (cromitas, por la estructura cubica y el color marrón); biotita subhedral acicular con una exfoliación buena, también presenta bordes de corrosión e inclusiones; olivino con alteración alta, fracturas, inclusiones y con coronas de reacción.</p>

		<p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa aciculares y con <i>twinning</i>; microfenocristales de olivino y en menor número microfenocristales opacos.</p> <p>Vesículas: Numerosas en la parte inferior de la lamina, semiesféricas y algunas coalescentes; cubren ~15% del área total de la lamina.</p>
18	ZAC-14281 A2	<p>Lamina de sección cortada a través de parte exterior de bomba compuesta por dos partes (Figura 22).</p> <p><u>1.-Anillo o costra oscura.</u></p> <p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa de euhedral a subhedral, pobremente fracturada, maclas simples algunas presentan macla polisintética, zonaciones y bordes de corrosión.</p> <p>Cristales en la matriz: Microlitos de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; microlitos de olivino de euhedral a subhedral , con fracturas e inclusiones; microlitos de piroxeno euhedral acicular y subhedral, algunos presentan <i>twinning</i>; y en menor número microfenocristales de biotita subhedral con bordes de corrosión y exfoliación pobre, diseminados por la matriz.</p> <p>Vesículas: Escasas vesículas semiesféricas; cubren ~ 10% de esta sección de la lamina.</p> <p>Otros: Xenolito Semi-oválado (~ 0.9 mm de largo), con textura intersticial con material criptocristalino entre microcristales de plagioclasa, sin fenocristales.</p> <p><u>2.-Interior gris claro.</u></p> <p>Textura: vesicular, porfídica y traquítica</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa euhedral con pocas fracturas, algunas presentan zonaciones poco marcadas, escasas inclusiones y bordes de corrosión, maclas simples; fenocristales de olivino altamente alterado, con coronas de reacción asociadas a plagioclasas aciculares de grano fino, cristales fracturados, con inclusiones (posiblemente cromitas, por su morfología cubica y color marrón), presentan minerales secundarios (posiblemente Iddingsita); también se exhiben fenocristales de biotita de euhedral a subhedral , con buena exfoliación, alto relieve, y bordes de corrosión.</p> <p>Cristales en la matriz: microfenocristales de plagioclasa y microfenocristales de olivino con bordes de corrosión y óxidos creciendo en los bordes (posiblemente Iddingsita); microfenocristales opacos.</p> <p>Vesículas: semiesféricas e irregulares y algunas coalescentes, aumenta el número de vesículas hacia la parte inferior; cubren ~ 60% de esta sección de la lamina.</p>
19	ZAC-14281 A3	<p>Lamina de sección cortada a través de parte exterior de bomba (Figura 23).</p> <p><u>1.- Costra oscura.</u></p> <p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica; matriz criptocristalina.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa subhedral y euhedral, con bordes de alteración, maclas simples y polisintéticas, numerosas fracturas, inclusiones, algunas presentan superficie de corrosión; olivino de euhedral a subhedral, con numerosas fracturas e inclusiones y coronas de reacción; piroxenos aciculares y tabulares algunos presentan <i>twinning</i>; biotita euhedral tabular con marcada exfoliación y bordes de corrosión, algunas se encuentran rodeadas de fenocristales de plagioclasa.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino subhedral tabular y cristales opacos. Microlitos de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; microlitos de piroxeno acicular, algunos con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: En la lamina.</p> <p>Otros: Se exhibe un leve bandeamiento paralelo e inclinado que intercepta la superficie y se interrumpe al contacto con la parte interior, estas bandas son más oscuras y de textura intersertal. Aglomerados (~ 1.2 mm de tamaño) de olivinos asociados a microfenocristales de plagioclasa y piroxenos aciculares y tabulares.</p> <p><u>2.- Interior gris claro.</u></p> <p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica.</p>

		<p>Fenocristales: Plagioclasa euhedral, algunas presentan zonaciones e inclusiones y bordes de corrosión, maclas simples; fenocristales de olivino de euhedral a subhedral con fracturas y coronas de reacción e inclusiones (posiblemente cromitas, por su morfología cubica y color marrón; piroxenos aciculares y tabulares algunos presentan <i>twinning</i>; biotita euhedral tabular, con buena exfoliación, alto relieve, bordes de corrosión.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; microlitos opacos diseminados por la matriz.</p> <p>Vesículas: redondeadas, abundantes y algunas coalescentes, aumenta el tamaño (~ > 0.04 mm) y el número de vesículas hacia la parte inferior; cubren ~ 60% de la superficie de esta sección de la lamina.</p> <p>Otros: La transición en la textura entre la costra y el interior es progresivo y lo más notable es el incremento en la densidad y tamaño de las vesículas hacia el interior. Aglomerados (~ 1 - 1.7 mm de tamaño) de olivinos asociados a microfenocristales de plagioclasa y piroxenos aciculares y tabulares.</p>
20	ZAC-14281 A4	<p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica; matriz oscura criptocristalina.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa de euhedral a subhedral, con bordes de corrosión, maclas simples y polisintéticas, fracturas, zonación e inclusiones (se exhibe una inclusión de biotita dentro de una plagioclasa); biotita subhedral acicular, con una marcada exfoliación, alto relieve y bordes de corrosión; olivino con inclusiones (cromita por su morfología cubica y color marrón), fracturas y bordes de reacción.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales y microlitos de olivino con fracturas e inclusiones; microfenocristales opacos; microfenocristales de piroxenos aciculares, con <i>twinning</i>, algunos presentan zonación y centros corroídos.</p> <p>Vesículas: regulares y redondeadas ~ 70 superficie de la lamina.</p> <p>Otros: Aglomerados (~ 0.5 mm en tamaño) de piroxenos aciculares con <i>twinning</i>, olivinos, plagioclasa y piroxenos aciculares. Aglomerados de plagioclasa (~ 1.5 mm en tamaño).</p>
21	ZAC-14281 B	<p>Textura: Porfídica y traquítica.</p> <p>Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral con fracturas, centros corroídos, coronas de reacción e inclusiones (posiblemente cromitas, por su morfología y su color marrón); en menor número plagioclasa de subhedral a anhedral con zonación, fracturas, bordes y centros corroídos.</p> <p>Cristales en la matriz: Microlitos de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>, microlitos de minerales opacos diseminados por la matriz; microfenocristales de olivino de euhedral a subhedral con fracturas y algunas inclusiones.</p> <p>Vesículas: Alargadas y coalescentes (~ 0.2 mm de diámetro) cubren ~30 % de la superficie de lamina.</p> <p>Otros: Aglomerados (~ 0.8 mm) de fenocristales de olivino subhedral, algunos presentan pocas fracturas.</p>
Escoria afloramiento ZAC-13194		
22	ZAC-13194 A	<p>1.- Clastos claros</p> <p>Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeado.</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica y pilotaxítica.</p> <p>Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral, con fracturas e inclusiones; plagioclasa de euhedral a subhedral y anhedral con superficies y bordes de corrosión, zonación, maclas simples y polisintéticas, <i>twinning</i>, algunas presentan inclusiones.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; microfenocristales de olivino subhedral esqueletal, algunos presentan un alto grado de alteración, con bordes corroídos.</p> <p>Vesículas: Irregulares y algunas coalescentes; cubre ~ 60% de todo el clasto.</p> <p>Otros: Se tienen clastos con menor número de vesículas.</p> <p>2.- Clastos oscuros</p> <p>Morfología: Irregular, angular y sub-angular.</p>

		<p>Textura: Vesicular porfídica e Intersertal, algunos clastos son densos de textura porfídica e Intersertal.</p> <p>Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral con fracturas e inclusiones; plagioclasa de subhedral a anhedral con superficies y bordes de corrosión, maclas simples y polisintéticas, y <i>twinning</i>.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales y microlitos de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Irregulares y alargadas y algunas coalescentes; cubren ~ 40% de la superficie del clasto.</p> <p>Otros: Cristales sueltos (~ 0.8 – 1.2 mm). Aglomerados (~ 1 mm de tamaño) de plagioclasa con zonaciones, maclas simples y bordes de corrosión; y aglomerados de olivinos asociados con plagioclasa acicular con <i>twinning</i>.</p>
23	ZAC-13194 E	<p>1.- Clastos claros</p> <p>Morfología: Irregular, angular, sub-angular y sub-redondeados.</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica; algunos clastos son densos.</p> <p>Fenocristales: Olivinos con fracturas, coronas de reacción y con inclusiones (posiblemente cromitas, por su morfología y color marrón); plagioclasa <i>de subhedral a anhedral</i>, con maclado simple y polisintético, <i>twinning</i>, algunas presentan bordes y superficies de corrosión.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas (~ 0.05 mm de diámetro); cubren ~ 40% de la superficie del clasto.</p> <p>Otros: No todos los clastos presentan vesículas.</p> <p>2.- Clastos oscuros</p> <p>Morfología: Irregular, angular y sub-angular.</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica, criptocristalina. Algunos clastos son densos (sin vesículas).</p> <p>Fenocristales: Olivino subhedral con fracturas e inclusiones (posiblemente cromitas, por su morfología y color marrón); plagioclasa <i>de subhedral a anhedral</i>, con maclado simple y polisintético, <i>twinning</i>, algunas presentan bordes y superficies de corrosión y coronas de reacción.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>, algunos clastos exhiben microfenocristales de olivino euhedral con centros corroídos.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas y algunas coalescentes, cubren ~ 10% de la superficie del clasto.</p> <p>Otros: no todos los clastos tienen vesículas.</p> <p>General: Cristales sueltos formados por fenocristales (~ 0.4mm – 0.7mm en tamaño) de olivino de euhedral a subhedral con fracturas e inclusiones, con bordes de corrosión; plagioclasa de subhedral a anhedral con maclas simples, con bordes y superficies de corrosión.</p>
24	ZAC-13194 H-1	<p>1.- Clastos claros</p> <p>Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados.</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica.</p> <p>Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral, con múltiples fracturas e inclusiones (posiblemente cromitas, por su morfología cubica y su color marrón); plagioclasa de subhedral a anhedral, algunas presentan bordes de corrosión, maclas simples y zonaciones, inclusiones y <i>twinning</i>.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas y numerosas, (~0.01 mm – 0.04 mm de diámetro); en algunos clastos cubren ~ 70% de la superficie del clasto y en otros cubren ~ 10 % de la superficie del clasto.</p> <p>2.- Clastos oscuros</p> <p>Morfología: Irregular, angular, sub-angular y sub-redondeados.</p>

		<p>Textura: Vesicular, porfídica e Intersertal.</p> <p>Fenocristales: Olivino subhedral, con múltiples fracturas e inclusiones; plagioclasa de subhedral a anhedral con bordes de corrosión, maclas simples y zonaciones, algunas presentan inclusiones y <i>twinning</i>.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales y microlitos de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas e irregulares, algunas coalescentes, con tamaños de (~ 0.01mm – 0.03 mm de diámetro); cubren ~40 % - 60 % de la superficie del clasto.</p> <p>Otros: Clastos oscuros densos (sin vesículas) de matriz criptocristalina, con fenocristales de olivino subhedral con fracturas, plagioclasas subhedral con bordes de corrosión y zonación.</p> <p>General: Cristales sueltos formados por fenocristales de olivino de euhedral a subhedral con fracturas e inclusiones, con bordes de corrosión; plagioclasa de subhedral a anhedral con maclas simples, con bordes y superficies de corrosión. Conglomerados de fenocristales de olivino con coronas de reacción asociadas a plagioclasas aciculares de grano fino.</p>
25	ZAC-13194 I-1	<p>1.- Clastos claros</p> <p>Morfología: Irregular, angular, sub-angular y sub-redondeados.</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica y pilotaxítica.</p> <p>Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral esquelético con fracturas e inclusiones (cromitas, por su morfología cubica y color marrón); plagioclasa de subhedral a anhedral, con bordes y centros corroídos, con zonación y <i>twinning</i>.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; microfenocristales de piroxeno tabular y acicular, algunos presentan <i>twinning</i>, microlitos de minerales opacos (posiblemente óxidos)</p> <p>Vesículas: Semiesféricas y algunas coalescentes; cubren ~ 40% de la superficie del clastos.</p> <p>Otros: Algunos clastos tiene escasas vesículas.</p> <p>2.- Clastos oscuros</p> <p>Morfología: Irregular, angular, sub-angular y sub-redondeados.</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica e Intersertal; matriz criptocristalina.</p> <p>Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral esquelético con fracturas e inclusiones (cromitas, por su morfología cubica y color marrón); plagioclasa de subhedral a anhedral, con bordes y centros corroídos, con zonación y <i>twinning</i>.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas e irregulares y algunas coalescentes; cubren ~ 80 % de la superficie del clasto.</p> <p>Otros: Clastos densos (sin vesículas) con matriz criptocristalina con microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>.</p> <p>General: Cristales sueltos formados por olivino (~ 0.7 mm en tamaño) de euhedral a subhedral con fracturas e inclusiones, con bordes de corrosión; plagioclasa (~ 0.3 mm en tamaño) de subhedral a anhedral con maclas simples, con bordes y centros de corrosión e inclusiones.</p>
26	ZAC-13194 J	<p>1.- Clastos claros</p> <p>Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados.</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica, pilotaxítica.</p> <p>Fenocristales: Olivino subhedral con fracturas, bordes y centros de corrosión; plagioclasa de subhedral a anhedral, con bordes de reacción y corrosión.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>. Olivino subhedral con bordes y centros corroídos e inclusiones; microlitos de minerales opacos.</p> <p>Vesículas: Irregulares y algunas coalescentes; cubren ~ 65 de la superficie de los clastos.</p> <p>2.- Clastos oscuros</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica, Intersertal.</p> <p>Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral y anhedral, esquelético, con múltiples fracturas e inclusiones, con bordes y centros de corrosión,</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>,</p>

		<p>microfenocristales de olivino de subhedral a anhedral con leves fracturas y algunos presentan inclusiones.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas y algunas coalescentes; cubren ~ 50 % de la superficie de los clastos.</p> <p>Otros: Abundantes cristales sueltos formados por fenocristales de olivino de euhedral a subhedral con fracturas e inclusiones, con bordes de corrosión; plagioclasa de subhedral a anhedral con maclas simples, con bordes y centros de corrosión, algunas presentan zonación. Conglomerados de fenocristales de olivino con coronas de reacción asociadas a plagioclasas aciculares de grano fino; conglomerado de plagioclasa (~ 0.5 mm en tamaño) asociada a microfenocristales tabulares y aciculares de piroxenos con <i>twinning</i>.</p>
27	ZAC-13194 N	<p>1.- Clastos claros</p> <p>Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados.</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica, pilotaxítica</p> <p>Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral (algunos de morfología esquelética) con múltiples fracturas, bordes y centros corroídos; plagioclasas de subhedral a anhedral, con múltiples fracturas, bordes y superficies de corrosión, algunas presentan inclusiones, y <i>twinning</i>.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>. Microfenocristales de olivino subhedral con superficies de corrosión, escasos microfenocristales de piroxeno con <i>twinning</i>; microlitos de minerales opacos (posiblemente óxidos)</p> <p>Vesículas: Irregulares, algunas alargadas y coalescentes; cubren ~ 50 % de la superficie de los clastos.</p> <p>Otros: Algunos clastos carecen de vesículas</p> <p>2.- Clastos oscuros</p> <p>Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados.</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica e Intersertal</p> <p>Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral con múltiples fracturas, inclusiones, coronas de reacción, bordes y superficies de corrosión. Plagioclasa de subhedral a anhedral con fracturas, con <i>twinning</i>.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales y microlitos de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas y algunas coalescentes; cubren ~30 % de la superficie de la lamina.</p> <p>Otros: Algunos clastos no presentan vesículas.</p> <p>Otros general: Abundantes cristales sueltos compuestos por fenocristales de olivino de euhedral a subhedral con múltiples fracturas e inclusiones (posiblemente cromitas por el color marrón y la morfología que presenta), con bordes de corrosión; y plagioclasa subhedral con maclas simples, con bordes y centros de corrosión.</p>
Líticos (xenolitos)		
28	ZAC-13194L-1	<p>Textura: Vesicular porfídica (Figura 24)</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa euhedral acicular y subhedral, con maclado simple y polisintético, y disolución, con coronas y superficies de corrosión; olivinos con fracturas, coronas de inestabilidad y con inclusiones de cromitas. biotita acicular y tabular con alto relieve y buena exfoliación</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino euhedral, con fracturas y orillas de corrosión; microfenocristales de piroxenos, con coronas de corrosión. Microfenocristales de plagioclasa tabular y acicular, con <i>twinning</i>; microfenocristales de piroxeno anhedral tabular y acicular, algunos presentan <i>twinning</i> y zonación. Microlitos de minerales opacos (posiblemente óxidos)</p> <p>Vesículas: Semiesféricas, alargadas y algunas coalescentes; cubren ~ 60% de la superficie de la lamina.</p>

		Otros: Aglomerados de plagioclasas aciculares y olivinos anhedrales, Aglomerados de plagioclasa con asociaciones de piroxenos aciculares y tabulares con <i>twinning</i> , y bordes de corrosión, aglomerados de piroxenos (~ 0.09 mm- 0.3 mm).
29	ZAC-13194L-2	Textura: Porfídica variolítica. Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral, con fracturas, coronas de reacción e inclusiones (posiblemente cromitas, por su morfología cubica y de color marrón). Plagioclasa anhedral maclas polisintéticas, superficies y centros corroídos. Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y tabular con <i>twinning</i> ; microlitos de piroxenos aciculares, algunos con <i>twinning</i> ; microlitos de minerales opacos.
30	ZAC-13194L-3	Textura: Vesicular porfídica, matriz criptocristalina Fenocristales: Biotita acicular, con una marcada exfoliación y relieve alto; plagioclasa subhedral con superficies de corrosión y maclado simple: olivino subhedral con fracturas, coronas de reacción e inclusiones (cromitas y magnetita, por su morfología cubica, color marrón y gris oscuro respectivamente.) Cristales en la matriz: Plagioclasa acicular y con <i>twinning</i> , con minerales opacos. Vesículas: Semiesféricas ocupan ~ 60 % de toda la lamina Otros: Conglomerado de olivino con coronas de reacción asociadas a plagioclasas aciculares de grano fino. En un borde del clasto presenta un color más oscuro en comparación con el total de la lámina, el color es debido a que abunda material criptocristalino, y un mayor número de óxidos en la matriz.
31	ZAC-13194L-4	Textura: Vesicular porfídica Fenocristales: Plagioclasa de euhedral a subhedral y anhedral, con maclado simple y polisintético, algunas presentan zonificación y superficies de inestabilidad; Biotita con leve exfoliación y relieve bajo. Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa con <i>twinning</i> . Vesículas: Semiesféricas; cubren ~50 % de toda la lamina.
32	ZAC-13194M	Textura: Vesicular, porfídica, criptocristalina. Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral con fracturas, bordes y de corrosión, coronas de reacción, inclusiones (cromitas por su morfología cubica y color marrón), bodes de crecimientos de óxidos (Iddingsita, morfología semiesférica y color rojizo-marrón); plagioclasa subhedral con bordes de corrosión, maclas polisintéticas, <i>twinning</i> y zonación algunas presentan coronas de reacción de piroxenos aciculares. Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino euhedral y de piroxenos aciculares y tabulares, algunos presentan <i>twinning</i> . Vesículas: Irregulares (> 0.06 mm) y coalescentes; cubren ~ 80 % de la superficie del clasto.
Escoria afloramiento ZAC-14279		
33	ZAC-14279 A	Los clastos presentes en esta lámina se han dividido en clastos claros AV (café claro) y clastos oscuros AD (marrón). 1.-AV Textura: Vesicular porfídica, matriz criptocristalina. Fenocristales: plagioclasa euhedral, subhedral, acicular, maclado simple y polisintético, algunas presentan coronas de corrosión. Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino subhedral con fracturas e inclusiones. Vesículas: Semiesféricas; cubren ~ 10% de la superficie del clasto. 2.-AD Textura: Vesicular porfídica, matriz criptocristalina Fenocristales: Plagioclasa euhedral en su mayoría aciculares, con coronas de corrosión, maclas simples; esqueletos de olivinos anhedral con fracturas e inclusiones y disolución. Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa euhedral acicular y con <i>twinning</i> ; olivino euhedral, fracturado, con inclusiones y coronas de alteración. Vesículas: Semiesféricas y algunas coalescentes cubren ~ 50 % del clasto

34	ZAC-14279 B	<p>Textura: Vesicular porfídica con matriz criptocristalina. Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados. Fenocristales: Plagioclasa subhedral con corrosión, <i>twinning</i>; olivino subhedral con fracturas e inclusiones y coronas de alteración Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa euهدral, tabular y acicular con <i>twinning</i>; olivinos con fracturas e inclusiones y bordes de corrosión. Vesículas: Sobre-redondeadas y coalescentes; ~ 60 % de todo el clasto.</p>
35	ZAC-14279 D	<p>Los clastos presentes en esta lámina se han dividido en clastos claros DV (café claro) y clastos oscuros DD (marrón). <u>1.-DV</u> Textura: Vesicular porfídica e Intersertal. Morfología: Irregular, angular, sub-angular y sub-redondeados. Fenocristales: Plagioclasa euهدral acicular con coronas de reacción asociadas a microfenocristales de piroxeno, con <i>twinning</i>; olivino subhedral con fracturas, bordes y centros corridos, con inclusiones Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>, Vesículas: Irregulares coalescentes: cubren ~ 40 % de la superficie del clasto. <u>2.-DD</u> Textura: Vesicular, porfídica, Intersertal criptocristalina. Morfología: Irregular, angular, sub-angular y sub-redondeados. Fenocristales: Olivino subhedral con fracturas, bordes y centros corroídos e inclusiones. Plagioclasas anhedral con superficies y bordes corroídos, con <i>twinning</i>, algunas presentan inclusiones. Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; microfenocristales de olivino subhedral con inclusiones y centros corroídos. Vesículas: En algunos clastos son semiesféricas, en otros son irregulares, alargadas y coalescentes; cubren ~ 20% - 60 % de la superficies de los clastos.</p>
36	ZAC-14279 E	<p>Los clastos presentes en esta lámina se han dividido en clastos claros (café claro) y clastos oscuros (marrón). <u>1.- Clastos claros</u> Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados. Textura: Vesicular y porfídica; matriz criptocristalina. Fenocristales: Escasos cristales de Olivino euهدral esqueletal, con múltiples fracturas e inclusiones; Plagioclasa subhedral con superficies de corrosión y <i>twinning</i>. Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino euهدral esqueletal, con fracturas e inclusiones, microfenocristales de piroxenos con <i>twinning</i>. Vesículas: Alargadas y algunas coalescentes; cubren ~20 % de la superficie del clasto. <u>2.- Clastos oscuros</u> Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados. Textura: Vesicular y porfídica; matriz oscura criptocristalina. Fenocristales: Escasos cristales de olivino euهدral esqueletal, con múltiples fracturas e inclusiones. Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino euهدral esqueletal, con fracturas e inclusiones, piroxenos con <i>twinning</i>. Vesículas: Semi-redondeadas y algunas coalescentes; cubren ~10 % de la superficie del clasto. Otros: Algunos clastos no presentan vesículas.</p>
37	ZAC-14279 E2	<p>Textura: Vesicular porfídica pilotaxítica Fenocristales: Olivino euهدral esqueletal, con fracturas y coronas de reacción e inclusiones; plagioclasas euهدral aciculares y subhedral, con superficies y bordes de corrosión, maclas simples y <i>twinning</i>. Cristales en la matriz: Microlitos de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>. Vesículas: Sub-redondeadas y coalescentes; cubren ~ 30 % del clasto.</p>

		<p>Otros: Las zonas oscuras que se visualizan en la orilla de algunos clastos son óxidos. En algunos clastos están presentes unas secciones en la superficie semiesféricas (~ 5-8 mm de longitud) de textura traquítica y sin fenocristales.</p>
38	ZAC-14279 F	<p>Los clastos presentes en esta lámina se han dividido en clastos claros FV (café claro) y clastos oscuros FD (marrón).</p> <p>1.- FD</p> <p>Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados.</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica e intersticial; Matriz oscura criptocristalina.</p> <p>Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral, con fracturas e inclusiones y bordes de corrosión y coronas de reacción; plagioclasa de subhedral a anhedral con bordes y centros corroídos, con zonación y <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas y algunas coalescente; en algunos clastos cubren ~30% de la superficie del clasto. En otros clastos las vesículas son irregulares y alargadas y cubren ~60 % de la superficie del clasto.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; microfenocristales de olivino de euhedral a subhedral, con golfos de corrosión y bordes de reacción; microfenocristales de minerales opacos.</p> <p>2.- FV</p> <p>Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados.</p> <p>Textura: Vesicular, porfídica y traquítica</p> <p>Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral esqueletal, con fracturas y múltiples e inclusiones (posiblemente cromitas, por su morfología cubica y su color marrón); plagioclasa euhedral y anhedral, con <i>twinning</i>, zonación, bordes y superficies de corrosión</p> <p>Vesículas: Microvesículas irregulares (~ > 0.04 mm de diámetro); cubren ~ 60 % de la superficie de los clastos</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>; microlitos de minerales opacos (óxidos); microfenocristales de olivino de euhedral a subhedral con centros corroídos.</p> <p>Otros: En uno de los clastos se encuentra un mineral opaco de ~ 0.3 mm</p>
39	ZAC-14279 H1	<p>Textura: Vesicular, porfídica Intersertal; matriz oscura criptocristalina.</p> <p>Fenocristales: Plagioclasa, subhedral con bordes de corrosión, inclusiones, maclas simples y polisintéticas y <i>twinning</i>; olivino de euhedral a subhedral, con múltiples fracturas, bordes corroídos y con óxidos e inclusiones.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de olivino de euhedral a subhedral y anhedral, con fracturas e inclusiones y bordes de corrosión; microfenocristales de plagioclasa anhedral y euhedral acicular, algunos presentan maclas simples, bordes de corrosión y <i>twinning</i>; microfenocristales de piroxenos aciculares y con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas e irregulares y algunas coalescentes; es clastos cubren ~ 60% del total de la superficie del clasto, en otros cubren ~ 40 % de la superficie del clasto.</p> <p>Otros: Clasto de diferentes colores, las tonalidades más oscuras presentan una matriz criptocristalina y de menos numero de vesículas. En cambio los clastos claro, la matriz tiene mayor número de vesículas.</p>
40	ZAC-14279 I	<p>Los clastos presentes en esta lámina se han dividido en clastos claros IV (café claro) y clastos oscuros ID (marrón). (Figura 25)</p> <p>1.-IV</p> <p>Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados.</p> <p>Textura: Vesicular porfídica y pilotaxítica.</p> <p>Fenocristales: Olivino <i>euhedral</i> y <i>anhedral</i> esqueletal con fracturas y centros corroídos e inclusiones (posiblemente cromitas por su morfología y color marrón que presenta)</p> <p>Cristales en la matriz: Olivino subhedral esqueletal, con fracturas y bordes y centros corroídos; plagioclasa, euhedral acicular con <i>twinning</i>.</p> <p>Vesículas: Irregulares y alargadas, algunas coalescentes; cubren ~ 40% del clasto.</p> <p>Otros: Algunos clasto de grano medio y grano fino.</p>

		<p><u>2.-ID</u> Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados. Textura: Vesicular, porfídica e Intersertal; matriz oscura y criptocristalina. Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral esqueletal, con fracturas, inclusiones (posiblemente cromitas por su morfología y color marrón), centros y bordes corroídos; plagioclasa anhedral con fracturas, bordes y superficies de corrosión, algunas presentan corona de reacción. Cristales en la matriz: Abundantes microfenocristales de olivino con fracturas y bordes de corrosión y de reacción, microlitos de plagioclasa con <i>twinning</i>. Vesículas: Semiesféricas, algunas irregular y alargadas, otras esféricas y algunas coalescentes; cubren ~ 50 % de la superficie del clasto. Otros: Algunos clastos presentan pocas vesículas, esféricas (~0.05 de diámetro), que cubren ~ 30 % de la superficie del clasto.</p>
41	ZAC-14279 J	<p>Textura: Vesicular, porfídica y pilotaxítica. Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral esqueletal, con fracturas, inclusiones (cromitas, por su morfología y si color marrón) y coronas de reacción; plagioclasa de subhedral a anhedral, con fracturas, bordes y centros corroídos y con maclas polisintéticas. Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>; microfenocristales de olivino de subhedral a anhedral con bordes de corrosión y coronas de reacción; microfenocristales de piroxenos aciculares y con <i>twinning</i>. Vesículas: Redondeadas y coalescentes; cubren ~ 70 % de la superficie del clasto.</p>
42	ZAC-14279 T	<p>Los clastos presentes en esta lámina se han dividido en clastos claros (TV) y clastos oscuros (TD). <u>1.- TD</u> Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados. Textura: Vesicular, porfídica e intersticial; Matriz oscura criptocristalina. Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral, con fracturas e inclusiones y bordes de corrosión y coronas de reacción; plagioclasa con bordes y centros corroídos, con maclas simples y polisintéticas, con zonación y <i>twinning</i>. Vesículas: Redondeadas y algunas coalescente; en algunos clastos cubren ~30% de la superficie del clasto, en otros son irregulares y alargadas y cubren ~60 % de la superficie del clasto. Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; microfenocristales de piroxeno acicular con <i>twinning</i>, con golfos de corrosión y bordes de reacción; microfenocristales de minerales opacos. <u>2.- TV</u> Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados. Textura: Microvesicular, porfídica y traquítica Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral esqueletal, con fracturas y múltiples inclusiones (posiblemente cromitas, por su morfología cubica y su color marrón); plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; piroxenos de euhedral a subhedral tabulares y aciculares, con fracturas y <i>twinning</i>. Vesículas: Microvesículas irregulares (~> 0,03 mm de diámetro) Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>; piroxenos tabulares y aciculares con <i>twinning</i>; olivino de euhedral a subhedral, con fracturas y golfos de corrosión.</p>
43	ZAC-14279 Q	<p>Morfología: Irregular, sub-angular y sub-redondeados. Textura: Vesicular, porfídica e intersticial. Fenocristales: Olivino subhedral, con fracturas e inclusiones y bordes de corrosión y coronas de reacción (en algunos crecen óxidos de color rojizo-marrón); plagioclasa de euhedral a subhedral con bordes y centros corroídos, maclas simples y polisintéticas, con zonación y <i>twinning</i>, algunas presentan inclusiones. Vesículas: Redondeadas y algunas coalescente; cubren ~70% de la superficie del clasto.</p>

		Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i> ; microfenocristales de olivino de subhedral a anhedral con centros corroídos y golfos de corrosión, microfenocristales y microlitos de piroxeno acicular y con <i>twinning</i> .
	Lavas	
45	ZAC-14293	Textura: Porfídica, traquítica y variolítica. Fenocristales: Olivino de euهدral a subhedral esqueletal, con múltiples fracturas e inclusiones de minerales opacos, y coronas de reacción; plagioclasa de subhedral a anhedral con bordes y superficies de corrosión maclas simples y polisintéticas, zonación y <i>twinning</i> . Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i> ; microfenocristales de olivino subhedral. Vesículas: Semiesféricas ($\sim >0.3$ mm de diámetro), algunas coalescentes; cubren $\sim 15\%$ de la superficie de la lamina.
46	ZAC-14283	Textura: Vesicular, Intergranular, criptocristalina. Fenocristales: Olivino subhedral y subhedral esqueletal, con múltiples fracturas, centros y golfos de corrosión e inclusiones de óxidos; plagioclasa de subhedral a anhedral con fracturas, maclas simples y polisintéticas, con <i>twinning</i> , bordes y superficies de corrosión, algunas presentan coronas de reacción, con asociaciones de piroxenos. Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa, tabular y con <i>twinning</i> , piroxenos de subhedral a anhedral, con <i>twinning</i> , diseminados por la matriz; olivino euهدral tabular y anhedral, con fracturas y con centros corroídos, Vesículas: Semiesféricas y algunas coalescentes ($\sim > 0.03$ mm de diámetro); cubren $\sim 20\%$ de la superficie de la lamina. Mayor número de vesículas en las bandas claras. Otros: Se exhibe un bandeamiento paralelo, que cambia de color oscilando entre gris y marrón, la diferencia notoria se exhibe en el número de vesículas, en las zonas claras el número de vesículas aumenta, y la textura se nota traquítica.
47	ZAC-14284A	Textura: Porfídica y pilotaxítica. Fenocristales: Olivino de subhedral a anhedral con fracturas, bordes de corrosión y algunos presentan corona de alteración e inclusiones (cromitas, por su morfología y color marrón), presentan un alto grado de alteración, Iddingsita creciendo en su superficie y sus bordes; plagioclasa de subhedral a anhedral, con bordes de corrosión, con maclado simple y polisintético, presentan zonación, <i>twinning</i> e inclusiones; biotita subhedral esqueletal, con buena exfoliación y con bordes alterados con óxidos (minerales opacos, posiblemente magnetita, por su morfología y color opaco) en crecimientos. Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i> ; numerosos microfenocristales de olivino subhedral y subhedral, con fracturas, golfos y centros de corrosión; microfenocristales de piroxeno acicular y tabular, algunos presentan <i>twinning</i> . Otros: Aglomerados de plagioclasa con microlitos de piroxeno y minerales opacos (~ 1.5 mm en tamaño). En la parte superior de la lamina se visualiza una zona de tonalidad cobriza, este color lo obtienen de las plagioclasas alteradas con Iddingsita. Xenolito de ~ 6 mm de longitud, de textura pilotaxítica con fenocristales de olivino subhedral, con fracturas, bordes, golfos centros corroídos e inclusiones; microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i> ; microlitos de piroxeno con <i>twinning</i> y microlitos de óxidos. Xenolito de ~ 7 mm en tamaño, de textura pilotaxítica, con fenocristales de olivino subhedral y subhedral, con fracturas, bordes de corrosión e inclusiones, con piroxeno con alto grado de alteración, acicular con múltiples fracturas y <i>twinning</i> .
48	ZAC-14284B	Textura: Vesicular, traquítica, porfídica, vítrea. Fenocristales: Olivino de euهدral a subhedral esqueletal, con fracturas, bordes y centros corroídos, con coronas de reacción, algunos presentan crecimiento de oxido en los bordes (posiblemente Iddingsita), plagioclasa de subhedral a anhedral con fracturas y superficies y

		<p>bordes de corrosión, maclas simples y polisintéticas.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa euhedral tabular, con <i>twinning</i>,</p> <p>Vesículas: Microvesículas esféricas y algunas coalescentes (~ 0.05 mm); cubren ~ 10% de la lamina, y están presentes en mayor número en las bandas claras.</p> <p>Otros: Bandas irregulares, paralelas, discontinuas y de textura vítrea se encuentran en la zona superior de la lamina y son visibles en menor número en la parte inferior de la lamina, es de notar que en algunas bandas las vesículas se encuentran alineadas, de la misma manera que los microfenocristales en la matriz están alineados paralelamente a las bandas.</p>
49	ZAC-14282	<p>Textura: Vesicular, Porfídica, criptocristalina.</p> <p>Fenocristales: Olivino subhedral y subhedral esqueletal, con fracturas, coronas de reacción, inclusiones de óxidos y centros corroídos, escasa plagioclasa subhedral, con bordes y superficies de corrosión, maclas simples y polisintéticas.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular con <i>twinning</i>, microfenocristales de piroxeno acicular y tabular con zonación, olivino subhedral con centros corroídos y con leves fracturas.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas (~>0.05 mm) y algunas coalescentes; cubren ~ 60 % de la lamina.</p>
50	ZAC-14280	<p>Textura: Densa, traquítica, porfídica e intergranular.</p> <p>Fenocristales: Olivino subhedral y anhedral con fracturas, algunos presentan coronas de reacción y centros de corrosión; plagioclasa anhedral con bordes y centros corroídos e inclusiones de vidrio y de óxidos, maclas simples y polisintéticas.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de piroxeno de subhedral a anhedral, con <i>twinning</i> y zonación; plagioclasa acicular con <i>twinning</i>; olivino subhedral con fracturas, bordes y centros corroídos y microlitos de minerales opacos (quizá magnetita)</p>
51	ZAC-14285	<p>Textura: Vesicular, porfídica e Intersertal, criptocristalina.</p> <p>Fenocristales: Olivino de subhedral a anhedral con fracturas, bordes y centros corroídos e inclusiones (posiblemente cromitas); plagioclasa de subhedral a anhedral con bordes y superficies de corrosión, maclas simples y polisintéticas, zonación, algunas con inclusiones y coronas de reacción.</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de plagioclasa acicular y con <i>twinning</i>; microfenocristales de olivino subhedral con fracturas y centros corroídos. Microlitos de minerales opacos esparcidos por la matriz.</p> <p>Vesículas: Semiesféricas y algunas coalescentes (~ > 0.03 mm de diámetro); cubren ~ 50% de la superficie de la lamina.</p>
52	ZAC-14281 B	<p>Textura: Vesículas, porfídica, criptocristalina. (Figura 26)</p> <p>Fenocristales: Olivino de euhedral a subhedral , con fracturas, coronas de reacción, bordes y centros de corrosión y numerosas inclusiones (posiblemente cromitas por la morfología y color marrón)</p> <p>Cristales en la matriz: Microfenocristales de piroxenos tabulares y con <i>twinning</i>, plagioclasa tabular y con <i>twinning</i></p> <p>Otros: Aglomerados de olivinos (~ 0.8 mm en tamaño).</p>
Xenolito		
53	ZAC-14282B	<p>Textura: Hipidiomórfica granular (grano medio a grueso). (Figura 27)</p> <p>Fenocristales: Cuarzo de subhedral a anhedral, algunos presentan bordes corroídos, golfos de corrosión, fracturas, maclas simples y polisintéticas e inclusiones fluidas; feldespatos con bordes y golfos de corrosión, zonamiento. Plagioclasa altamente alterada con bordes y golfos de corrosión, con maclas polisintéticas e inclusiones fluidas.</p> <p>Vesículas: Presenta vesículas posiblemente como resultado de la inmersión en el fluido magmático durante la erupción.</p> <p>Otros: Se observan en algunas zonas, superficies de disolución y microfenocristales alargados de color café, algunos presentan una morfología dendrítica de color rojizo.</p>

	Notas:	La escala que define los tañamos de cristales es: Fenocristales > 0.3 mm Microfenocristales 0.3 - 0.03 mm Microlitos < 0.03 mm El término denso se utiliza para denominar escasos o ausencia de vesículas. El término marrón es análogo a café oscuro usado en el texto.
--	---------------	--