



# **CARACTERIZACIÓN DE LOS PRODUCTOS VOLCÁNICOS DEL VOLCÁN EL ESCONDIDO Y PROPUESTA DE UN MODELO EVOLUTIVO**

**Laura Sánchez Torres**

**Trabajo de grado para optar al título de GEÓLOGA**

**Director**

**Hugo Murcia PhD**

**Asesores**

**Carlos Borrero BSc**

**Johana Gómez Arango BSc**

**UNIVERSIDAD DE CALDAS**

**FACULTAD CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES**

**PROGRAMA DE GEOLOGÍA**

**MANIZALES**

**2017**



## Nota de aceptación

---

---

---

---

Manizales, Agosto de 2017.



## **DEDICATORIA**

A mi madre por su gran amor, por su esfuerzo y dedicación, su entrega total hace de mí una mejor persona.

A mi padre por ser mi polo a tierra, por su lucha constante, por ser mi refugio y la persona que más me llena de alegría y paciencia.

A mi hermana por su hermosa compañía y por llenar mi vida de risas y buenos momentos.

A mis abuelos, los amo con el alma.

A toda mi familia por su gran apoyo y cariño.



## AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a Hugo por su orientación, por sus conocimientos, sus buenos consejos, sus críticas constructivas y sobre todo por su amistad, gracias por fomentar en mi la pasión por la investigación y por aumentar mi gusto por los volcanes, gracias por demostrarme que cuando se trabaja con amor y dedicación en realidad se disfruta de lo que se hace.

A Joha por su gran asesoría por enseñarme tantas cosas, por sus comentarios, su dedicación, paciencia y por su linda amistad.

Al geólogo Carlos Borrero por su asesoría y por hacer posible todo este proyecto.

Al Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) y al profesor Andrés Pardo por abrirme las puertas y dejarme hacer parte de su equipo de trabajo. Un agradecimiento especial a Don David, Rubén, Mauro, Don Gus, Doña María Dolly por sus valiosas ayudas y por siempre atenderme de la mejor manera.

A Roberto Serna por su compañía, su gran apoyo, por siempre estar para mí y por darme las palabras de ánimo cuando sentía desfallecer.

Agradezco inmensamente a mis amigos Paco, Piedra y Cami por su gran ayuda en este trabajo por sus comentarios y por su gran amistad. A Ana Toro por su colaboración y por su buena compañía en campo.

A todos mis compañeros y amigos que llenaron este camino de alegrías y aventuras especialmente a Piedra, Lau V, Manu, Ana, Clau, Lote, Sánchez son los mejores. A mis Niñas (Juli, Eli, Kathe, Cami) gracias por tantas alegrías y risas por sus consejos y los buenos momentos.

A todos los profesores del Programa de Geología de la Universidad de Caldas, por sus enseñanzas y por forjarme como profesional.



## CONTENIDO

RESUMEN .....	1
1. INTRODUCCIÓN .....	2
2. OBJETIVOS .....	5
2.1. OBJETIVO GENERAL.....	5
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	5
3. LOCALIZACIÓN.....	6
3.1 VÍAS DE ACCESO .....	6
4. MARCO GEOLÓGICO- ESTRUCTURAL.....	7
4.1. VOLCÁN EL ESCONDIDO .....	11
5. MARCO TEÓRICO.....	13
5.1 VULCANISMO MONOGENÉTICO.....	13
5.1.1 Domos de lava.....	14
5.1.2 Flujos de lava .....	15
5.1.3 Conos piroclásticos .....	15
5.1.4 Conos de toba.....	16
5.1.5 Anillos de toba .....	17
5.1.6 Maares.....	17
5.2 CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA .....	18
6. METODOLOGÍA.....	21
6.1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA .....	21
6.2. TRABAJO DE CAMPO .....	22
6.3. TRABAJO DE LABORATORIO.....	22
6.3.1 Análisis de componentes.....	22
6.3.2 Análisis en microscopio electrónico de barrido (MEB) .....	23
6.3.3 Vesicularidad en pómez.....	24
6.3.4 Análisis petrográfico .....	25
6.3.5 Análisis químicos de roca total .....	26



6.4. TRABAJO DE OFICINA Y ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL .....	26
7. RESULTADOS.....	27
7.1 ESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS VOLCANICLÁSTICOS DEL VOLCÁN EL ESCONDIDO .....	27
7.2 ANÁLISIS DE COMPONENTES .....	34
7.2.1 M-LST 1.....	35
7.2.2 M-LST 2.....	42
7.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO EN MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO ..	49
7.3.1. M-LST 1.....	49
7.3.2. M-LST 2.....	52
7.4 ANÁLISIS DE VESICULARIDAD EN FRAGMENTOS DE PÓMEZ .....	55
7.5 ANÁLISIS PETROGRÁFICOS.....	57
7.5.1 Descripción petrográfica de cada muestra .....	57
7.5.2 Descripción microscópica de minerales.....	65
7.6 ANÁLISIS QUÍMICOS DE ROCA TOTAL .....	65
8. DISCUSIÓN .....	72
8.1 ¿VULCANISMO PREVIO AL VOLCÁN EL ESCONDIDO?.....	72
8.2 TIPO DE FRAGMENTACIÓN: ¿MAGMÁTICA O FREATO-MAGMÁTICA?.....	73
8.3 DEPÓSITOS DE IGNIMBRITAS EN VULCANISMO MONOGENÉTICO .....	76
8.4 CONFIGURACIÓN MORFOLÓGICA DE LA ESTRUCTURA VOLCÁNICA ACTUAL... ..	78
8.5 MODELO EVOLUTIVO DEL VOLCÁN EL ESCONDIDO .....	80
9. CONCLUSIONES .....	83
10. REFERENCIAS.....	85



## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Mapa de localización del volcán El Escondido.....	3
<b>Figura 2.</b> Tectónica regional en la esquina noroccidental de Suramérica. ....	8
<b>Figura 3.</b> Mapa geológico del volcán El Escondido .....	10
<b>Figura 4.</b> Fotografías del volcán El Escondido.....	12
<b>Figura 5.</b> Representación esquemática de volcanes monogenéticos tipo domos y flujos de lava	15
<b>Figura 6.</b> Representación esquemática de un volcán monogenético tipo cono piroclástico.....	16
<b>Figura 7.</b> Representación esquemática de un volcán monogenético tipo cono de toba.....	16
<b>Figura 8.</b> Representación esquemática de un volcán monogenético tipo anillo de toba. ....	17
<b>Figura 9.</b> Representación esquemática de un volcán monogenético tipo maar. ....	18
<b>Figura 10.</b> Esquemas ilustrativos de orígenes de CDPs en vulcanismo monogenético. ....	20
<b>Figura 11.</b> Estratigrafía general de los depósitos del volcán El Escondido.....	29
<b>Figura 12.</b> Representación fotográfica de la unidad 1 (U1).....	30
<b>Figura 13.</b> Representación fotográfica de la unidad 2 (U2).....	30
<b>Figura 14.</b> Representación fotográfica de la unidad 3 (U3).....	31
<b>Figura 15.</b> Representación fotográfica de la unidad 4 (U4).....	32
<b>Figura 16.</b> Representación fotográfica de la unidad 5 (U5).....	33
<b>Figura 17.</b> Representación fotográfica de la unidad 6 (U6).....	34
<b>Figura 18.</b> Representación gráfica de componentes en M-LST1.....	37
<b>Figura 19</b> Fotografías de los componentes pertenecientes a la muestra M-LST1.....	38
<b>Figura 20.</b> Representación gráfica de componentes en M-LST2.....	43
<b>Figura 21.</b> Fotografía de los componentes pertenecientes a M-LST 2. ....	45
<b>Figura 22.</b> Representación fotográfica de la variedad de vesículas en la muestra M-LST 1.....	50
<b>Figura 23.</b> Representación fotográfica de la variedad de vesículas en la muestra M-LST 2.....	53



<b>Figura 24.</b> Histograma de frecuencias de valores de vesicularidad en fragmentos de pómez.....	56
<b>Figura 25.</b> Representación fotográfica de la petrografía de la muestra B1.....	59
<b>Figura 26.</b> Representación fotográfica de la petrografía de la muestra L1.....	60
<b>Figura 27.</b> Representación fotográfica de la petrografía de la muestra P1.....	63
<b>Figura 28.</b> Representación fotográfica de la petrografía de la muestra P2.....	64
<b>Figura 29.</b> Diagramas de clasificación para las muestras analizadas.....	67
<b>Figura 30.</b> Diagramas Harker de sílice vs elementos mayores.....	68
<b>Figura 31.</b> Diagramas Harker de sílice vs elementos traza.....	69
<b>Figura 32.</b> Diagramas de variación de Zr vs óxidos mayores.....	70
<b>Figura 33.</b> Perfiles topográficos del volcán El Escondido.....	79
<b>Figura 34.</b> Fotografía del volcán El Escondido.....	80
<b>Figura 35.</b> Modelo evolutivo del volcán El Escondido.....	82





## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Clases de vesicularidad de con base en su porcentaje. ....	25
<b>Tabla 2.</b> Descripción detallada por componente de la muestra M-LST 1.....	39
<b>Tabla 3.</b> Descripción detallada por componente de la muestra M-LST 2.....	46
<b>Tabla 4.</b> Porcentaje de los componentes de las cuatro muestras analizadas petrográficamente..	57
<b>Tabla 5.</b> Propiedades ópticas de los minerales.....	65
<b>Tabla 6.</b> Valores químicos de roca total para las muestras de El Escondido y San Diego. ....	71



## RESUMEN

El volcán El Escondido es un volcán monogenético que se localiza en la Cordillera Central al nororiente del departamento de Caldas, Colombia. Este volcán se encuentra dentro del Parque Nacional Natural Selva de Florencia y hace parte del denominado Campo Volcánico Monogenético Samaná (CVMS), el cual se encuentra ubicado en la parte norte de la Provincia Volcano Tectónica San Diego – Cerro Machín (PVTSC). La morfología de El Escondido, además del tipo de productos emitidos, permite clasificarlo como un volcán tipo cono piroclástico. Los depósitos volcanoclásticos del volcán El Escondido revelan un espectro de depósitos de corriente de densidad piroclástica (i.e concentradas y diluidas), así como depósitos volcanoclásticos secundarios (i.e lahares) que permiten interpretar su historia eruptiva. La caracterización de sus productos, a través de diversos análisis composicionales y texturales evidencian diferencias mineralógicas, químicas y morfológicas entre los fragmentos involucrados en la erupción. Un remanente de un domo presente en límite sur del volcán, evidencia también una estructura volcánica previa a la formación del volcán. Los análisis de los productos reflejan que tanto la fragmentación magmática como la freato-magmática hicieron parte del proceso eruptivo. Así, se propone un modelo evolutivo para el volcán El Escondido el cual contempla la apertura de un cráter cerca de la estructura dómica pre-existente y la continuidad de su formación a partir de erupciones magmáticas y freato-magmáticas asociadas con la interacción intermitente del magma con un acuífero confinado asociado al basamento ígneo-metamórfico en el cual se emplazó el volcán. Actualmente, el edificio volcánico es un remanente del cono piroclástico inicialmente formado, debido a los procesos denudativos asociados con las condiciones climáticas muy húmedas de la región, hicieron, entre otras cosas, que el flanco sur colapsara.

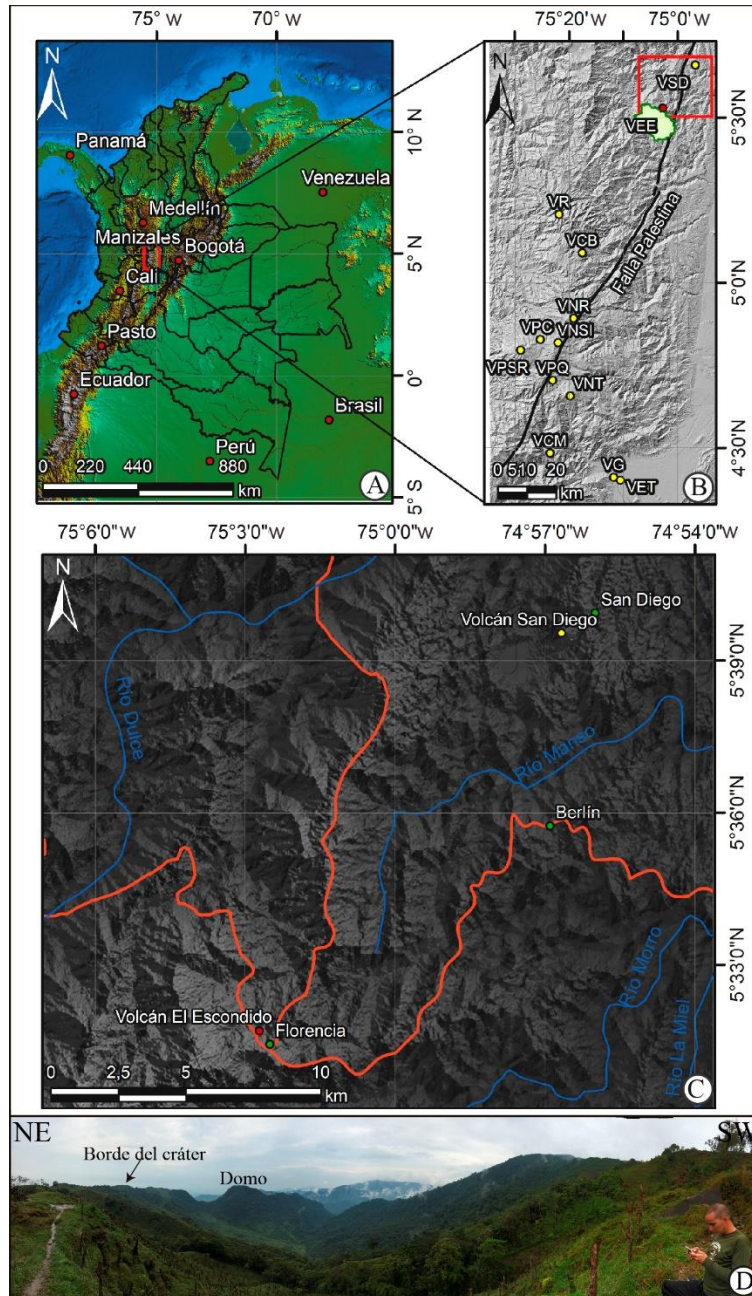


## 1. INTRODUCCIÓN

El Escondido es un volcán monogenético localizado en el flanco oriental de la parte media de la Cordillera Central de Colombia (Fig. 1A). Este volcán, hace parte del vulcanismo más septentrional de la cadena volcánica de los Andes que está representado por la denominada Provincia Volcano Tectónica San Diego - Cerro Machín (PVTSC; Martínez et al., 2014; Fig. 1B). En esta provincia, el sistema de fallas de Palestina (Fig. 1B) es el responsable del ascenso del magma y por ende de la existencia de las estructuras volcánicas (Feininger, 1970; CHEC, 1983; Mejía & Toro, 1989; Toro-Toro et al., 2010).

El volcán El Escondido hace parte del Campo Volcánico Monogenético Samaná (CVMS), un campo con al menos tres volcanes (cf. Borrero et al., 2016; Murcia et al., 2017). Morfológicamente este volcán es difícil de observar debido a su intensa erosión y a que se encuentra en una zona altamente montañosa con relieves abruptos y valles muy pronunciados (Fig. 1C); no obstante, se observa su cráter interrumpido hacia la parte sur y un domo en el límite sur oriental del volcán (Fig. 1D). Los depósitos volcanoclásticos de El Escondido, han sido datados en  $36,030 \pm 380$  y  $33,550 \pm 280$  años AP (Monsalve & Arcila, 2016).

El presente trabajo, se enfoca en la definición de los depósitos volcanoclásticos asociados al volcán El Escondido y en la caracterización composicional y textural de algunos de estos depósitos, con el objeto de avanzar en el entendimiento de la dinámica eruptiva durante su historia de formación.



**Figura 1.** Mapa de localización de la zona de estudio. (A) Mapa de Colombia y localización del área circundante al volcán El Escondido. (B) Modelo de elevación digital donde se observan los volcanes pertenecientes a la PVTSC; el polígono verde representa el Parque Nacional Natural Selva de Florencia. (C) Modelo de elevación digital donde se observa el volcán San Diego, el volcán El Escondido y las poblaciones aledañas, así como los ríos y las principales vías de acceso (en rojo). (D) Fotografía panorámica del volcán El Escondido donde se observa el borde del cráter y el domo en el límite suroriental. Abreviaciones: (VSD) Volcán San Diego, (VEE) Volcán El Escondido, (VR) Volcán Romeral, (VCB) Volcán Cerro Bravo, (VNR) Volcán Nevado de Ruiz, (VPC) Volcán Paramillo de El Cisne, (VNSI) Volcán Nevado de Santa Isabel, (VPSR) Volcán Paramillo de Santa Rosa, (VPQ) Volcán Paramillo del Quindío, (VNT) Volcán Nevado del Tolima, (VCM) Volcán Cerro Machín, (VG) Volcán Guacharacos, (VET) Volcán El Tabor.



Para la caracterización composicional de los depósitos se realizaron análisis de fragmentos de la matriz en lupa binocular, análisis de fragmentos mayores en microscopio petrográfico y análisis químicos de roca total. Para la caracterización textural se realizaron análisis morfológicos de fragmentos de vidrio vesiculado en microscopio electrónico de barrido (MEB) y análisis de vesicularidad en fragmentos de pómez. Este trabajo pretende aportar información nueva sobre el tipo de actividad volcánica en el CVMS y de esta manera proveer datos adicionales para una futura evaluación de la amenaza en la región teniendo en cuenta que no se descartan erupciones similares en la zona.



## 2. OBJETIVOS

### 2.1. OBJETIVO GENERAL

Realizar una caracterización composicional y textural de los productos volcánicos asociados al volcán El Escondido y proponer un modelo evolutivo.

### 2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Definir las unidades de los depósitos volcanoclásticos generados por la actividad del volcán.
- Caracterizar composicionalmente los depósitos a partir de análisis en lupa binocular, así como análisis petrográficos y geoquímicos.
- Realizar una aproximación a los mecanismos de fragmentación involucrados en la erupción que dio origen al volcán, por medio de la descripción de parámetros morfológicos y de vesicularidad en fragmentos de pómez.
- Realizar un modelo evolutivo de la formación del volcán El Escondido.



### 3. LOCALIZACIÓN

El volcán El Escondido (N 5°30.847', W 75° 02.845', 1670 msnm) se localiza en el flanco oriental de la Cordillera Central (Fig. 1A), en el Parque Nacional Natural Selva de Florencia, a 75 km al NE de Manizales y a 144 km al NW de la capital Bogotá (Fig. 1B). Los productos del volcán se encuentran infrayaciendo la población de Florencia (1014 habitantes, Alcaldía de Samaná), un corregimiento jurisdicción del municipio de Samaná, al E del departamento de Caldas. El Escondido, se encuentra a 11 km al SW del volcán San Diego (Fig. 1C) y a 50 km del volcán poligenético mas septentrional de la PVTSC (i.e. volcán Romeral).

#### 3.1. VÍAS DE ACCESO

La principal vía de acceso a El Escondido es la vía que comunica al municipio de Norcasia con el corregimiento de Berlín y a su vez con el corregimiento de Florencia, ambos pertenecientes al municipio de Samaná en el departamento de Caldas (Fig. 1C). Al volcán El Escondido se puede acceder a través de senderos ecológicos ubicados dentro del Parque Nacional Natural Selva de Florencia.

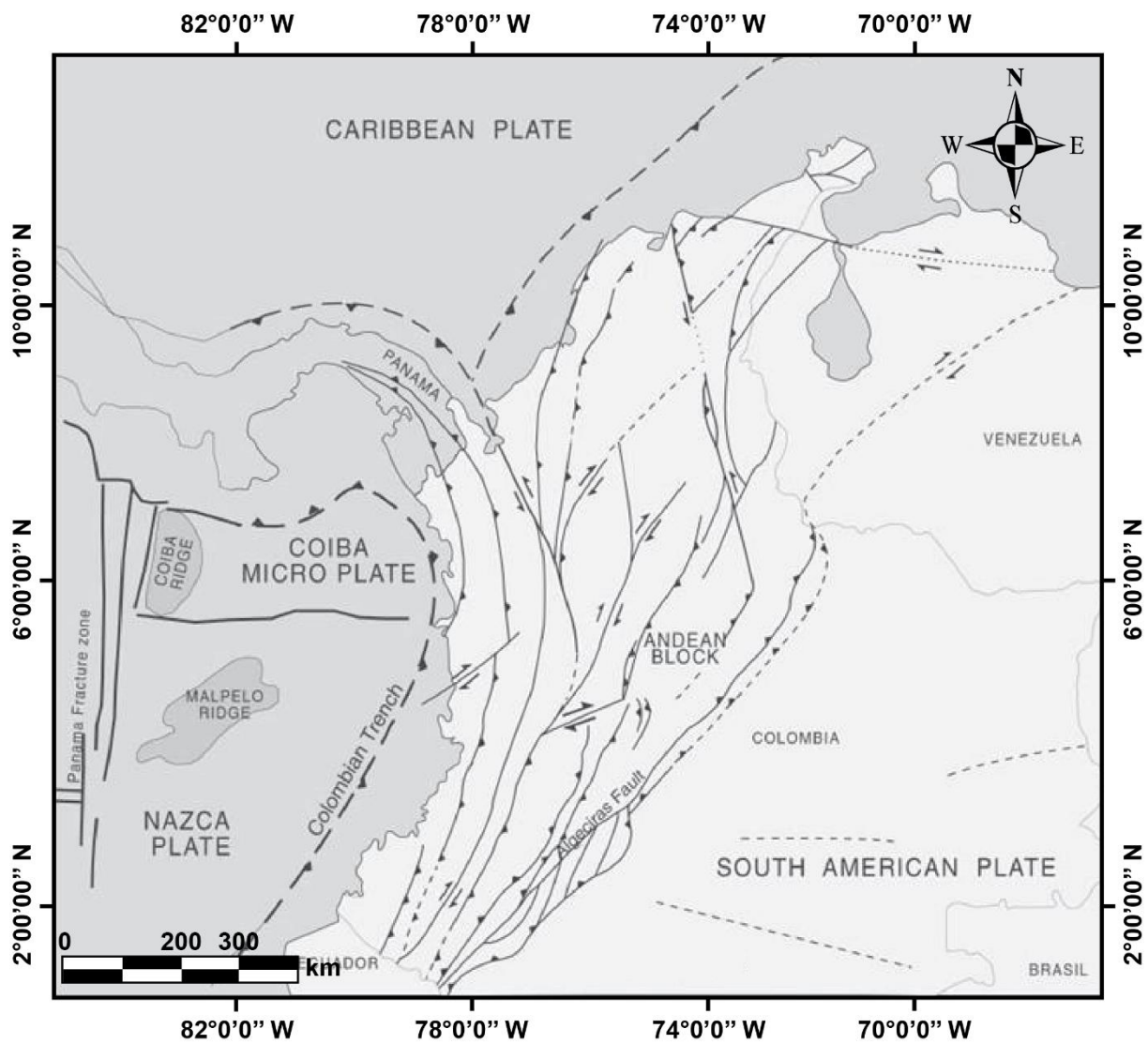
#### 4. MARCO GEOLÓGICO- ESTRUCTURAL

La esquina noroccidental de Suramérica representa la convergencia de las placas Suramericana, Caribe, Nazca y las microplacas Coiba y Panamá (Taboada et al., 2000; Bohórquez et al., 2005; Acosta et al., 2007) (Fig. 2); esta margen occidental se caracteriza por presentar una trinchera oceánica, cadenas de volcanes activos, cordilleras montañosas longitudinales y sismicidad profunda (Hall & Wood, 1985). Una de las cadenas de volcanes activos es la PVTSC, una provincia que es producto de la subducción de la placa Nazca bajo la placa Suramericana (Pennington, 1979; Taboada et al., 2000), a una velocidad de 56 mm/año (Trenkamp et al., 2002). La interacción entre estas dos placas, genera un régimen de esfuerzos transpresivos en la zona de estudio, el cual se manifiesta en el sistema de falla de Palestina con tendencia NE-SW (Fig. 1B) (Cortés & Angelier, 2005). La falla Palestina fue definida por Feininger (1970) como una falla de rumbo dextrolateral que atraviesa la Cordillera Central sobre 350 km de longitud desde el río Quindío al S, hasta la Serranía de San Lucas al N. El rumbo de esta falla coincide con la alineación de los cuerpos volcánicos sobre el eje de la cordillera al igual que con los volcanes San Diego y El Escondido (Borrero et al., 2016). Trabajos como los de Feininger (1970), CHEC (1983), Mejía & Toro (1989), y Toro-Toro et al. (2010) han sugerido que la falla tiene algún grado de control estructural sobre los procesos de ascenso magmático.

Litológicamente el área se encuentra compuesta por rocas metamórficas Triásicas que hacen parte del Complejo Cajamarca (Fig. 3A); González (1989) le asigna este nombre al conjunto de rocas metamórficas que conforman el núcleo de la Cordillera Central. Esta unidad está compuesta por esquistos sericíticos, esquistos actinolíticos y esquistos cloríticos, cuarcitas y mármoles en facies esquistos verdes (Maya & González, 1995; Maya, 2001). El Complejo Cajamarca se encuentra en contacto fallado (Falla Palestina) con el Complejo Ígneo Samaná



(Fig. 3A), que composicionalmente corresponde a una diorita con variaciones a diorita cuarzosa, tonalita, granodiorita y gabros hornbléndico - piroxénicos (González, 1991); a esta unidad plutónica se le ha asignado una edad K/Ar en hornblenda de  $119 \pm 10$  Ma (Cretácico Inferior) (Vesga & Barrero, 1978). El Complejo Ígneo Samaná está relacionado con la Alaskita de Samaná, la cual se encuentra al borde E del Complejo; composicionalmente, esta unidad corresponde a tonalitas y granitos de edad Cretácico Inferior, la cual, también se encuentra en contacto fallado (Falla Palestina) con el Complejo Cajamarca (González, 1991)

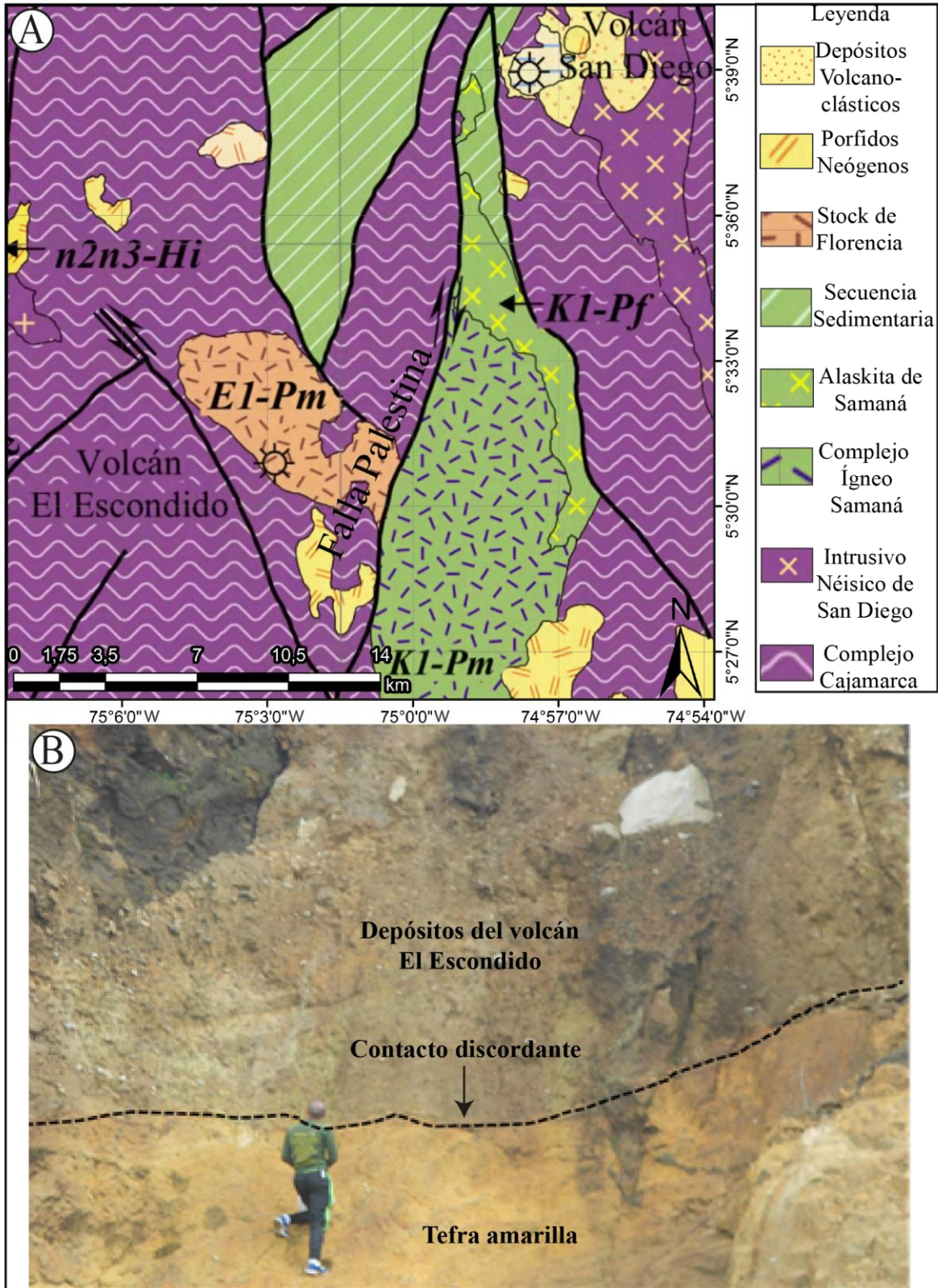


**Figura 2.** Tectónica regional en la esquina NW de Suramérica (Tomado de Acosta et al., 2007)



Al N del volcán El Escondido se encuentra una secuencia sedimentaria de edad Cretácico Inferior (Fig. 3A), compuesta por conglomerados y cuarzoarenitas que gradan a limolitas y lodolitas oscuras con intercalaciones de arenitas y conglomerados (Gómez et al., 2015). Específicamente infrayaciendo el volcán El Escondido se encuentra ubicado el Stock de Florencia (Fig. 3A); este es un cuerpo con una edad K/Ar en biotita de  $54.9 \pm 9$  Ma (Barrero & Vesga, 1976) que intruye al Complejo Cajamarca, y que tiene composición cuarzodiorítica a tonalítica biotítica (González, 1991). En la zona también se encuentra una serie de cuerpos plutónicos de edad Neógeno y composición diorítica, cuarzodiorítica, granodiorítica y tonalítica (Gómez et al., 2015) (Fig. 3A).

Los depósitos volcánicos del volcán El Escondido se encuentran sobre la unidad definida por Borrero et al. (2016) como Tefra amarilla de edad Pleistoceno, la cual es una secuencia piroclástica de color amarilla a marrón que contiene ricos horizontes de ceniza fina, fragmentos de pómez tamaño lapilli y líticos sub-volcánicos; es muy característico la presencia de cuarzo bi-piramidal. Esta unidad se extiende en todo el E del departamento de Caldas (Fig. 3B).



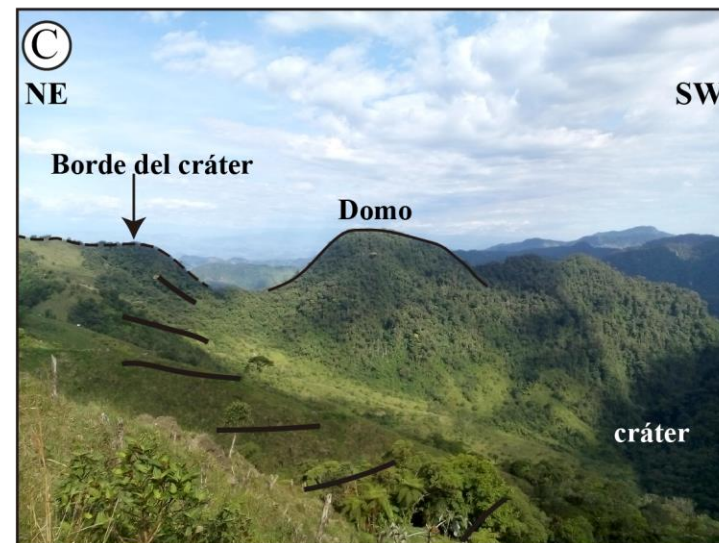
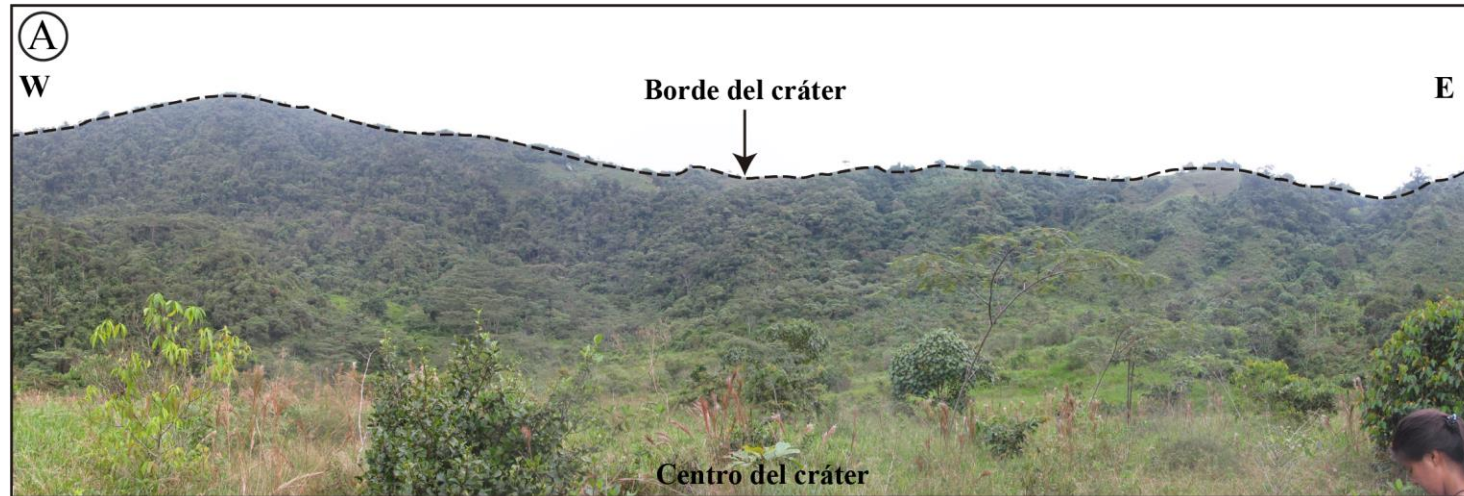
**Figura 3.** (A) Mapa geológico donde se observan las principales unidades definidas en la zona de estudio (Gómez et al., 2015). (B) Contacto discordante, línea punteada, entre la Tefra amarilla y los depósitos del volcán El Escondido. Fotografía: Carlos Borrero.



#### 4.1. VOLCÁN EL ESCONDIDO

El volcán El Escondido es un volcán que por su fisiografía y el tipo de productos emitidos corresponde a un cono piroclástico, es decir, tiene forma cónica y pendientes pronunciadas; su edificio está formado principalmente por la acumulación alrededor del centro de emisión de depósitos volcanoclásticos.

El cráter del volcán El Escondido es casi circular con un eje máximo de 1.4 km y un eje mínimo de 1.1 km (Fig. 4A); sus flancos tienen pendientes de entre 10 y 15° (Fig. 4B), y su cráter se encuentra abierto hacia la parte sur. El cono piroclástico tiene una diferencia de altura desde la base del cráter hasta el borde del cono de 230 m y en su límite SE alberga un domo conocido en la región con el nombre de “Pelahuevos” (Fig. 4C).



**Figura 4.** Fotografías del volcán El Escondido. (A) Panorámica tomada dentro del cráter donde se observa parte del mismo. (B) Fotografía tomada desde el “Cerro de La Cruz” donde observa el flanco norte del volcán El Escondido. (C) Fotografía tomada desde el borde del cráter donde se observa el domo en el límite SE del volcán.

## 5. MARCO TEÓRICO

### 5.1 VULCANISMO MONOGENÉTICO

Los volcanes monogenéticos son pequeñas estructuras (volumen  $<1 \text{ km}^3$ ) que se forman por episodios singulares de actividad volcánica, es decir hacen erupción una sola vez dentro de un periodo de tiempo definido; debido a que durante su formación no hay evidencia clara de pausas en la actividad eruptiva, se sabe que el periodo de tiempo de construcción generalmente no sobrepasa décadas (Kereszturi & Németh, 2012; De Silva & Lindsay, 2015; Smith & Németh, 2017).

En sistemas volcánicos monogenéticos, el magma generalmente no se acumula en reservorios o cámaras sino que asciende directa y rápidamente desde la fuente hasta la superficie a través de distintas gotas de magma, por lo tanto, el estilo eruptivo de estos volcanes puede ser efusivo o explosivo y son fuertemente controlados por características del sistema magmático y el ambiente superficial (Murcia, 2015; Martí et al., 2016; Smith & Németh, 2017). Valentine & Greg (2008) plantean que es posible la ocurrencia simultánea de comportamientos explosivos y efusivos en un mismo conducto volcánico, esto sería en función de la composición, la tasa de ascenso, desgasificación y múltiples procesos.

En sistemas monogenéticos durante el ascenso de las gotas de magma a través de conductos simples se presenta poca interacción con las rocas corticales que se encuentran en el camino, por lo tanto, la composición de estos volcanes es comúnmente básica, sin embargo, se pueden presentar composiciones ácidas debido a que una gota de magma es generada en un evento de fundido y con una composición química definida (Smith & Németh, 2017)

Algunos autores proponen que la fuente magmática de este tipo de volcanes es profunda y subvertical, inclusive hasta profundidades mantélicas (De la Cruz-Reyna & Yokoyama, 2011;

Smith & Németh, 2017), sin embargo, Borrero et al. (2016) plantean que la fuente puede derivarse de reservorios magmáticos a profundidades intermedias (i.e.  $< \sim 20$  km). Este tipo de vulcanismo ocurre en cualquier ambiente tectónico, siendo más común en ambientes intraplaca (Németh, 2010; Murcia, 2015).

La ocurrencia de varios volcanes monogenéticos en un área específica forma un campo volcánico monogenético (Cañon-Tapia, 2016), los cuales pueden ser campos volcánicos pequeños ( $< 50$  volcanes en una área  $< 1000$  km<sup>2</sup>) o campos volcánicos grandes ( $> 50$  volcanes en un área  $> 1000$  km<sup>2</sup>) (Connor & Conway, 2000)

Smith & Németh (2017) proponen que los volcanes de volumen pequeño pueden ser clasificados como monogenéticos o poligenéticos usando dos criterios principales como las características petrogenéticas o la arquitectura volcánica. De esta manera plantean un espectro entre estos dos tipos de vulcanismo e incluyen los campos volcánicos. Autores como Kereszturi & Németh (2012) y Martí et al. (2016) explican que la construcción de un edificio volcánico monogenético se da por combinación de parámetros internos y externos produciendo gran variedad de estilos eruptivos, morfología de edificios y distintos depósitos volcanoclásticos.

La morfología de las estructuras volcánicas está controlada por el mecanismo eruptivo. La fragmentación magmática con bajo contenido de volátiles forma edificios volcánicos tipo domos de lava y flujos de lava; el magma con alta concentración de volátiles produce conos piroclásticos; por el contrario, la fragmentación por interacción magma - agua forma edificios volcánicos tipo conos de toba, anillos de toba y maares (Kereszturi & Németh, 2012).

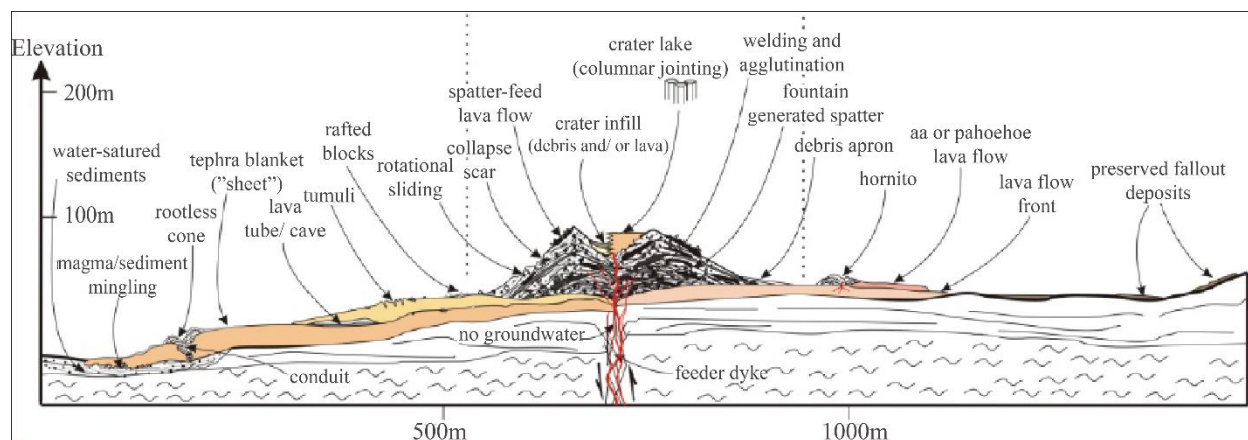
### **5.1.1. Domos de lava**

Edificios volcánicos monogenéticos formados por emisión efusiva de magma; generalmente de formas cónicas (Kereszturi & Németh, 2012). En sección transversal presentan formas escarpadas a tabulares suaves, y en vista de planta circular o elíptico a irregular; dicha

morfología también depende de la topografía subyacente; los domos son restringidos al área del cráter por lo que su forma es casi circular, o en algunos casos elongada; su diámetro va de pocos a varios kilómetros, alcanzando hasta 1 km de altura (Fig. 5) (Fink & Anderson, 2000; Calder et al., 2015).

### 5.1.2. Flujos de lava

Estructuras volcánicas monogenéticas formados por vulcanismo efusivo; se diferencian de los domos de lava por su elongación extrema y sus bajas pendientes; produce volúmenes de pocos km<sup>3</sup>, generalmente de extensión limitada (Fig. 5) (Kereszturi & Németh, 2012).

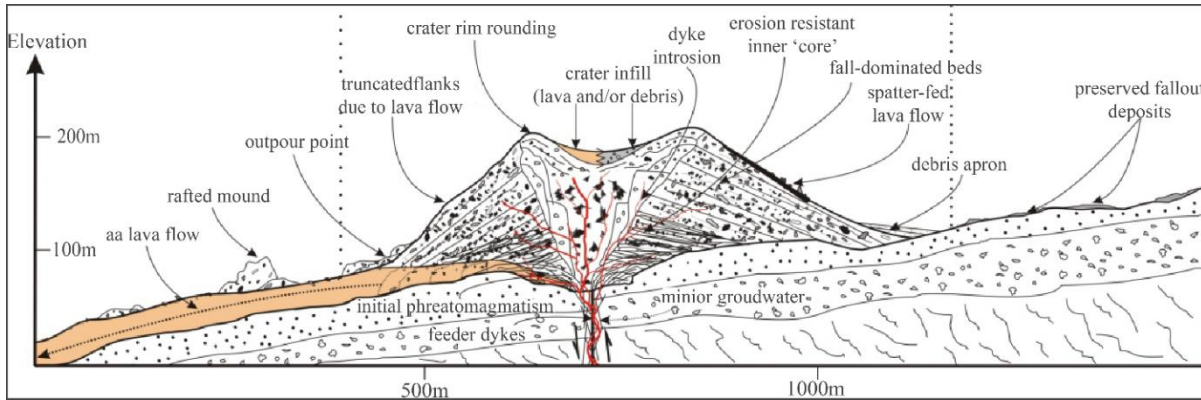


**Figura 5.** Representación esquemática de volcanes monogenéticos tipo domos y flujos de lava (Tomado de Kereszturi & Németh, 2012)

### 5.1.3. Conos piroclásticos

También llamados conos-cineríticos (*cinder cones*) o conos de escoria, son formados debido a la naturaleza explosiva de las erupciones, a los ángulos de salida de fragmentos piroclásticos, a la velocidad relativamente estable y a la acumulación de dichos piroclastos; estas estructuras presentan morfología cónica y pendientes pronunciadas; su diámetro basal normalmente varía de 0.3 a 2.5 km con una altura <300 m; estos conos son ocasionalmente asimétricos debido a la dirección dominante del viento durante la erupción o debido a la migración del centro de emisión; comúnmente los conos piroclásticos son asociados a la etapa tardía de flujos de lava (Fig. 6) (Kereszturi & Németh, 2012; De Silva & Lindsay, 2015).

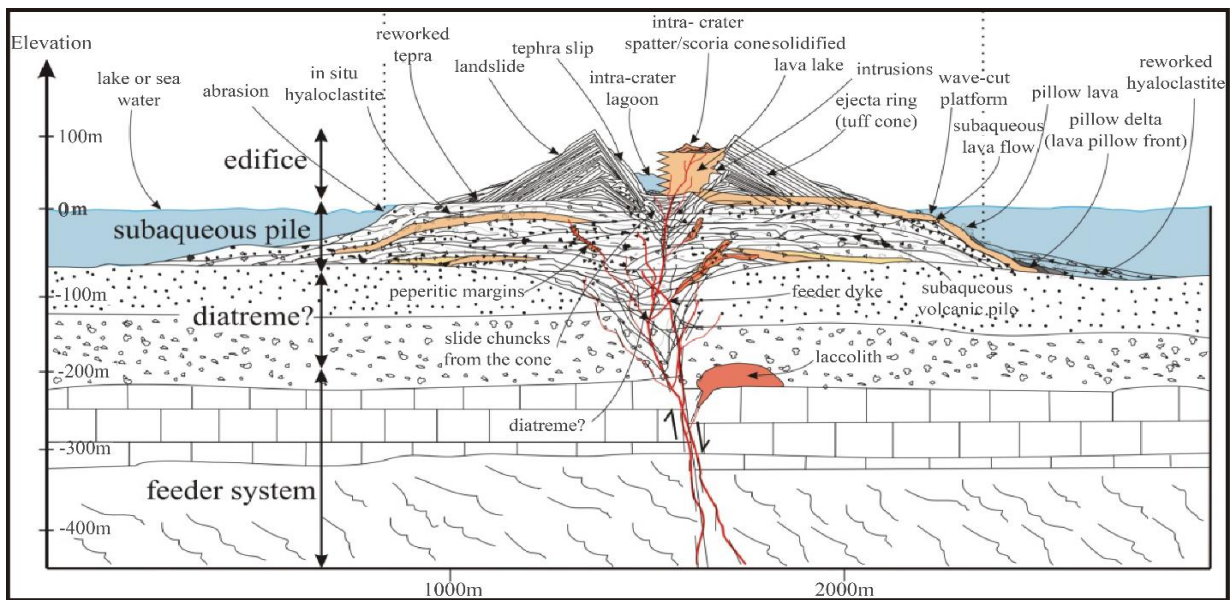




**Figura 6.** Representación esquemática de un volcán monogénico tipo cono piroclástico (Tomado de Kereszturi & Németh, 2012).

### 5.1.4. Conos de toba

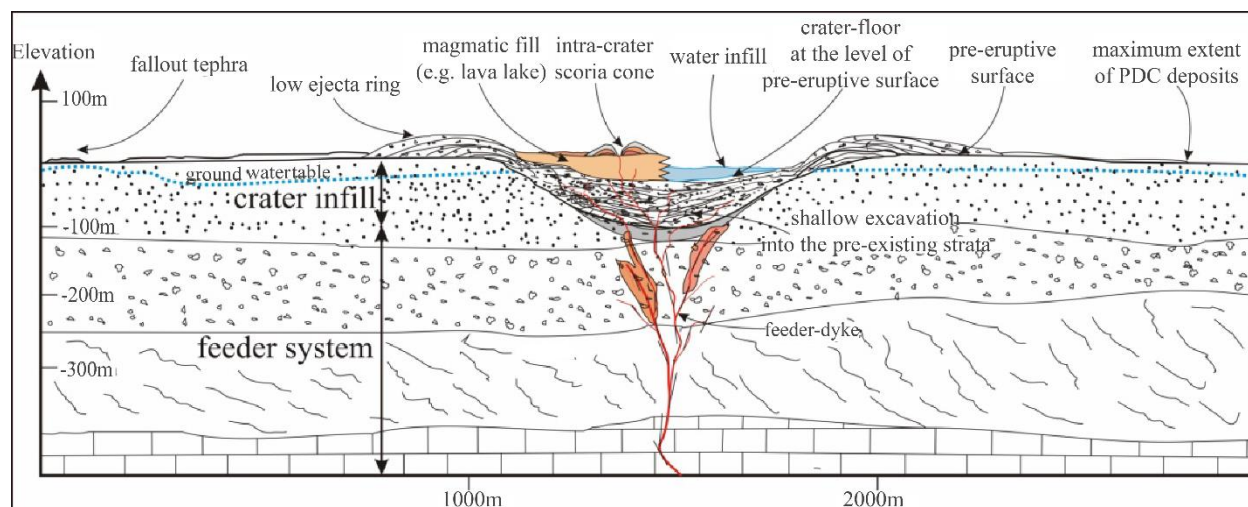
Edificios formados por la emisión explosiva del magma fragmentado por interacción magma - agua y posterior acumulación de fragmentos piroclásticos principalmente asociados a corrientes de densidad piroclástica diluida (i.e. oleadas piroclásticas); la acumulación de sus depósitos cerca al centro de emisión producen pendientes muy inclinadas ( $>10^\circ$ ) y morfología cónica; los conos de toba están construidos sobre el substrato, presentan cráter con diámetros pequeños ( $<5$  km) y generalmente los conos de toba son más altos que los anillos de toba (Fig. 7) (Cas & Wright, 1987; De Silva & Lindsay, 2015).



**Figura 7.** Representación esquemática de un volcán monogénico tipo cono de toba (Tomado de Kereszturi & Németh, 2012).

### 5.1.5. Anillos de toba

Pequeños volcanes producidos por la emisión explosiva a causa de la fragmentación freato-magmática y posterior acumulación de fragmentos piroclásticos principalmente asociados a corrientes de densidad piroclástica diluida (i.e. oleadas piroclásticas); estas estructuras son construidas sobre el substrato, su morfología es cónica con pendientes poco inclinadas (2-10°), presentan un cráter con diámetro pequeño (<5 km) y generalmente alcanzan más de 50 m de altura (Fig. 8) (Cas & Wright, 1987; De Silva & Lindsay, 2015).

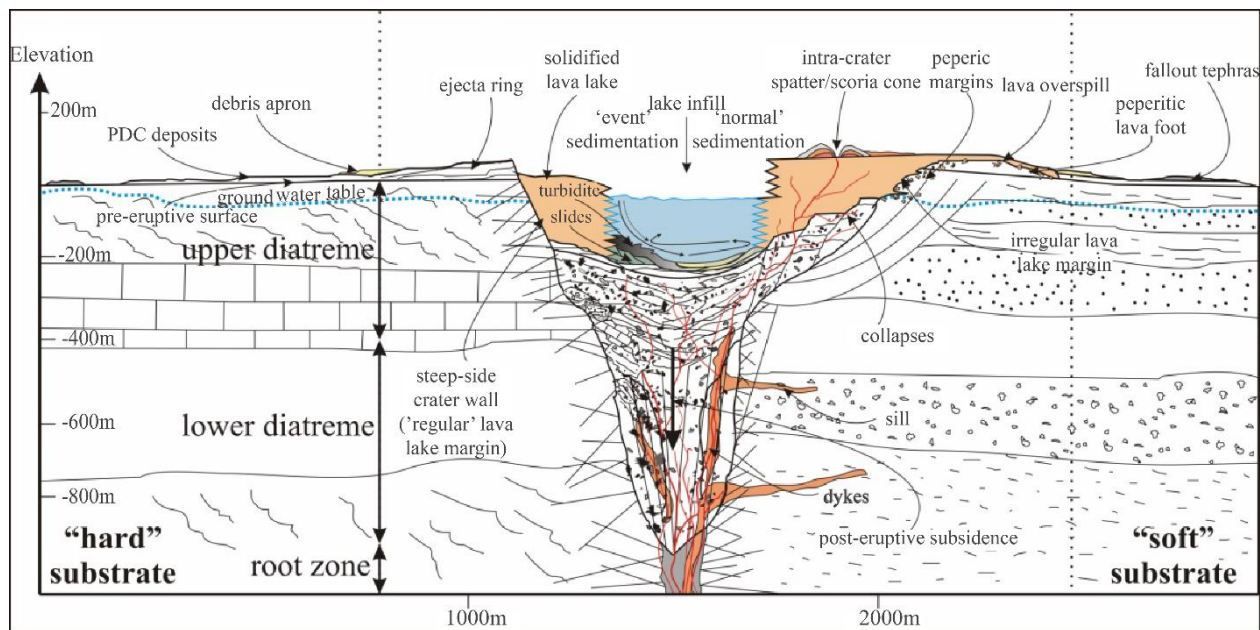


**Figura 8.** Representación esquemática de un volcán monogenético tipo anillo de toba (Tomado de Kereszturi & Németh, 2012).

### 5.1.6. Maares

Estructuras volcánicas formadas por la emisión explosiva a causa de la fragmentación freato-magmática y posterior acumulación de fragmentos piroclásticos principalmente asociados a corrientes de densidad piroclástica diluidas (i.e. oleadas piroclásticas); estas estructuras están construidas debajo del substrato (i.e. fondo del cráter debajo del nivel circundante); en la parte inferior existe una zona de colapso llamada diatrema, dicha zona se propaga hacia arriba, y en la superficie de colapso del cráter se forma la estructura denominada maar; estas estructuras presentan formas subcónicas y cónicas con pendientes subhorizontales; el diámetro del cráter es

mayor en comparación con los conos y anillos de toba y generalmente su altura es menor a 30 m (Fig. 9) (Lorenz, 1986; Cas & Wright, 1987; De Silva & Lindsay, 2015).



**Figura 9.** Representación esquemática de un volcán monogenético tipo maar (Tomado de Kereszturi & Németh, 2012).

## 5.2. CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA

Las corrientes de densidad piroclástica (CDPs) son mezclas no homogéneas de partículas volcánicas y gas que fluyen de acuerdo a su densidad relativa y a la del fluido circundante (generalmente a la atmósfera) y a la gravedad de la Tierra (Branney & Kokelaar, 2003). Las CDPs son consideradas el fenómeno de mayor amenaza volcánica; pueden ser de corta vida (altamente inestable) o de larga vida (estable o casi-estable), producidas por fragmentación tanto magmática como freato-magmática (e.g. Cas & Wright, 1987; Carey, 1991; Branney & Kokelaar, 2003; Sulpizio & Dellino, 2008).

Las CDPs son un espectro que varía con la concentración de partículas y la turbulencia, por tal motivo, en vulcanismo monogenético las CDPs pueden ser: 1) diluidas generadas por la interacción magma - agua de un acuífero, a una profundidad máxima de 50 m para que el magma

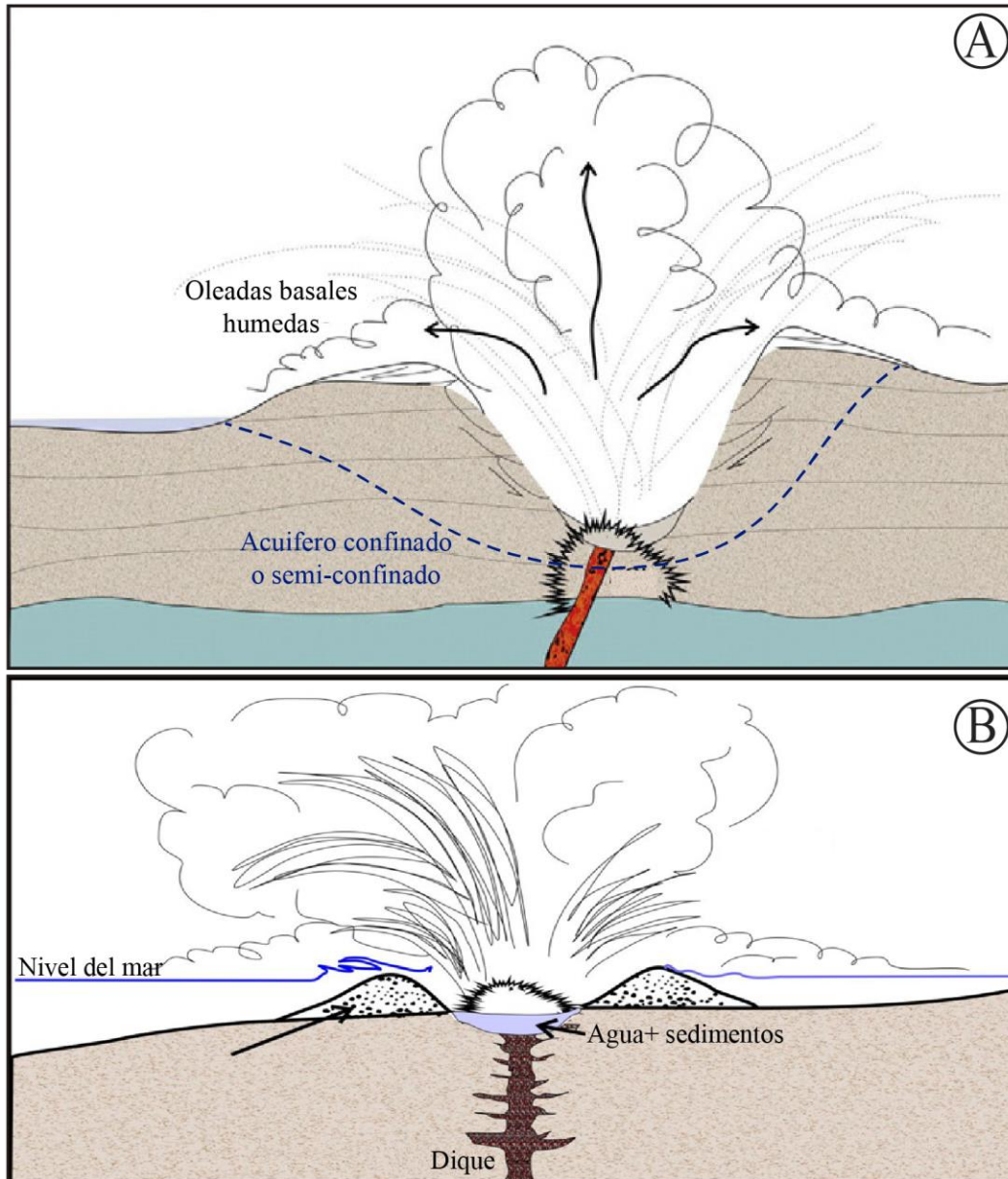
supere la presión litostática y se abra el conducto (Fig. 10A); o por la interacción magma - agua de un cuerpo de agua superficial (i.e. mar, lago) (Fig. 10B) (Agustín-Flores et al, 2014; 2015a, b); y/o 2) concentradas, generadas por erupciones freato-magmáticas, con presencia de un acuífero confinado de baja transmisividad, donde la interacción magma - agua es eficiente y genera bajas columnas de erupción que colapsan rápidamente (Martí et al., 2017)

Las CDPs cuando son diluidas en este tipo de vulcanismo, se denominan oleadas basales y son comúnmente asociados con la formación de pequeños volcanes como conos de toba, anillos de toba y maares (Cas & Wright, 1987). Las oleadas basales se caracterizan por tener baja concentración de partículas (5%) y alta concentración de gas (95%), son altamente turbulentas y se originan tanto por colapso de la base de una columna de erupción freato-magmática o freática (Cas & Wright, 1987; Wohletz, 1998), como directamente desde el centro de emisión (Németh & Martin, 2007).

Los depósitos de las oleadas basales son estratificados, laminados y algunas veces masivos, aunque generalmente presentan estratificación, laminación cruzada de bajo de ángulo, dunas y antidunas; el espesor es variable, y en ocasiones, su acumulación puede alcanzar hasta 100 m de espesor (en la construcción de un volcán); estos depósitos pueden generarse por oleadas basales húmedas si éstas fluyeron a temperaturas menores a 100 °C, u oleadas secas si fluyeron a temperaturas mayores a 100 °C (Fisher, 1979; Sheridan & Wohletz, 1983; Cas & Wright, 1987; Wohletz, 1998; Németh & Martin, 2007).

El mecanismo de transporte de estos flujos está dominado por la turbulencia y el gas, es decir, por tracción y saltación de sedimentos (Dufek et al., 2015). Las oleadas basales pueden viajar radialmente desde el centro de emisión hasta 1 km alrededor del centro de emisión (Bryner, 1991) o inclusive más (10 km) (Agustín-Flores et al., 2015b).

En cuanto a su afectación, las oleadas basales representan una amenaza letal. Por ejemplo, a través de observaciones de campo y de experimentos teóricos, Brand et al. (2014) concluyeron que cuando la distancia de salida es hasta 4 km, se puede esperar destrucción completa hasta 0.5 km del centro de emisión, destrucción moderada hasta 2 km, y daños menores hasta el final de la distancia de salida.



**Figura 10.** Esquemas ilustrativos de orígenes de corrientes de densidad piroclástica en vulcanismo monogenético. (A) Interacción magma-agua de un acuífero (Adaptado de Agustín-Flores et al., 2015b). (B) Interacción magma-agua de un cuerpo de agua superficial (Adaptado de Agustín-Flores et al., 2015a).



## 6. METODOLOGÍA

La caracterización de los productos volcánicos se puede realizar a través de distintos análisis de laboratorio. Para el caso del volcán El Escondido, los productos se caracterizaron mediante cinco técnicas: 1) Análisis de componentes en lupa binocular, 2) Análisis morfológicos en microscopio electrónico de barrido (MEB), 3) Análisis de vesicularidad en fragmentos de pómez, 4) Análisis petrográficos, y 5) Análisis geoquímicos. Para los análisis de componentes y morfológicos se analizaron dos muestras de la matriz de los depósitos volcanoclásticos del volcán; dichas muestras fueron denominadas M-LST 1 y M-LST 2, y fueron tomadas en la base y techo de los depósitos, respectivamente. Para llevar a cabo el análisis de vesicularidad en pómez, se analizaron 30 fragmentos de cada depósito, los cuales se denominaron sucesivamente desde P1 hasta P30. Finalmente, para los análisis petrográficos y geoquímicos se usaron cuatro muestras, dos fragmentos de pómez (P1 y P2), una bomba volcánica, y un lítico volcánico; estas muestras fueron denominadas B1 y L1, respectivamente. Es importante aclarar que la muestra L1 es similar composicional y texturalmente a la roca que forma el domo presente en el límite sur de la estructura volcánica.

Con base en esta metodología de trabajo, la realización de este estudio se llevó a cabo en cuatro fases: 1) Revisión bibliográfica, 2) Trabajo de campo, 3) Trabajo de laboratorio, y 4) Trabajo de oficina y elaboración del informe final.

### 6.1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Durante esta etapa, se realizó una búsqueda de material bibliográfico útil para el desarrollo de este trabajo; esto con el fin de definir la terminología apropiada y de consultar las metodologías realizadas para los diferentes análisis en trabajos previos.



## **6.2. TRABAJO DE CAMPO**

Se realizaron visitas al volcán El Escondido con el fin de conocer los tipos de depósitos presentes, realizar un análisis estratigráfico, levantar columnas estratigráficas y recolectar las muestras. Este trabajo de recolección de información se llevó a cabo en el sector NE del volcán, donde se encuentra una cantera que descubre ampliamente los depósitos (Fig. 4B). Los demás sectores del volcán presentan una densa vegetación y/o están dentro del Parque Nacional Natural Selva de Florencia al cual no se tuvo acceso.

Para el análisis facial, las descripciones se basaron en la definición de las características sedimentarias como tipo de capas, empaquetamiento, selección, color, composición y textura de los fragmentos piroclásticos, estructuras sedimentarias y posiciones estratigráficas. De esta manera se definieron secuencias o unidades estratigráficas y se recolectaron las muestras para los análisis de laboratorio.

## **6.3. TRABAJO DE LABORATORIO**

La fase de laboratorio consistió en la aplicación de cada una de las técnicas mencionadas anteriormente a las muestras recolectadas. A continuación, se describe la metodología utilizada para la aplicación de cada técnica de análisis.

### **6.3.1. Análisis de componentes**

Este análisis se basó en la metodología aplicada por Gómez-Arango (2016) para el análisis de muestras de caídas piroclásticas de volcán Nevado del Ruiz. De manera general, ésta consiste en separar los fragmentos por tamaño de grano y limpiar las muestras para posteriormente efectuar el análisis bajo lupa binocular.

### **6.3.1.1. Preparación de muestras**

Las muestras fueron lavadas minuciosamente con abundante agua y jabón neutro con el fin de limpiarlas lo mejor posible.

### **6.3.1.2. Análisis bajo lupa binocular**

Cuando ambas muestras fueron preparadas, se realizó un conteo de aproximadamente 300 granos por tamaño (i.e. 900 granos por muestra en tamaños de 125, 150 y 250  $\mu\text{m}$ ) para establecer porcentaje de abundancia de cada componente, identificando fragmentos juveniles que se originaron desde la fragmentación del magma emitido en la erupción, fragmentos accesorios correspondientes a aquellos volcánicos preexistentes involucradas en la erupción, y fragmentos accidentales correspondientes a aquellos no volcánicos, igualmente incluidos en la erupción (cf. Murcia et al., 2013). Una vez desarrollado los conteos, se procesaron y se graficaron los resultados obtenidos en diagramas generales y detallados.

### **6.3.2. Análisis en microscopio electrónico de barrido (MEB)**

El MEB, es un instrumento de precisión que produce imágenes de una muestra empleando un haz de electrones de alta energía; estos iones interactúan con la muestra y producen diversas señales que son recogidas por detectores especiales, los cuales permiten obtener información sobre la morfología, estructura y composición de la muestra (Gustavo Adolfo Bolaños, técnico MEB, Instituto de Investigaciones en Estratigrafía -IIES-, Universidad de Caldas, comunicación personal).

El análisis realizado mediante esta técnica, se realizó en fragmentos vesiculados interpretados como piroclásticos juveniles, los cuales fueron seleccionadas durante el conteo de componentes. Este material fue recubierto por una aleación de oro y paladio, en un *mini sputtering*, con el fin



de evitar interferencia en las imágenes debido a la estática generada (Ospina & Parra, 2004); la técnica del *mini sputtering* consiste en arrancar átomos del metal fuente en un medio vacío y depositarlo sobre cualquier material siendo necesario aplicar un gas inerte, como el argón (Gómez-Arango, 2016). Posteriormente se procedió a obtener las imágenes en el MEB modelo FEI QUANTA 250 perteneciente al Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES), Universidad de Caldas.

### 6.3.3. Vesicularidad en pómez

Para este análisis se emplearon 30 fragmentos de pómez con tamaños que oscilan en un rango de >1 a 8 cm. El procedimiento para el análisis de las muestras fue tomado de Avellán-López (2014):

- Se limpiaron las muestras, sumergiendo los fragmentos de pómez en un vaso de precipitados con agua destilada y colocándolo en un aparato de ultrasonido por 5 minutos.
- Se secaron los fragmentos de pómez en un horno a temperatura de 60 °C en un tiempo de 24 horas.
- Se pesaron los fragmentos de pómez en seco y se midió el diámetro mayor de cada uno.
- Se sumergieron los fragmentos de pómez en un vaso de precipitados con agua destilada, cubriéndolos totalmente, con el fin de saturar la pómez; cuando se detuvo por completo el burbujeo generado, se concluyó que el fragmento estaba completamente saturado.
- Por el principio de Arquímedes o por el procedimiento conocido como desplazamiento en agua, se procedió a hallar el volumen de la muestra. Esto consistió en tener un recipiente de volumen conocido, sumergir el fragmento en éste y medir el desplazamiento.

- Con la diferencia de estas dos mediciones se calculó su volumen (Eq. 1), por lo tanto su densidad (Eq. 2) y de esta manera su vesicularidad (Eq. 3) (Gardner et al., 1996).

- $Volumen\ total = Volumen\ final - Volumen\ inicial$  **Eq. 1**

- $Densidad(\rho) = \frac{peso}{Volumen\ total}$  **Eq. 2**

- $Vesicularidad = \frac{Volumen\ de\ vesículas}{(Volumen\ de\ vesículas + Volumen\ de\ sólidos)} * 100$  **Eq. 3**

Dónde:

- $Volumen\ de\ vesículas = Volumen\ total - Volumen\ de\ sólidos$
- $Volumen\ de\ sólidos = \frac{peso}{2.6\ gr/cm^3}$  (2.6 gr/cm<sup>3</sup> valor de densidad de andesitas)

Después de obtener los valores utilizando las ecuaciones anteriores, se procedió a clasificar cada fragmento de pómez de acuerdo a su porcentaje de vesicularidad; para esto Houghton & Wilson, (1989) proponen clasificar las vesicularidades en seis clases (Tabla 1)

% Vesicularidad	Descripción
0-5	No vesicular
5- 20	Incipientemente vesicular
20- 40	Pobrementemente vesicular
40-60	Moderadamente vesicular
60- 80	Altamente vesicular
>80	Extremadamente vesicular

**Tabla 1.** Clasificación propuesta por Houghton & Wilson (1989), para definir seis clases de vesicularidad de acuerdo a su porcentaje.

#### 6.3.4. Análisis petrográfico

Se realizó la preparación de cuatro muestras para análisis petrográficos en el taller de secciones delgadas de la Universidad de Caldas. Posteriormente se llevó a cabo el análisis de éstas usando



el microscopio petrográfico marca Nikon Eclipse 50 en los laboratorios de petrografía del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES), Universidad de Caldas. Para cada una de las secciones se interpretaron parámetros como mineralogía presente y sus propiedades ópticas, asociación mineralógica y texturas. Además, se realizó una malla de conteo de 300 puntos de cada sección para establecer proporciones mineralógicas.

### **6.3.5. Análisis químicos de roca total**

Se obtuvieron análisis químicos de roca total, de las mismas cuatro muestras analizadas petrográficamente, los cuales proporcionan porcentajes de elementos mayores. Las rocas fueron preparadas en el Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES), Universidad de Caldas y enviadas pulverizadas a los laboratorios de SGS en la ciudad de Medellín (Colombia). Allí las muestras fueron analizadas bajo el protocolo ICP95A (Fusión con metaborato de litio/ Cuantificación por ICP-OES). Los datos obtenidos fueron procesados en hojas de cálculo y posteriormente graficados en el programa GCDkit (Janousek et al., 2006)

## **6.4. TRABAJO DE OFICINA Y ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL**

En esta etapa se hizo una integración de la información obtenida en los análisis descritos anteriormente, y se procesaron los datos para elaborar el presente informe. En éste se plasmaron todos los resultados obtenidos en la caracterización de los productos volcánicos del volcán El Escondido.

## 7. RESULTADOS

### 7.1. ESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS VOLCANICLÁSTICOS DEL VOLCÁN EL ESCONDIDO

Para este análisis se definieron seis unidades y se describieron sus propiedades físicas características. La Fig. 11 muestra la columna estratigráfica generalizada donde se observa cada una de las unidades definidas y que se describen a continuación (de base a techo):

**Unidad 1:** Depósito conglomerático masivo, clasto-soportado, moderadamente seleccionado, deleznable, de colores grisáceos con algunas zonas de tonalidad amarillenta, con fragmentos sub-angulares y sub-redondeados constituidos de mayor a menor abundancia por fragmentos de pómez (60%), líticos plutónicos (25%), líticos volcánicos densos (10%), y líticos metamórficos (5%). La matriz está formada por fragmentos de la misma composición menores a 2 mm (ceniza muy gruesa). En medio de la unidad se observan dos láminas delgadas lenticulares de material más fino de la misma composición, las cuales son de color gris. La unidad 1 tiene un espesor total de 4.5 m (Fig. 12).

**Interpretación:** Características tales como la estructura masiva del depósito, la moderada selección y el gran contenido de fragmentos piroclásticos predominantemente pómez, permiten interpretar esta unidad como formada por una corriente de densidad piroclástica concentrada, más específicamente por un flujo piroclástico de pómez (ignimbrita).

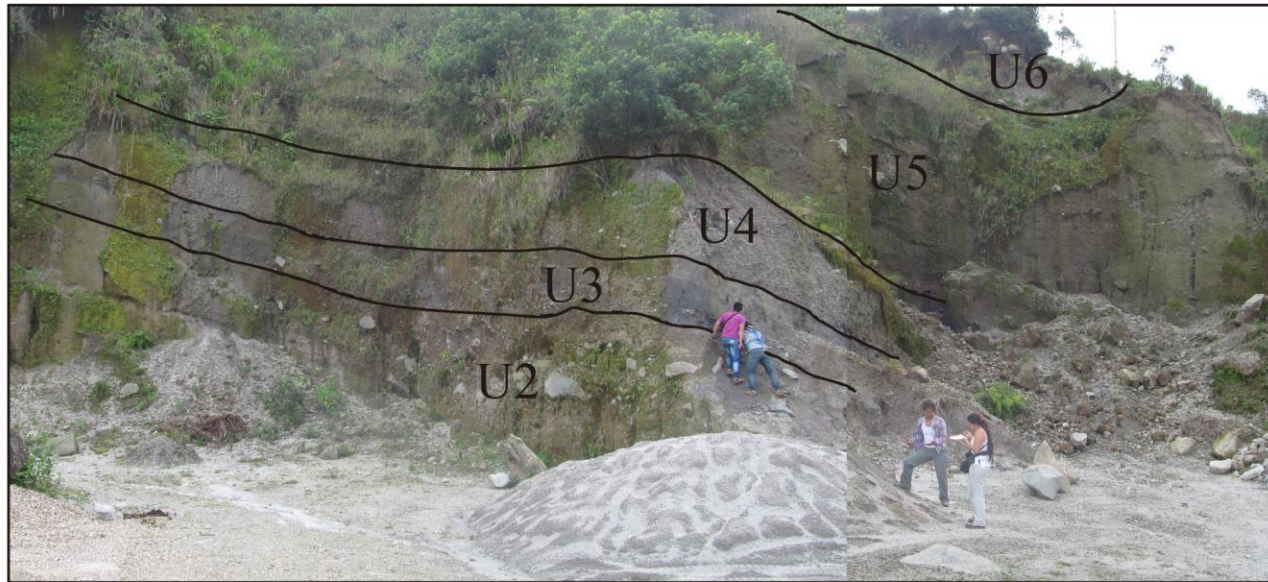
**Unidad 2:** A la base se observa un depósito conglomerático matriz-soportado, moderadamente seleccionado, de color marrón y estructuras como laminación plana y laminación cruzada de bajo ángulo (Fig. 13A); en el techo se observa un depósito conglomerático, con gradación inversa, matriz-soportado pobremente seleccionado, moderadamente deleznable y de color gris. Toda la

unidad está constituida por fragmentos subredondeados que varían en tamaño desde lapilli medio hasta bloques gruesos. El depósito está compuesto, de mayor a menor abundancia por fragmentos de pómez (60%), líticos volcánicos densos (20%), líticos plutónicos (10%) y líticos metamórficos (10%). La matriz es de tamaño ceniza media de la misma composición de los clastos descritos anteriormente. La unidad 2 tiene un espesor total de 8 m (Fig. 13B).

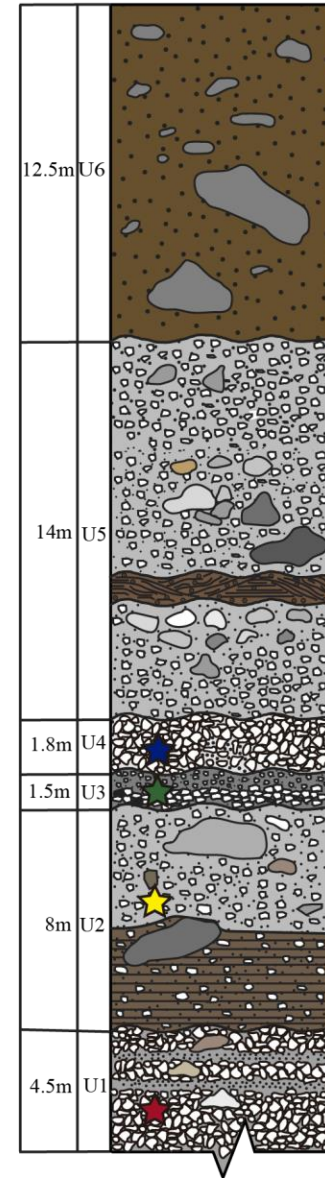
**Interpretación:** Características tales como la estructura masiva y la pobre selección del depósito sugieren que esta unidad corresponde a un depósito de lahar. Hacia la base de la unidad las estructuras sedimentarias indican mayor turbulencia y menor volumen de sedimentos al momento de la depositación, lo cual se interpreta como producto de un lahar diluido que perdió turbulencia y ganó volumen hacia el techo de la unidad cuando aparecen los bloques más gruesos. Este depósito se formó posiblemente por actividad sin-eruptiva.

**Unidad 3:** Depósito conglomerático masivo, clasto-soportado, moderadamente seleccionado, deleznable, de color gris oscuro hacia la base; hacia el techo se observa una capa matriz-soportada, de color gris. Toda la secuencia tiene fragmentos angulares constituidos de mayor a menor abundancia por líticos volcánicos densos (80%), líticos plutónicos (15%) y fragmentos de pómez (5%). La matriz es de tamaño ceniza media a gruesa compuesta por líticos volcánicos grises frescos y biotita. Es muy característica en esta unidad la presencia de carbón. La unidad 3 tiene un espesor total de 1.5 m (Fig. 14).

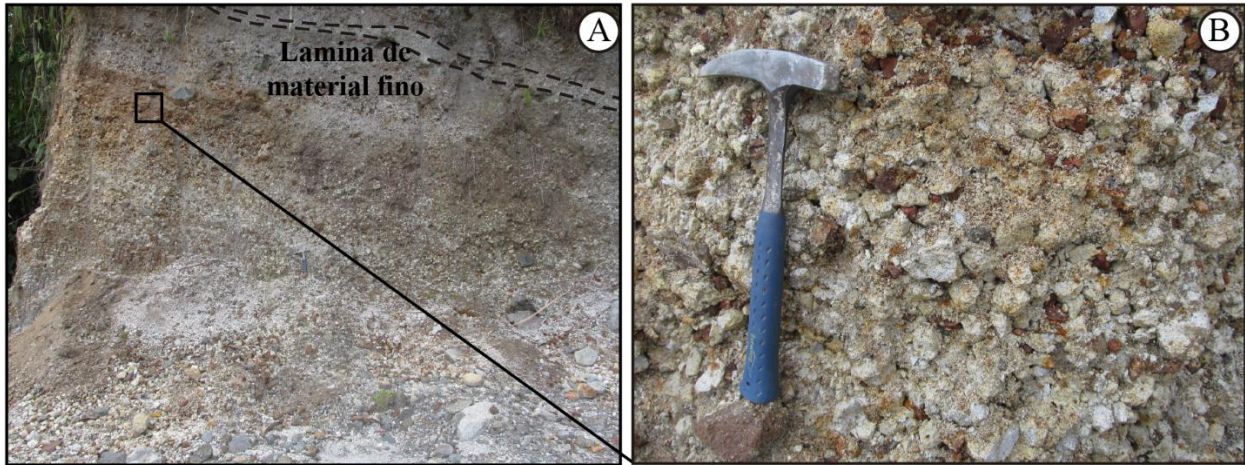
**Interpretación:** Características tales como la estructura masiva del depósito y el gran contenido de líticos volcánicos densos, sugieren que esta unidad corresponde a un depósito de corriente de densidad piroclástica tipo flujo piroclástico de bloques y ceniza.



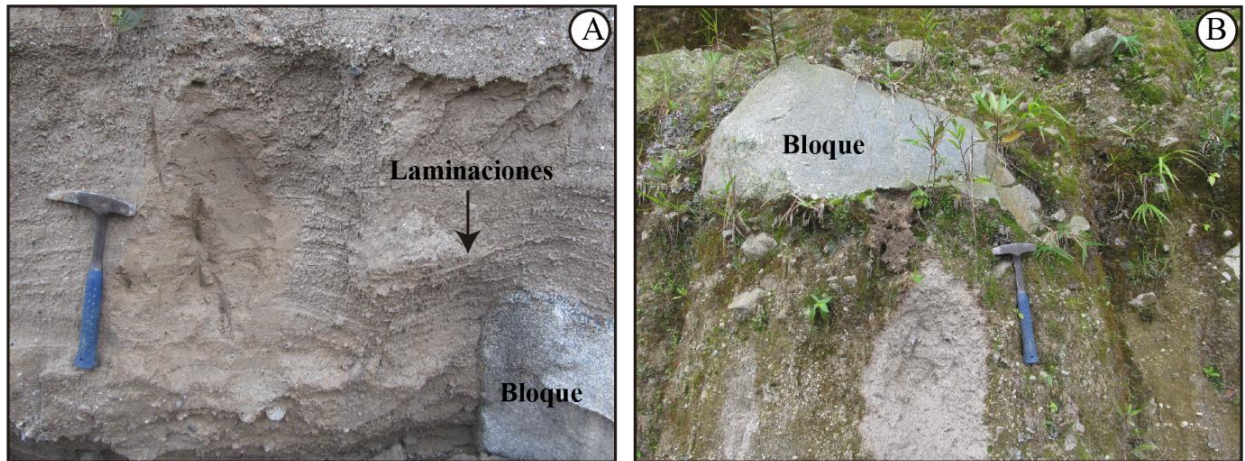
- ★ M-LST 1
- ★ Pómez y Bomba volcánica
- ★ M-LST 2
- ★ Lítico volcánico



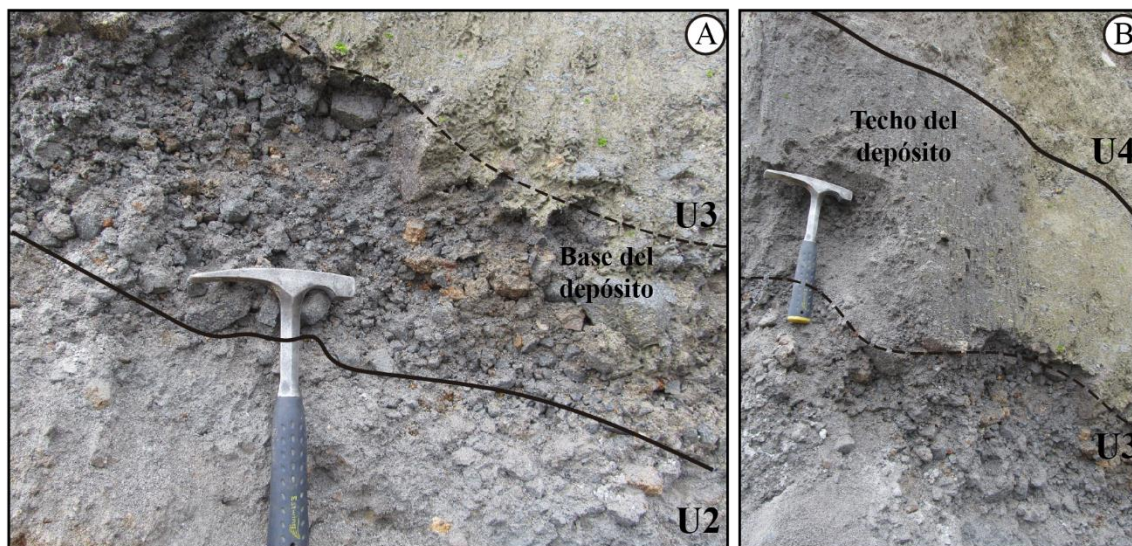
**Figura 11.** Estratigrafía general de los depósitos del volcán El Escondido. Escala columna estratigráfica: 1:200



**Figura 12.** Representación fotográfica de la unidad 1 (U1). (A) Se observa la lámina de material más fino dentro de la unidad. (B) Zoom de la Fig. A donde se observa el empaquetamiento clasto-soportado del depósito y zonas con tonalidad amarillenta.



**Figura 13.** Representación fotográfica de la unidad 2 (U2). (A) Base de la unidad 2 donde se observan estructuras sedimentarias como laminación y fragmentos tamaño bloque. (B) Techo de la unidad 2 donde se observa mala selección y fragmentos de tamaño bloque grueso.



**Figura 14.** Representación fotográfica de la unidad 3 (U3). (A) Se observa la base de la unidad 3. (B) Se observa el techo de la unidad 3.

**Unidad 4:** Depósito conglomerático masivo, clasto-soportado, con algunas zonas lenticulares matriz-soportadas, moderadamente seleccionado, deleznable, de colores gris claro a blanco, con fragmentos subangulares y subredondeados constituidos de mayor a menor abundancia por fragmentos de pómez (65%), líticos volcánicos densos grises (20%), líticos plutónicos (10%), y líticos volcánicos alterados (5%). La matriz está formada por ceniza muy gruesa de la misma composición que los fragmentos mayores. La unidad 4 tiene un espesor total de 1.8 m (Fig. 15).

**Interpretación:** Esta unidad es muy similar a la unidad 1, donde el gran contenido de fragmentos piroclásticos juveniles (i.e. pómez) representan un depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada, es decir un flujo piroclástico de pómez (ignimbrita).





**Figura 15.** Representación fotográfica de la unidad 4 (U4).

**Unidad 5:** Depósito conglomerático masivo, matriz-soportado, pobremente seleccionado, deleznable, de color gris, con fragmentos angulares constituidos de mayor a menor abundancia por líticos volcánicos densos grises (30%), líticos volcánicos alterados (20%), líticos plutónicos (20%), líticos metamórficos (20%) y fragmentos de pómez (10%). La matriz es de tamaño ceniza media a gruesa compuesta de líticos volcánicos grises, líticos volcánicos rojos y biotita (Fig. 16A). En la parte media se observa una capa lenticular de aproximadamente 20 cm de color marrón, con estructuras como laminación plana paralela y laminación cruzada de alto ángulo (Fig. 16B). En esta capa se observa la presencia de agregados de ceniza (Fig. 16C). Esta capa se separa del resto del depósito por superficies de endurecimiento (*hard-ground*); en la parte superior de la unidad se observan sectores clasto-soportados con presencia de clastos tamaño megabloques (Fig. 16D). La unidad 5 tiene un espesor total de 14 m.

**Interpretación:** Esta unidad al igual que la unidad 3 corresponde a un depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada, específicamente al de un flujo piroclástico de bloques y ceniza que involucró fragmentos volcánicos frescos, pero también alterados así como de otras litologías. La capa presente en la parte media de la unidad debido a sus estructuras sedimentarias y al contenido de agregados de ceniza sugiere la formación a partir de una corriente de densidad piroclástica diluida, más específicamente oleada basal, formada por interacción magma - agua.



**Figura 16.** Representación fotográfica de la unidad 5 (U5). (A) Parte inferior de la unidad 5. (B) Parte media de la unidad 5 donde se observan estructuras sedimentarias y superficies de endurecimiento. (C) Zoom de la Figura B donde se observan agregados de ceniza. (D) Parte superior de la unidad 5.

**Unidad 6:** Depósito conglomerático masivo, matriz-soportado, pobremente seleccionado, deleznable, de color marrón, con fragmentos angulares de tamaños guijos, gujarros y bloques finos constituidos de mayor a menor abundancia de fragmentos de pómez, líticos volcánicos

rojos, líticos volcánicos densos grises y líticos plutónicos. La matriz es de tamaño ceniza muy gruesa de composición similar a los clastos descritos anteriormente para esta unidad. Es muy común observar megabloques en la parte superior del depósito. La unidad 6 tiene un espesor total de 12.5 m (Fig. 17).

**Interpretación:** Las características como la estructura masiva del depósito, el empaquetamiento matriz-soportado, la pobre selección y la presencia de megabloques redondeados sugieren que esta unidad corresponde a un depósito de lahar. Este depósito se formó posiblemente por actividad post-eruptiva.



**Figura 17.** Representación fotográfica de la unidad 6 (U6) donde se observan bloques y megabloques. Fotografía: Carlos Borrero.

## 7.2. ANÁLISIS DE COMPONENTES

Para determinar la composición y abundancia de cada uno de los fragmentos de los depósitos volcanoclasticos (i.e. juveniles, accesorios y accidentales), se realizó un análisis de componentes

a dos muestras de los depósitos definidos; M-LST 1 (Unidad 2, lahar) y M-LST 2 (Unidad 4, flujo piroclástico de pómez). El estudio se aplicó a tres tamaños de partículas: 250, 150 y 125  $\mu\text{m}$ .

### **Análisis bajo lupa binocular**

Este análisis se realizó con el fin de definir la composición y proporción promedio de los fragmentos presentes en los depósitos mencionados. Para ello, se realizaron conteos de 300 partículas aproximadamente, en cada uno de los tamaños indicados anteriormente. Siguiendo la metodología usada por Gómez-Arango (2016), las partículas se dividieron en tres grupos: 1) Fragmentos juveniles y/o accesorios, 2) Cristales libres y 3) Fragmentos accidentales; estos a su vez se subdividieron especificando el tipo de fragmento volcánico, el tipo de cristal y el tipo de fragmento lítico accidental, respectivamente.

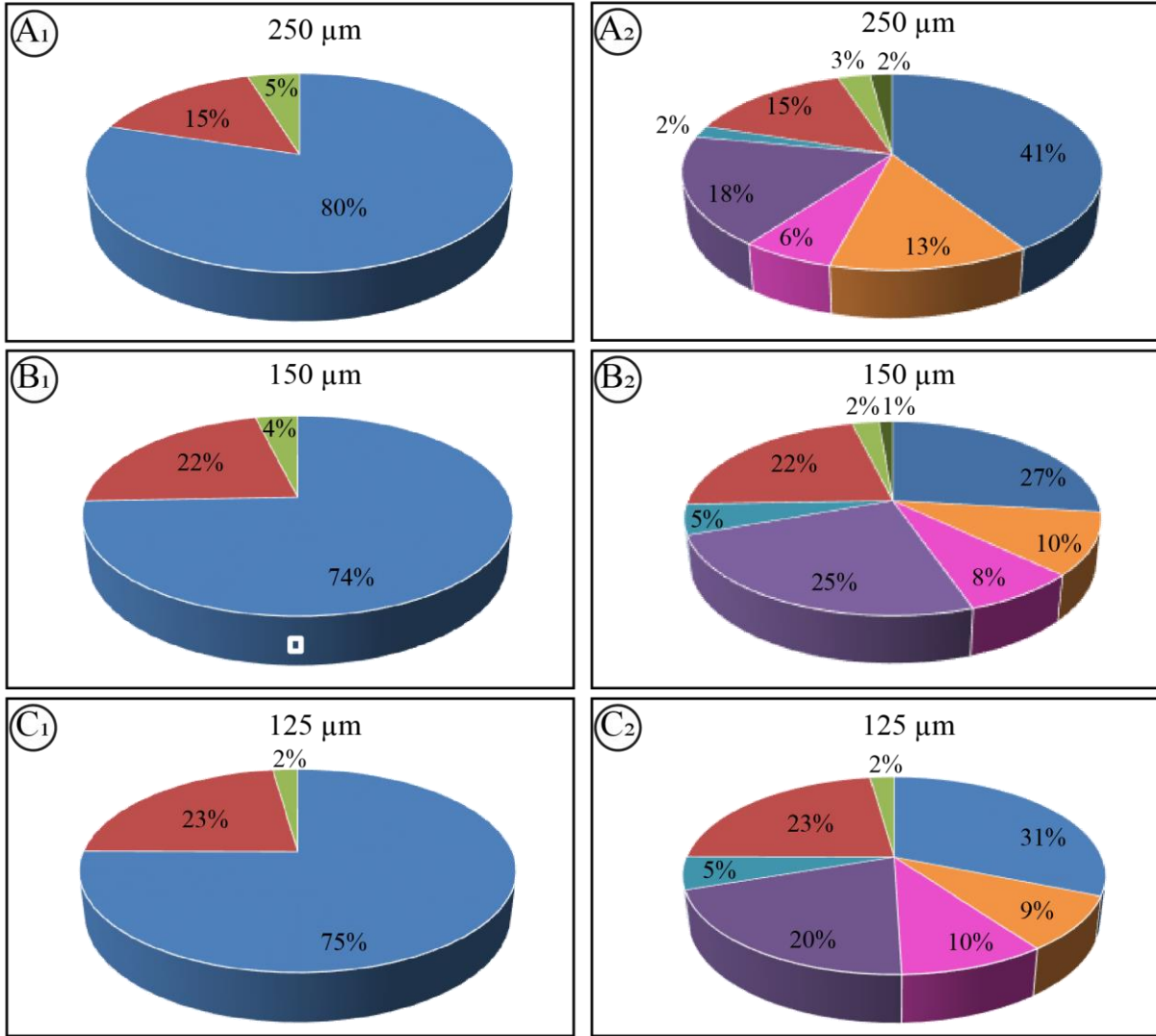
#### **7.2.1. M-LST 1**

Esta muestra ubicada en la unidad 2, la cual corresponde a un depósito de lahar, presenta abundantes cristales libres y fragmentos juveniles y/o accesorios: vidrio vesiculado en todos los tamaños analizados, además de los líticos volcánicos. Se reconocieron fragmentos accidentales metamórficos, excepto en el tamaño de 125  $\mu\text{m}$ . En cuanto a la proporción, en tamaños de 250  $\mu\text{m}$  se tiene una cantidad superior considerable de cristales libres comparados con los fragmentos juveniles (o accesorios) y accidentales (Fig. 18A<sub>1</sub>); existe un muy alto porcentaje (>40%) de plagioclasa, porcentajes medios (13-18%) de biotita, vidrio vesiculado y cuarzo, y porcentajes muy bajos (<6%) de hornblenda, piroxeno, fragmentos plutónicos y metamórficos (Fig. 18A<sub>2</sub>). Morfológicamente la mayoría de los componentes son angulares y subangulares, los cristales de biotita son el componente que más presenta alteración, el resto de ellos tienen grados de

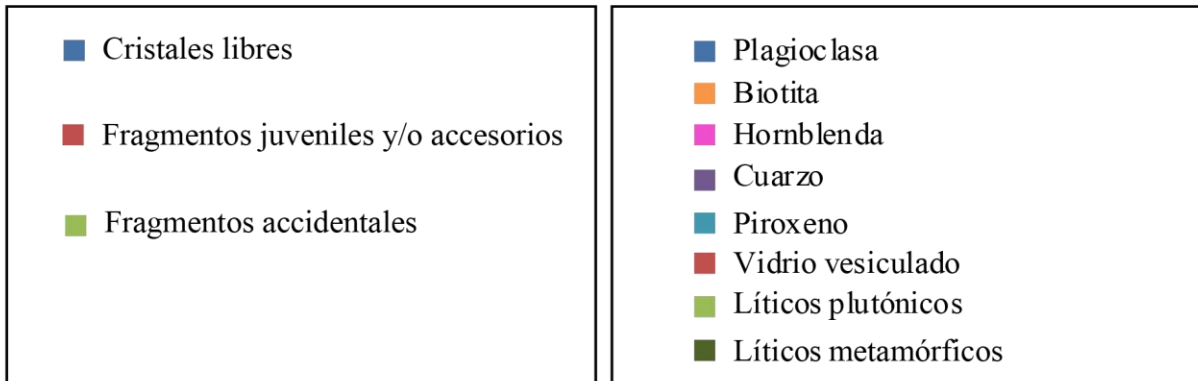
alteración variable. Es característico observar fractura concoidea en cuarzo y microlitos de biotita, piroxeno y/o hornblenda en los fragmentos de vidrio vesiculado (Tabla 2A).

En el tamaño de 150  $\mu\text{m}$  la amplia proporción de cristales libres con respecto a los fragmentos juveniles (o accesorios) y accidentales se mantiene (Fig. 18B<sub>1</sub>); el porcentaje de plagioclasa (27%) sigue también siendo mayor con respecto a los demás componentes, sin embargo los porcentajes de vidrio vesiculado y cuarzo son muy similares (25 y 22%, respectivamente) (Fig. 18B<sub>2</sub>). Las características físicas de los fragmentos son similares a los componentes de tamaños de 250  $\mu\text{m}$ , con hábitos y colores variados. Las morfologías son predominantemente angulares y subangulares. La alteración disminuye y solo se presenta en algunos cristales. Es muy común observar fractura concoidea en el cuarzo y microlitos en el vidrio vesiculado (Tabla 2B).

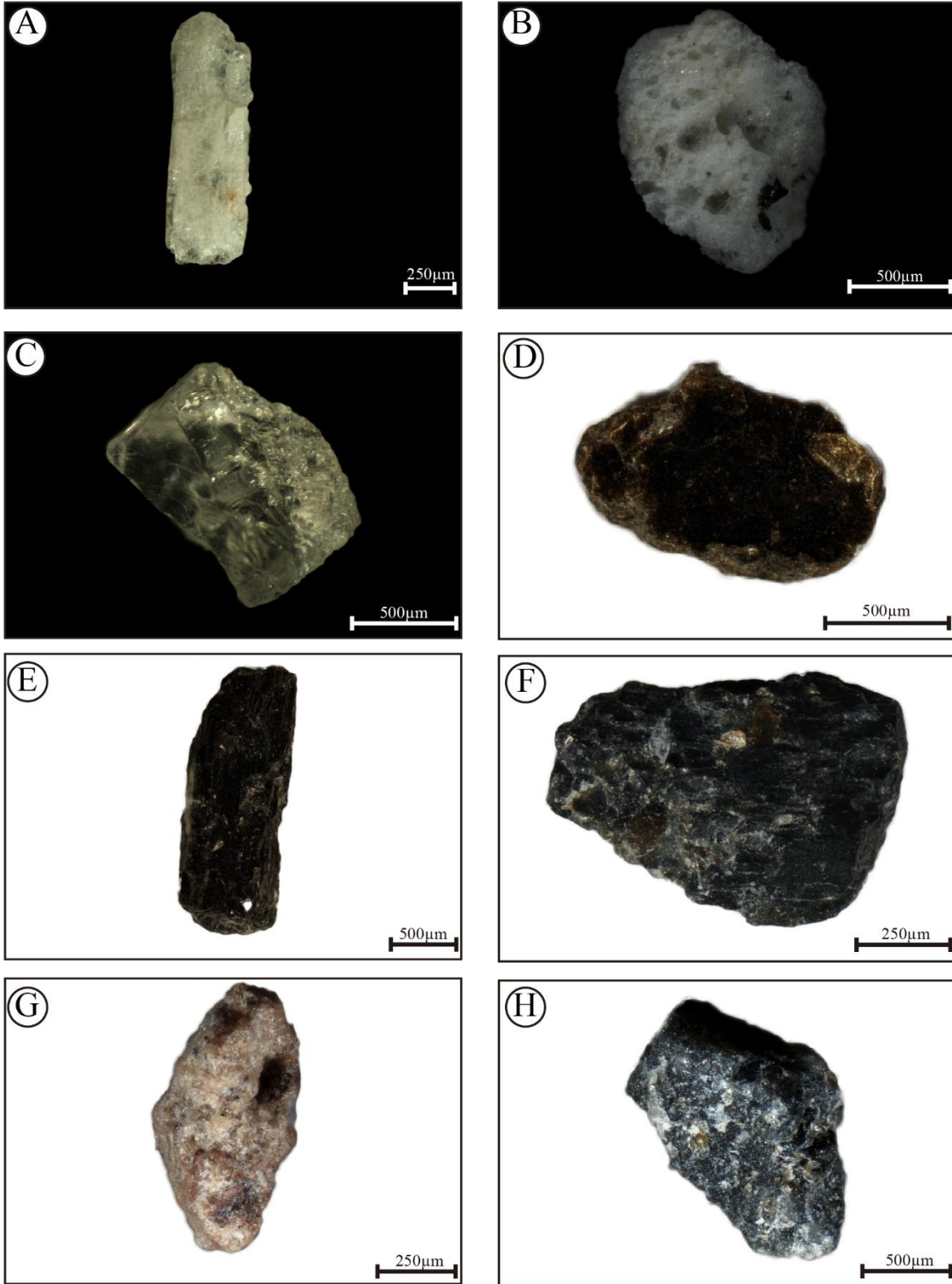
En el tamaño de 125  $\mu\text{m}$  la relación de cristales libres en comparación con los fragmentos juveniles (o accesorios) y fragmentos accidentales es muy similar (Fig. 18C<sub>1</sub>). La plagioclasa es el componente mayoritario, seguido de vidrio vesiculado y cuarzo; la biotita, hornblenda y piroxeno tienen un porcentaje bajo (<10%). Para los fragmentos accidentales plutónicos, el porcentaje es también muy bajo (2%); es de anotar que los fragmentos metamórficos no se observaron en este tamaño (Fig. 18C<sub>2</sub>). Las características físicas son similares en todos los tamaños analizados, es decir, hábitos y colores variables. Morfológicamente casi la totalidad de los componentes son angulares y subangulares. La mayoría de componente se encuentran frescos o presentan muy poco grado de alteración, aunque los fragmentos plutónicos están muy alterados. Es muy común el cuarzo fracturado y microlitos de biotita, piroxeno y/o hornblenda en vidrio vesiculado (Tabla 2C). La Fig. 19 muestra las fotografías de los componentes presentes en la muestra M-LST 1



CONVENCIONES



**Figura 18.** Representación gráfica de componentes en M-LST1. El subíndice 1 representa diagramas de componentes general y el subíndice 2 representa diagramas de componentes detallados. (A<sub>1</sub> y A<sub>2</sub>) Diagramas de composición en 250 μm. (B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>) Diagramas de composición en 150 μm. (C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub>) Diagramas de composición en 125 μm.



**Figura 19.** Fotografías de los componentes pertenecientes a la muestra M-LST1. (A) Plagioclasa. (B) Vidrio vesiculado con microlitos biotita, hornblenda y/o piroxeno. (C) Cuarzo. (D) Biotita. (E) Hornblenda. (F) Piroxeno. (G) Lítico plutónico. (H) Lítico metamórfico.

Componente	Hábito	Color	Morfología	Alteración	Observaciones
Plagioclasa	Tabular y alargada	Blancos a traslucidos	Angular a subangular	Algunas muy alteradas	En la mayoría se pueden observar maclas
Cuarzo	Irregular	Traslucido	Angular	No presenta	Muy característico su fractura concoidea
Biotita	Laminar	Pardo a negro	Angular a subangular	Predominantemente alteradas	Muy abundante su presencia en este tamaño
Hornblenda	Prismático alargado	Verde a negro	Angular a subangular	Pocas presentan alteración	Algunas se encuentran rotas
Piroxeno	Prismático corto	Negro	Angular a subangular	Algunos presentan leve alteración	Muy comúnmente se encuentran rotos
Vidrio vesiculado	-	Blanco a traslucido	Subredondeado-redondeado	No presenta	Algunos presentan microlitos de biotita, piroxeno y/o hornblenda
Líticos plutónicos	-	Pardo	Subredondeado	Presentan diferente grado de alteración	Estos líticos provienen del Stock de Florencia
Líticos metamórficos	-	Negro	Subangular a angular	Algunos muy alterados	Estos líticos provienen del Complejo Cajamarca

**Tabla 2A.** Descripción detallada por componente de la muestra M-LST 1 en el tamaño de 250  $\mu\text{m}$ .



Componente	Hábito	Color	Morfología	Alteración	Observaciones
Plagioclasa	Irregular	Blanco a traslucido	Subangular a angular	Algunos muy alterados	En la mayoría se pueden observar maclas
Cuarzo	Irregular	Traslucido	Angular a subangular	No presenta	Se puede observar fractura concoidea
Biotita	Laminar	Negro a pardo	Angular	Algunos alterados	La alteración disminuye en este tamaño
Hornblenda	Prismático	Verde a negro	Angular a subangular	No presenta	Algunos se encuentran como cristales rotos
Piroxeno	Prismático corto	Negro	Angular a subangular	No presenta	Muy común como cristales rotos
Vidrio vesiculado	-	Blanco a traslucido	Subangular	No presenta	Presenta más vesículas, microlitos de biotita, piroxeno y/o hornblenda
Líticos plutónicos	-	Pardo	Subredondeado	La mayoría muy alterados	Estos líticos provienen del Stock de Florencia
Líticos metamórficos	-	Negro	Subangular a angular	Algunos alterados	Estos líticos provienen del Complejo Cajamarca

**Tabla 2B.** Descripción detallada por componente de la muestra M- LST 1 en el tamaño de 150  $\mu\text{m}$ .

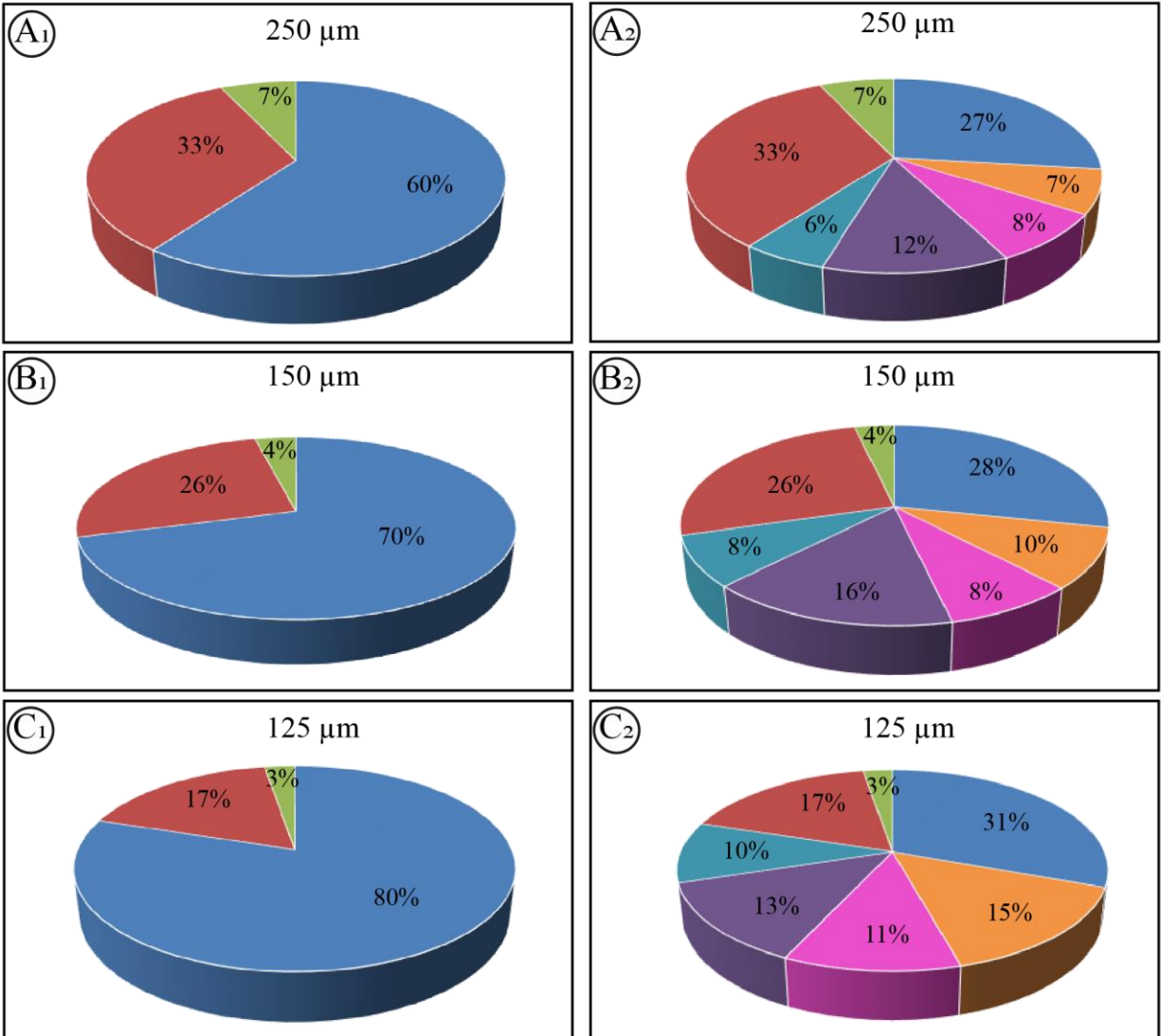
Componente	Hábito	Color	Morfología	Alteración	Observaciones
Plagioclasa	Tabular y alargada	Blanco a traslucido	Angular a subangular	Algunas alteradas	En la mayoría se pueden observar maclas
Cuarzo	Irregular	Traslucido	Angular a subangular	No presenta	Se observa su fractura concoidea
Biotita	Laminar	Negro a pardo	Angular	Algunos más o menos alterados	La alteración sigue disminuyendo en este tamaño
Hornblenda	Prismático	Verdes a negros	Angular a subangular	No presenta	Algunos se encuentran rotos, y son más comunes los verdes que las oscuros
Piroxeno	Prismático corto	Negro	Angular a subangular	No presenta	Algunos se encuentran rotos
Vidrio vesiculado	-	Blanco a traslucido	Angular	No presenta	Son mucho más irregulares que en los otros dos tamaños; microlitos de biotita, piroxeno y/o hornblenda
Líticos plutónicos	-	Pardo	Subredondeado	La mayoría muy alterados	Estos líticos provienen del Stock de Florencia

**Tabla 2C.** Descripción detallada de componentes de la muestra M-LST 1 en el tamaño de 125µm.

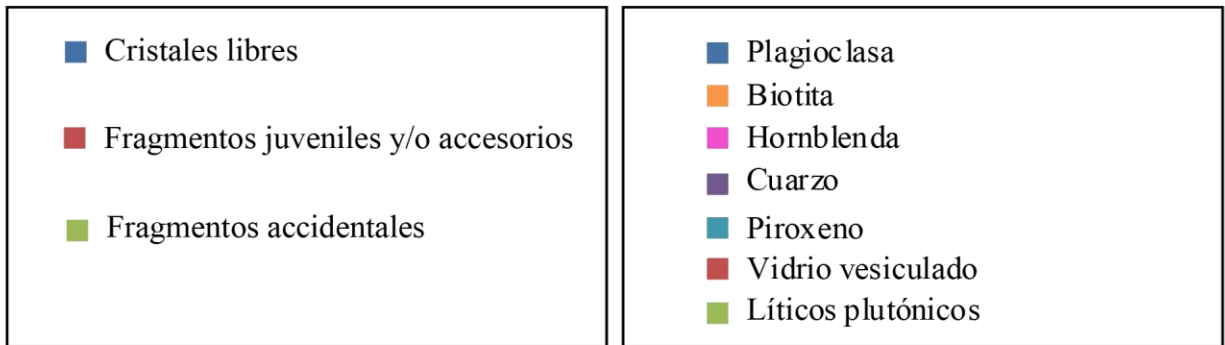
### 7.2.2. M-LST 2

Esta muestra ubicada en la parte superior de la unidad 4, la cual corresponde a un depósito de flujo piroclástico de pómez, presenta predominio de cristales libres, seguido de fragmentos juveniles (o accesorios) y bajo porcentaje de fragmentos plutónicos. Los fragmentos accidentales metamórficos no se observaron en ninguno de los tres tamaños analizados.

En tamaños de 250  $\mu\text{m}$  se tiene una cantidad superior de cristales libres con respecto a los fragmentos juveniles (o accesorios) y accidentales, sin embargo, los porcentajes de fragmentos juveniles (o accesorios) y accidentales es mayor en comparación con los porcentajes de este tipo de componentes de la muestra M-LST 1 en este mismo tamaño (Fig. 20A<sub>1</sub>); existe un muy alto porcentaje (33%) de fragmentos de vidrio vesiculado y un alto porcentaje (27%) de plagioclasa y porcentajes bajos (<12%) de biotita, cuarzo, hornblenda, piroxeno y fragmentos plutónicos; sin embargo, no se presentan porcentajes tan bajos como los obtenidos en la muestra anterior M-LST 1 (Fig. 20A<sub>2</sub>). Morfológicamente se observan hábitos muy variados, y presencia de cuarzo bipiramidal; los colores son variados; la mayoría de los componentes son angulares y subangulares, con excepción del vidrio vesiculado que presenta morfología subredondeada; los cristales de biotita son el componente que más presenta alteración, el resto de ellos tienen grados de alteración menor. Al igual que en la muestra M-LST 1 es muy común observar cuarzo fracturado y microlitos de biotita, piroxeno y/o hornblenda en fragmentos de vidrio vesiculado (Tabla 3A).



CONVENCIONES

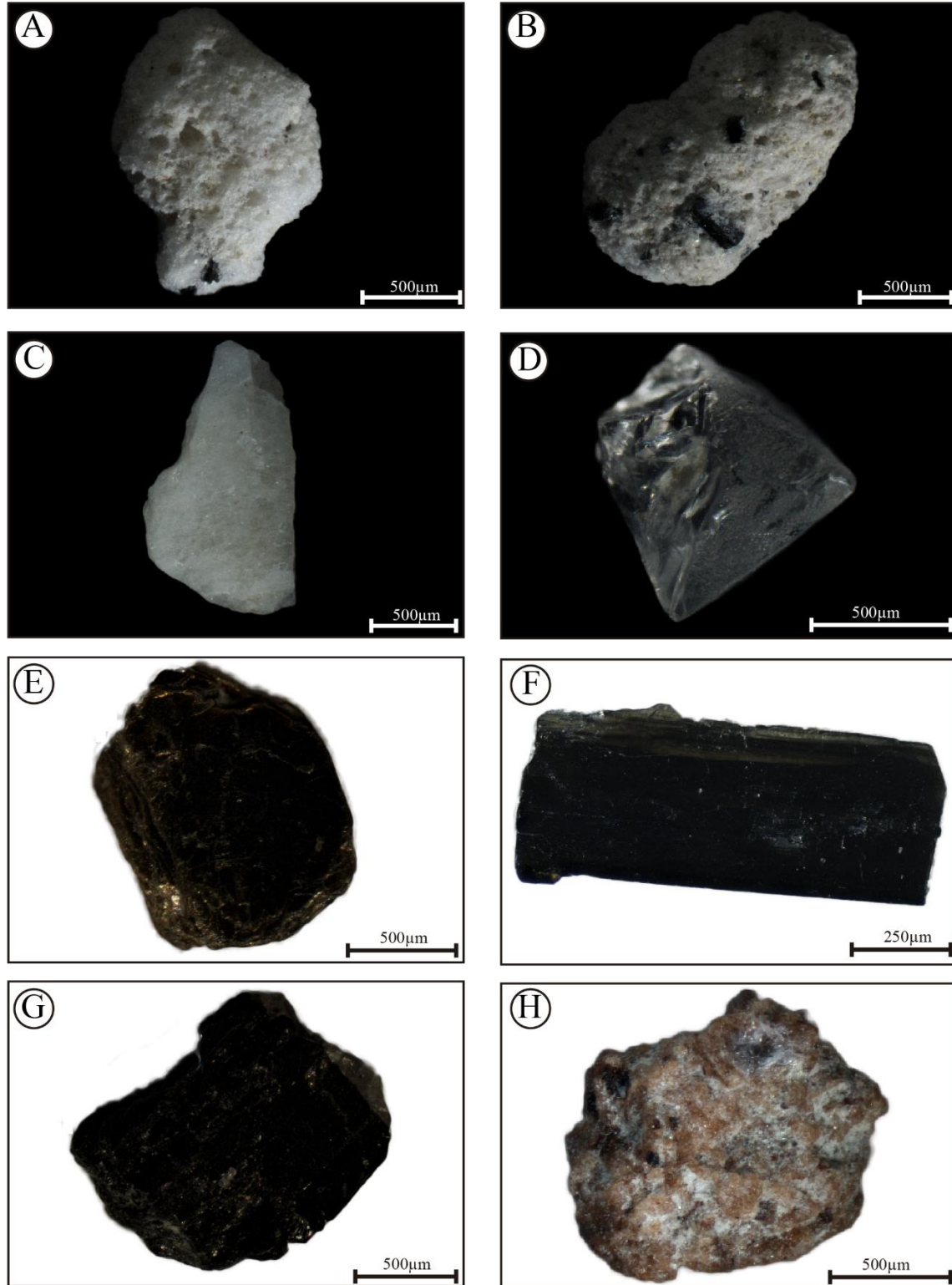


**Figura 20.** Representación gráfica de componentes en M-LST2. El subíndice 1 representa diagramas de componentes general y el subíndice 2 representa diagramas de componentes detallados. (A<sub>1</sub> y A<sub>2</sub>) Diagramas de composición en 250 μm. (B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>) Diagramas de composición en 150 μm. (C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub>) Diagramas de composición en 125 μm.

En el tamaño de 150  $\mu\text{m}$  la amplia proporción de cristales libres con respecto a fragmentos juveniles (o accesorios) y accidentales se mantiene (Fig. 20B<sub>1</sub>); el porcentaje de plagioclasa y vidrio vesiculado es mayor (28 y 26%, respectivamente); los porcentajes de cuarzo, biotita, hornblenda, piroxeno y líticos plutónicos son bajos (<16%) (Fig. 20B<sub>2</sub>).

Las características físicas de las partículas son muy similares; los componentes son angulares y subangulares, con excepción del vidrio vesiculado que presenta morfología subredondeada; la alteración sigue siendo mayor en los cristales de biotita con respecto a los demás. Comúnmente se observa cuarzo fracturado y microlitos en fragmentos de vidrio vesiculado (Tabla 3B).

En el tamaño de 125  $\mu\text{m}$  la relación de cristales libres en comparación con los fragmentos juveniles (o accesorios) y los fragmentos accidentales es similar (Fig. 20C<sub>1</sub>). La plagioclasa es el componente mayoritario (31%), seguido de vidrio vesiculado; los cristales de cuarzo, biotita, hornblenda, piroxeno y los fragmentos plutónicos presentan un porcentaje menor (<15%) (Fig. 20C<sub>2</sub>). Las características físicas son muy similares a las características de los componentes de los tamaños anteriores, hábitos y colores variados, morfologías angulares y subangular exceptuando los fragmentos de vidrio vesiculado. La alteración es mayor en los cristales de biotita. El cuarzo fracturado y microlitos en vidrio vesiculado son características muy comunes en estos componentes (Tabla 3C). La Fig. 21 muestra las fotografías de los componentes presentes en la muestra M-LST 2.



**Figura 21.** Fotografía de los componentes pertenecientes a M-LST 2. (A) Vidrio vesiculado. (B) Vidrio vesiculado con microlitos de biotita, hornblenda y/o piroxeno. (C) Plagioclasa. (D) Cuarzo bipiramidal. (E) Biotita. (F) Hornblenda. (G) Piroxeno. (H) Lítico plutónico alterado.

Componente	Hábito	Color	Morfología	Alteración	Observaciones
Plagioclasa	Tabular	Blancos-traslucidos	Angular a subangular	Algunos alterados	En la mayoría se pueden observar maclas
Cuarzo	Irregular y algunos bipiramidal	Traslucido	Angular a subangular	No presenta	Muy característico su fractura concoidea
Biotita	Laminar	Pardo a negro	Angular	La mayoría alterados	-
Hornblenda	Prismático alargado	Verde a negro	Angular	Pocos presentan alteración	Algunos se encuentran rotos
Piroxeno	Prismático corto	Negro	Angular	Algunos presentan leve alteración	Muy comúnmente se encuentran rotos
Vidrio vesiculado	-	Blanco a translucido	Subredondeado	No presenta	Presentan microlitos de biotita, hornblenda y/o piroxeno
Líticos plutónicos	-	Pardo	Angular a subangular	Algunos muy alterados	Estos líticos provienen del Stock de Florencia

**Tabla 3A.** Descripción detallada por componente de la muestra M-LST 2 en el tamaño de 250µm.

Componente	Hábito	Color	Morfología	Alteración	Observaciones
Plagioclasa	Tabular	Blancos a traslucidos	Angular a subangular	Algunos muy alterados	En la mayoría se pueden observar maclas
Cuarzo	Irregular y algunos bipiramidal	Traslucido	Angular a subangular	No presenta	Muy característico su fractura concoidea
Biotita	Laminar	Pardo a negro	Angular	La mayoría alterados	-
Hornblenda	Prismático alargado	Verde a negro	Angular	Pocos presentan alteración	Algunos se encuentran rotos
Piroxeno	Prismático corto	Negro	Angular	Algunos presentan leve alteración	Muy comúnmente se encuentran rotos
Vidrio vesiculado	-	Blanco	Subredondeado a subangular	No presenta	Presentan microlitos de biotita, hornblenda y/o piroxeno de menor tamaño
Líticos plutónicos	-	Pardo	Angular a subangular	Algunos muy alterados	Estos líticos provienen del Stock de Florencia

**Tabla 3B.** Descripción detallada por componente de la muestra M-LST 2 en el tamaño de 150  $\mu\text{m}$ .



Componente	Hábito	Color	Morfología	Alteración	Observaciones
Plagioclasa	Tabular	Blancos a traslucidos	Angular a subangular	Algunos muy alterados	La mayoría se le pueden observar maclas
Cuarzo	Irregular y algunos bipiramidal	Traslucido	Angular a subangular	No presenta	Muy característico su fractura concoidea
Biotita	Laminar	Pardo a negro	Angular	La mayoría muy alterados	-
Hornblenda	Prismático alargado	Verde a negro	Angular	Pocos presentan alteración	Algunos se encuentran rotos
Piroxeno	Prismático corto	Negro	Angular	Algunos presentan leve alteración	Muy comúnmente se encuentran rotos
Vidrio vesiculado	-	Blanco a traslucido	Subredondeado	No presenta	Presentan microlitos de biotita, hornblenda y/o piroxeno
Líticos plutónicos	-	Pardo	Angular a subangular	La mayoría muy alterados	Estos líticos provienen del Stock de Florencia

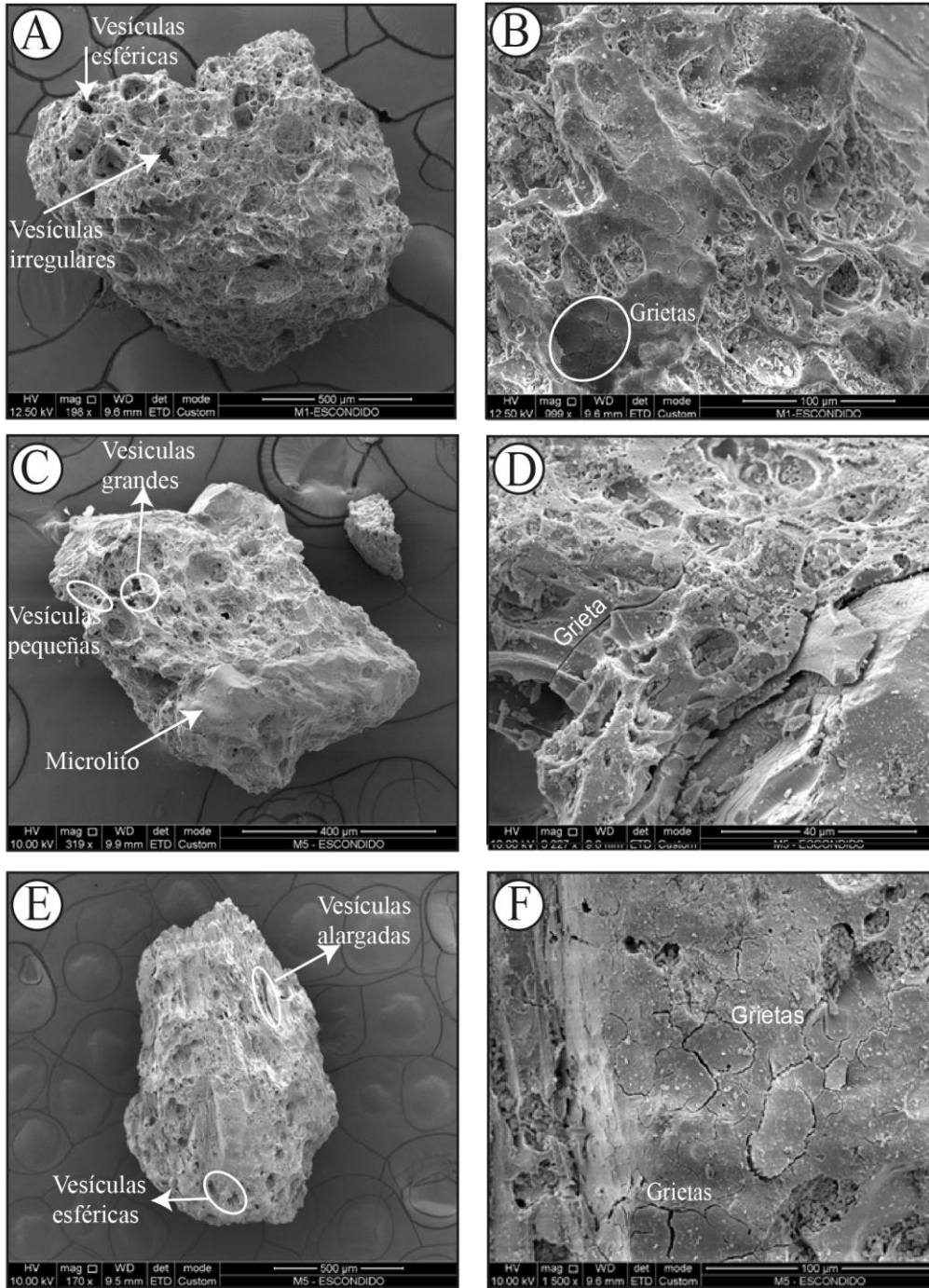
**Tabla 3C.** Descripción detallada de componentes de la muestra M-LST 2 en el tamaño de 125 $\mu$ m.

### **7.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO EN MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO**

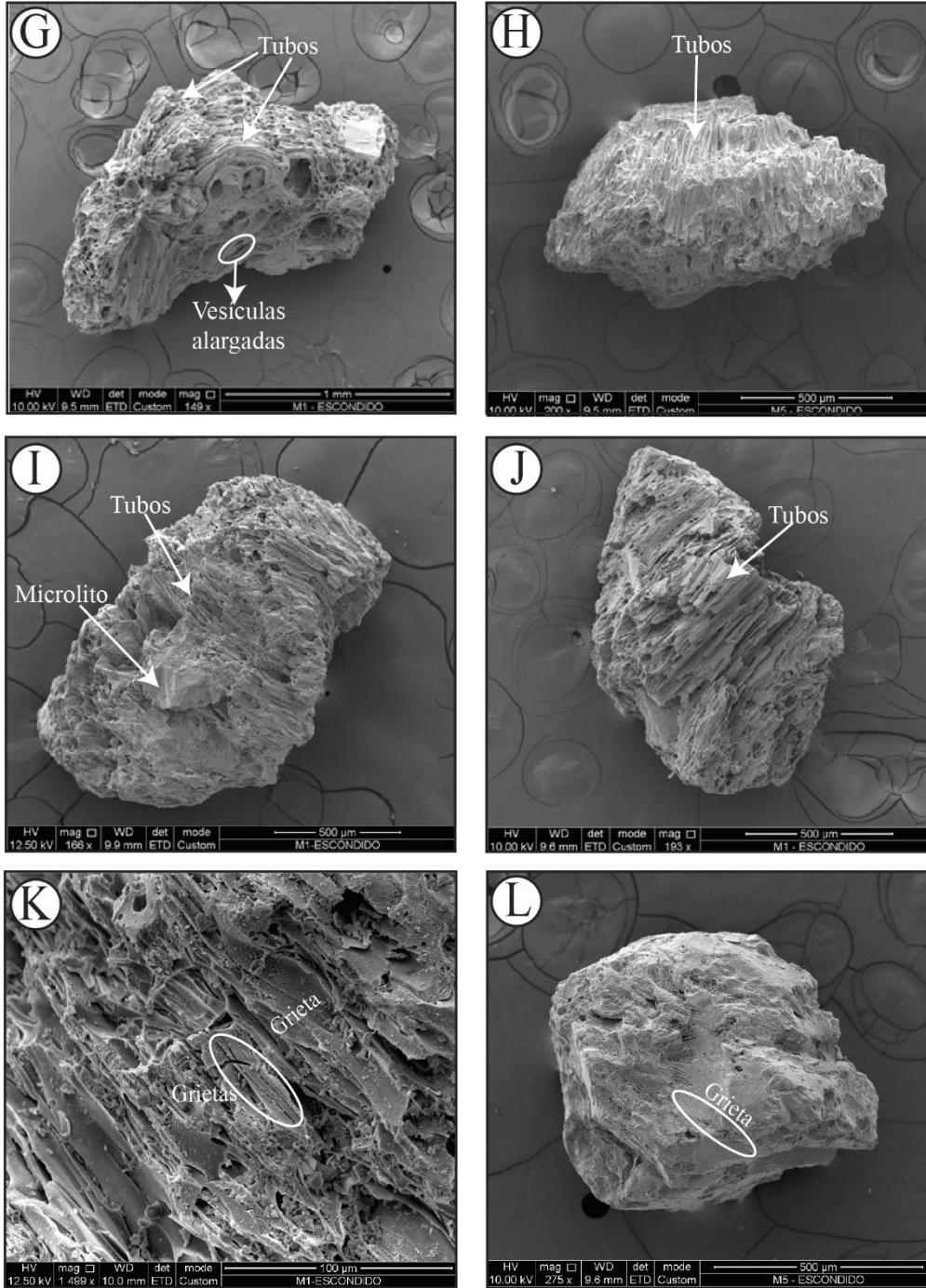
Con el fin de obtener imágenes de alta resolución para observar con detalle las posibles texturas en las partículas que evidencian los mecanismos de fragmentación de la actividad eruptiva, se usó el MEB en los fragmentos juveniles de vidrio vesiculado identificado. Así se obtuvo una caracterización morfológica de los fragmentos tanto en la parte inferior como en la parte superior de los depósitos del volcán El Escondido. Las partículas fueron seleccionadas y separadas durante el conteo en la lupa binocular.

#### **7.3.1. M-LST 1**

Los fragmentos de vidrio vesiculado pertenecientes a esta muestra, contienen gran variedad de tamaños y formas de vesículas. La Fig. 22 muestra la variación de las vesículas observadas que van desde esféricas y homogéneas hasta alargadas formando tubos. Se observa micro textura esponjosa (cf. Cardona & Monroy, 2015) (Fig. 22A), también se observa la presencia de grietas de desecación debido a deshidratación por alteración del vidrio (Fig. 22B, F), y grietas de fragmentación (Fig. 22D, K). Estas partículas tienen formas sub-esféricas a irregulares, alta vesicularidad, poca alteración y en algunas de ellas es evidente la existencia de microlitos (Fig. 22C, J). Además, es posible observar una partícula de forma isométrica pobremente vesiculada (Fig. 22L)



**Figura 22.** Representación fotográfica de la variedad de vesículas en la muestra M-LST 1. (A) Se observan varios tamaños de vesículas con formas esféricas e irregulares. (B) Zoom de la Fig. A, donde es evidente la presencia de grietas por deshidratación del vidrio. (C) Se observan al menos dos poblaciones de tamaños de vesículas y la presencia de microlitos. (D) Zoom de la Fig. C, donde se aprecian grietas de fragmentación y pocas vesículas alargadas formando tubos. (E) Continúan los diferentes tamaños de vesículas, unas esféricas y otras alargadas. (F) Zoom de la Fig. E, con presencia de grietas por deshidratación del vidrio.

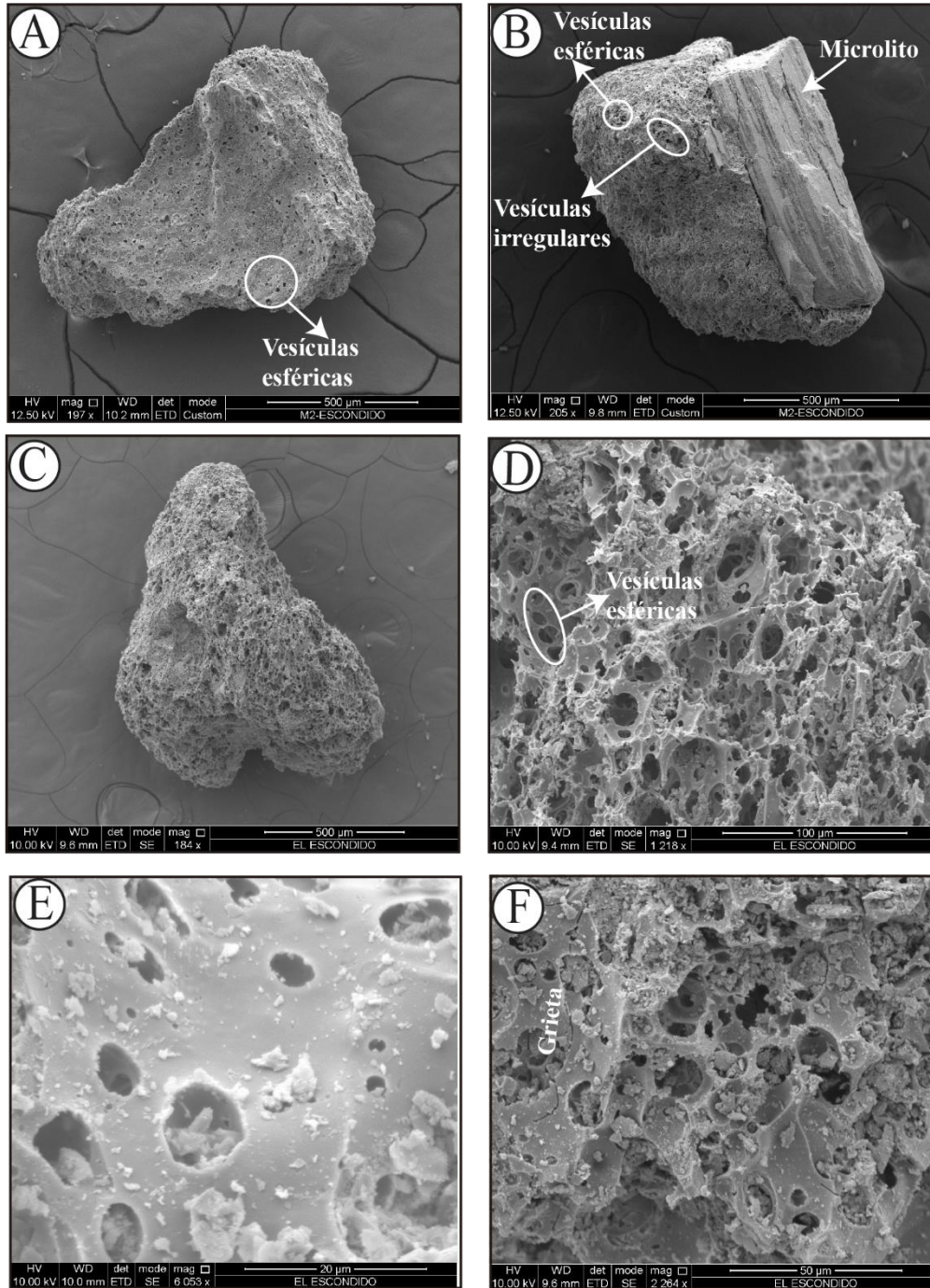


**Figura 22.** (Continuación). (G) Se observan los diferentes tamaños de vesículas alargadas formando tubos y en menor proporción vesículas esféricas. (H) La mayor parte de la partícula es fibrosa con tubos. (I) La mayoría de las vesículas son alargadas con presencia de microlito. (J) La partícula está totalmente fibrosa; se observan tubos producto de las vesículas alargadas. (K) La partícula contiene abundantes vesículas alargadas y se observa grietas de fragmentación. (L) La partícula es pobremente vesiculada presenta forma isométrica y es posible observar grietas de fragmentación.

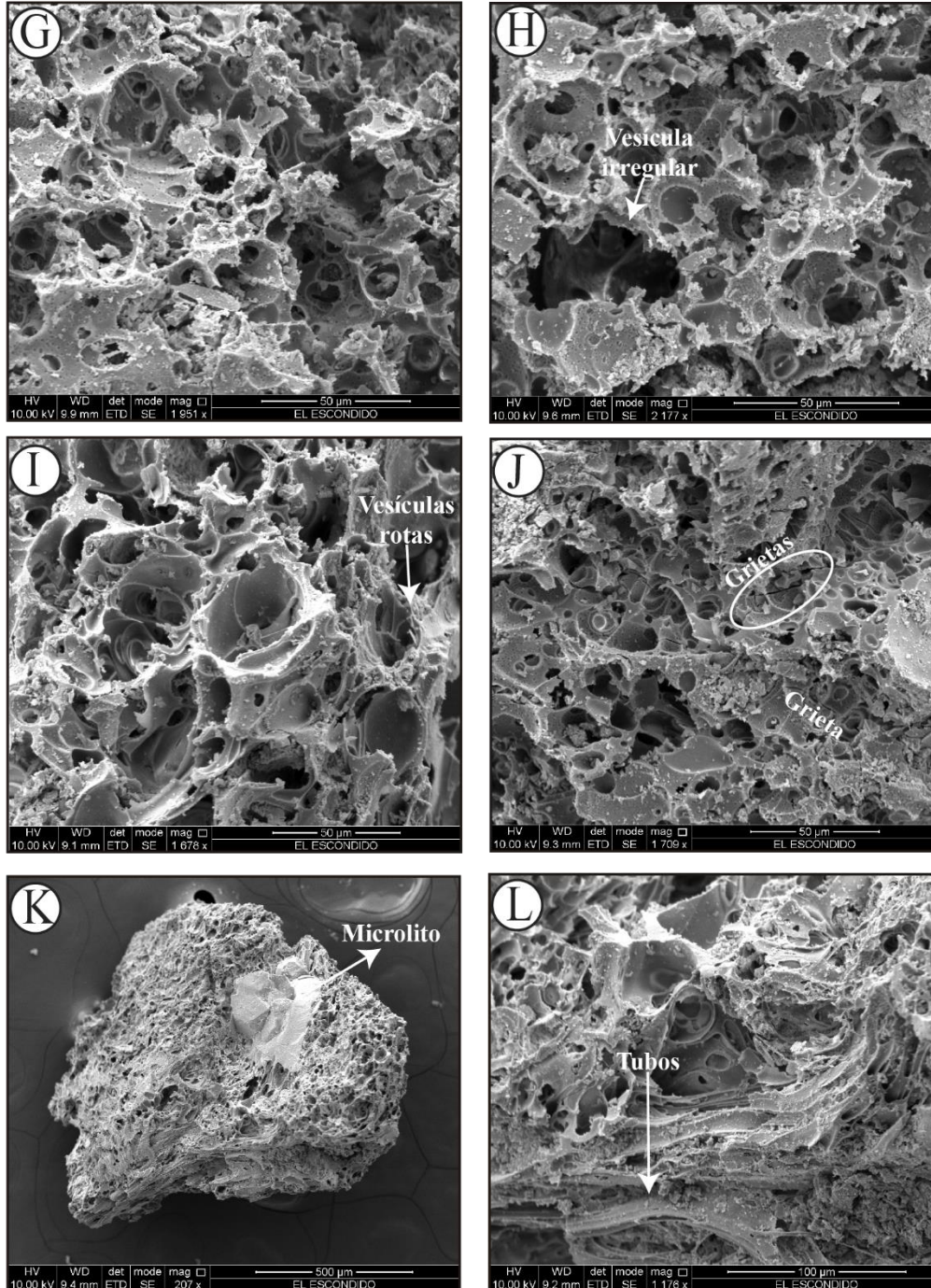


### 7.3.2. M-LST 2

En las partículas volcánicas analizadas en esta muestra, los fragmentos de vidrio vesiculado presentan vesículas más homogéneas comparadas con las partículas de la muestra M-LST 1. En este caso la variación se presenta en el tamaño de las vesículas puesto que se presentan desde muy pequeñas (<1 mm) hasta vesículas grandes (>8 mm) (ver Fig. 23). La vesicularidad es alta, la alteración poco abundante, y presentan microlitos (Fig. 23B, K). Las formas y bordes de estas partículas son algunas esféricas (Fig. 23B, D, E) y otras son irregulares (Fig. 23B, G, H); se observan algunas grietas de fragmentación (Fig. 23F, J). Algunos bordes de las vesículas se encuentran rotos (Fig. 23I). Las vesículas alargadas son pocas y se observan algunos tubos (Fig. 23K, L)



**Figura 23.** Representación fotográfica de la variedad de vesículas en la muestra M-LST 2. (A) Se observa vesículas homogéneas predominantemente pequeñas, de forma irregular y esférica. (B) En esta imagen las vesículas son más grandes, esféricas e irregulares y hay presencia de microlitos de anfíboles. (C) La partícula contiene al menos dos poblaciones de tamaños de vesículas esféricas. (D) Zoom de la Fig. C donde se observa que la mayoría de las vesículas son esféricas. (E) Se observa que las vesículas tienen bordes homogéneos. (F) La forma de las vesículas es más irregular, se observan grietas de fragmentación.



**Figura 23.** (Continuación) (G) La mayoría de las vesículas presentan formas irregulares. (H) En esta imagen se observa una vesícula de gran tamaño con forma irregular. (I) En esta imagen se observan vesículas rotas. (J) Se observa la presencia de varias grietas de fragmentación en la partícula. (K) En la partícula se observan vesículas esféricas y otras vesículas alargadas, además la presencia de un microlito. (L) Zoom de la Fig. K donde se observa que las vesículas alargadas forman tubos.

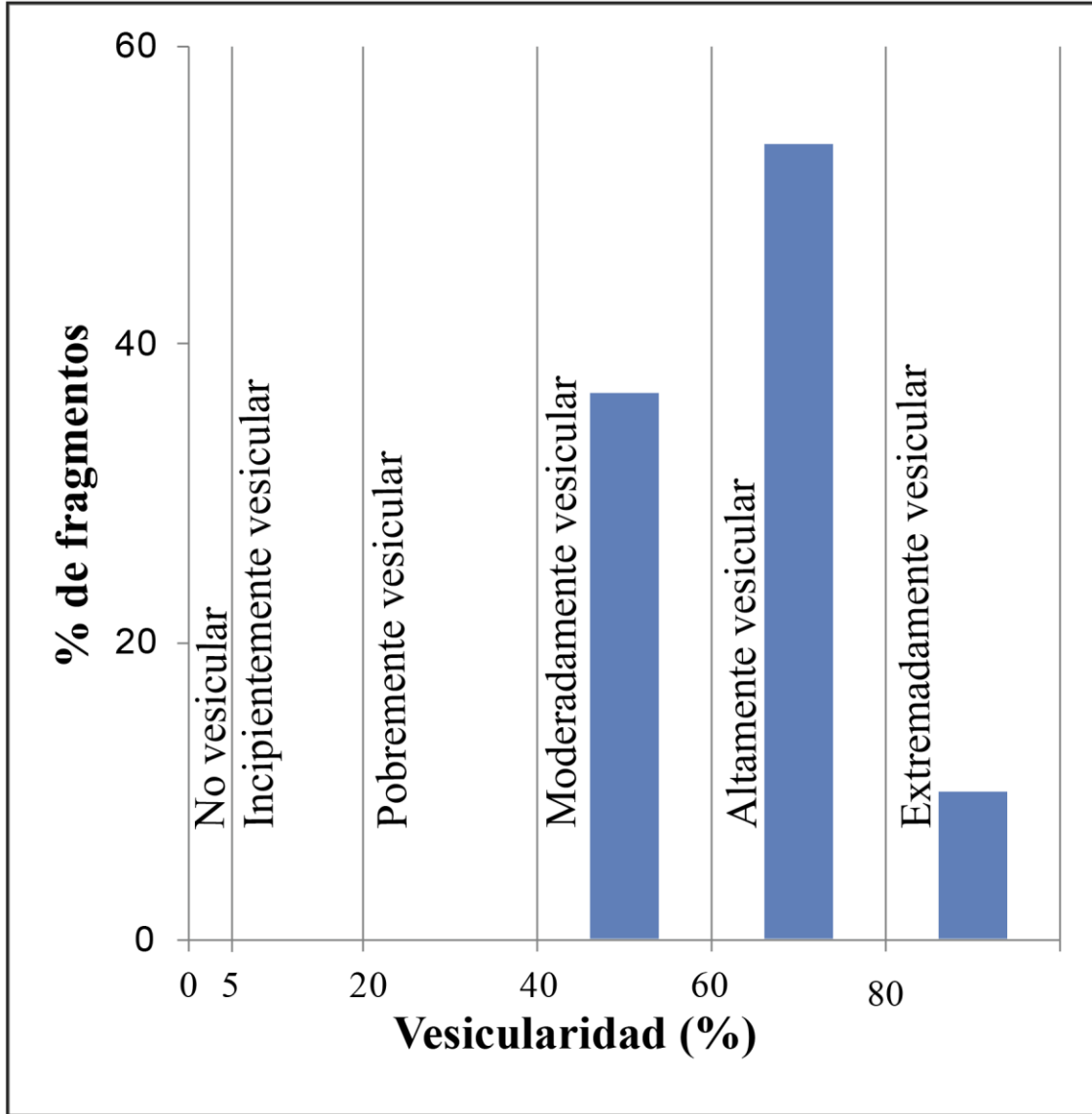
#### 7.4. ANÁLISIS DE VESICULARIDAD EN FRAGMENTOS DE PÓMEZ

Las vesículas son espacios vacíos que deja un magma solidificado; éstas corresponden a burbujas que han perdido su gas, se forman cuando existe sobre-saturación de especies volátiles y nucleación, lo cual resulta en un cambio de fase que origina burbujas en el magma (Burgisser & Degruyter, 2015).

La vesicularidad de los clastos juveniles en depósitos piroclásticos, da información sobre la sincronización relativa de vesiculación y fragmentación del magma, y sobre el papel que juegan los volátiles magmáticos versus el agua externa en erupciones explosivas; el índice de vesicularidad y el rango son definidos como la media aritmética y la dispersión total de valores de vesicularidad respectivamente; la vesicularidad se expresa en porcentaje y su cuantificación es de gran importancia, ya que ayuda a identificar depósitos originados por fragmentación magmática (poblaciones de vesicularidades homogéneas) o fragmentación freato-magmática (poblaciones de vesicularidades heterogéneas) (Houghton & Wilson, 1989).

Los resultados de densidad y vesicularidad para los fragmentos de pómez del volcán El Escondido evidencian que la densidad obtenida es muy heterogénea puesto que varían en un rango ente 0.3 y 1.4  $\text{gr/cm}^3$  con una densidad promedio de 0.9  $\text{gr/cm}^3$ . Los valores de vesicularidad también son heterogéneos ya que oscilan entre 45 y 88%; así, éstos corresponden a categorías desde moderadamente vesicular a extremadamente vesicular; sin embargo, la mayor cantidad de datos corresponden a la categoría de altamente vesicular (Fig. 24). El índice de vesicularidad obtenido es de 64.5%.





**Figura 24.** Histograma de frecuencias de los valores obtenidos de vesicularidad en fragmentos de pómez. (vesicularidad propuesta por Houghton & Wilson, 1989)

## 7.5. ANÁLISIS PETROGRÁFICOS

Se analizaron petrográficamente cuatro secciones delgadas denominadas: B1, L1, P1, P2, en las cuales se identificó la mineralogía presente y su abundancia (Tabla 4); además, se describieron las texturas presentes y se estimó la proporción matriz / cristales. Para el tamaño de grano se utilizó la clasificación propuesta por Shelley (1993): Fenocristal >2 mm; microfenocristal 0.5 - 2 mm; microcristal <0.5 mm (éstos hacen parte de la masa fundamental). Las abreviaciones para los nombres de los minerales fueron tomadas de Whitney & Evans (2010) para los cuales: Plagioclasa: Pl, Hornblenda: Hbl, Biotita: Bt, Cuarzo: Qz, Piroxeno: Px.

Muestra	% Masa fundamental	% Vesículas	% Cristales				
			Pl	Hbl	Bt	Qz	Px
Bomba (B1)	53.3	0	24	15.3	4	3.3	0
Lítico (L1)	55	0	23	17	0	0	5
Pómez 1 (P1)	38.1	34.9	12.8	8.2	4.3	1.8	0
Pómez 2 (P2)	37.8	37.1	9.8	6.3	7	2.1	0

**Tabla 4.** Porcentaje de los componentes de las cuatro muestras analizadas petrográficamente.

### 7.5.1. Descripción petrográfica de cada muestra

#### 7.5.1.1. B1

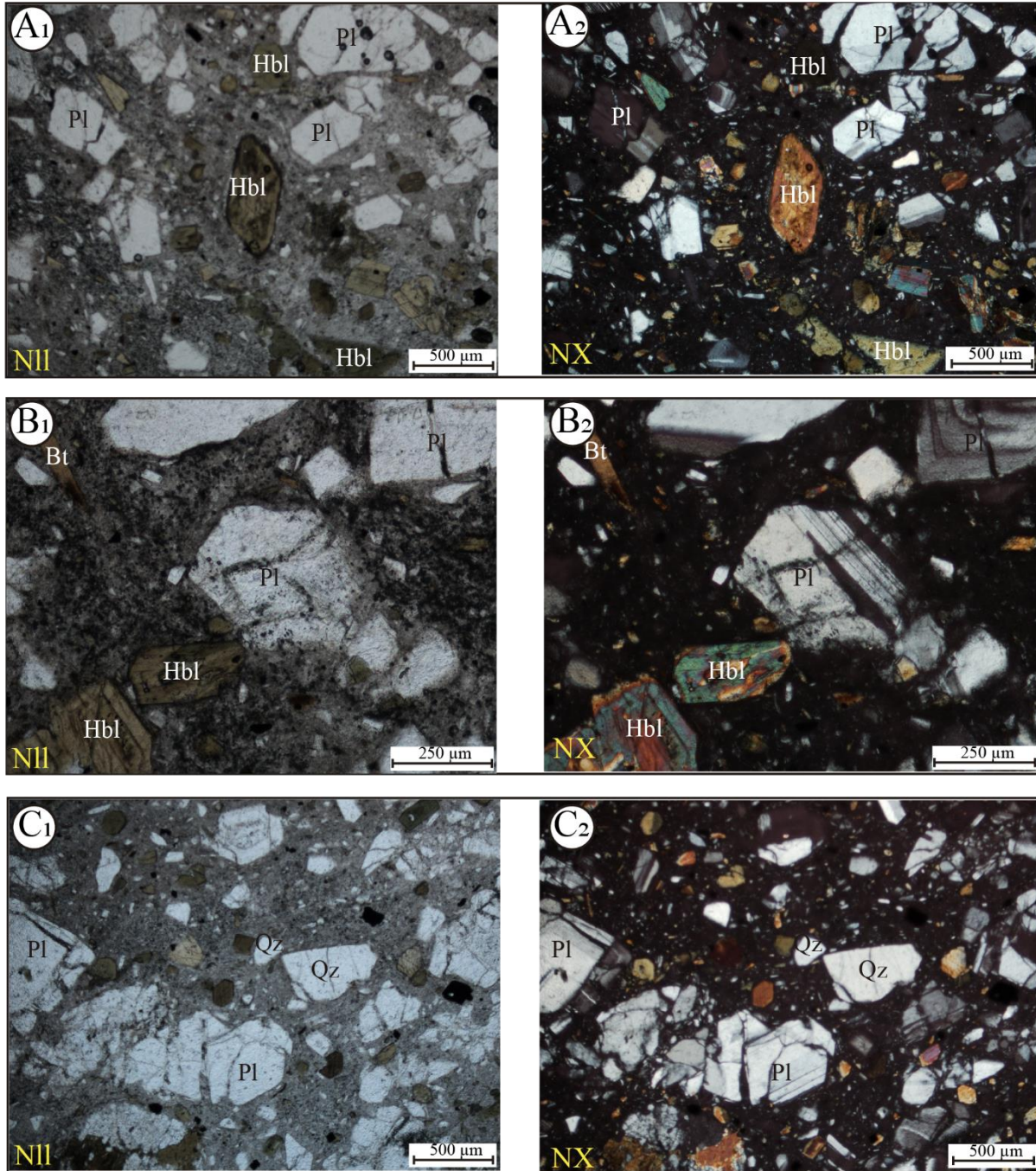
Roca hipocristalina, porfirítica, inequigranular, con masa fundamental microcristalina y criptocristalina, con proporciones similares de cristales / matriz, 43.7 / 55.3%. La roca está constituida de mayor a menor abundancia por fenocristales y microfenocristales de plagioclasa y hornblenda (Fig. 25A) y microfenocristales de biotita (Fig. 25B) y cuarzo (Fig. 25C) (Tabla 4); los microcristales que hacen parte de la masa fundamental son de la misma composición descrita



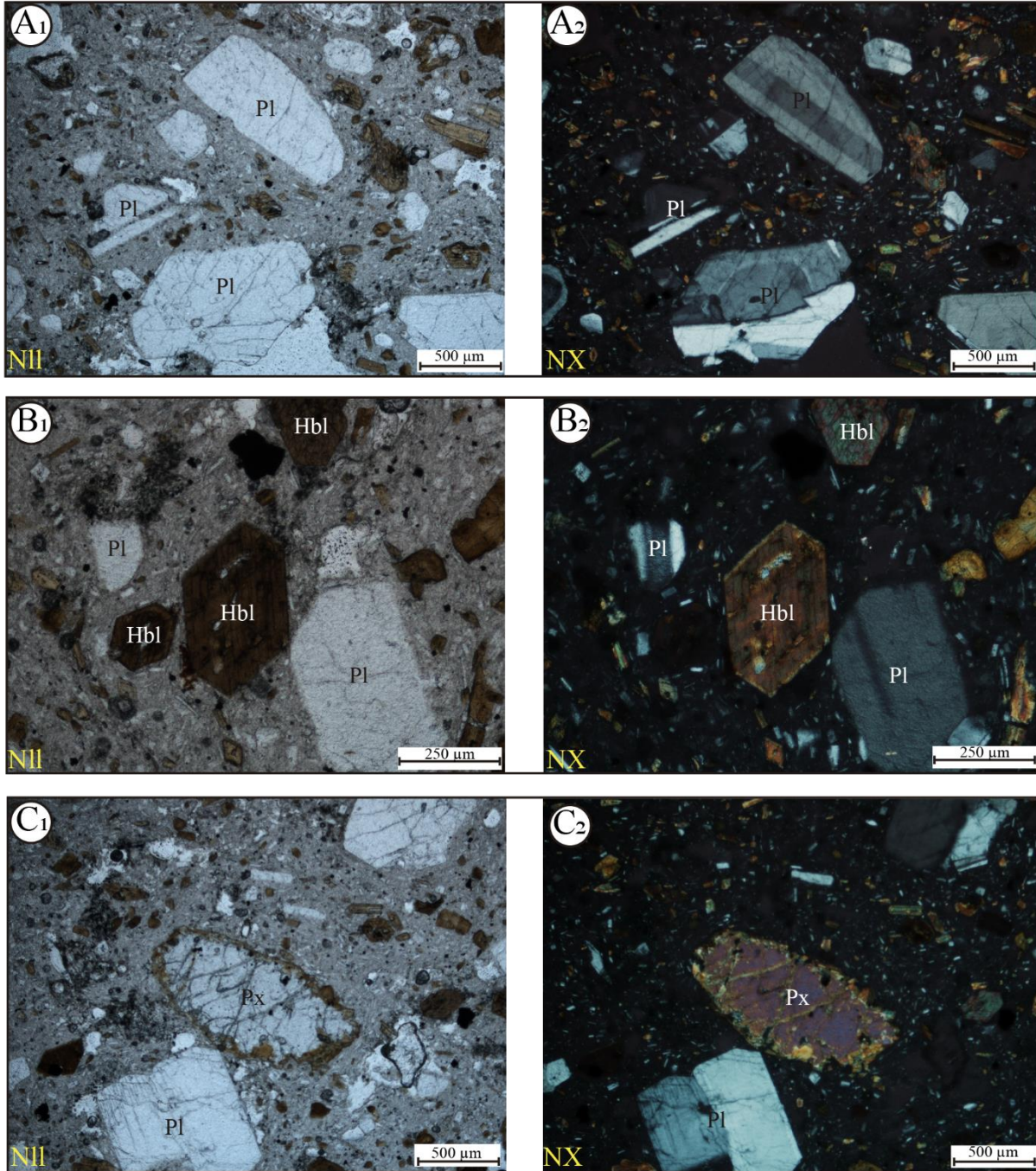
anteriormente. Se observan en la plagioclasa texturas en tamiz (*sieve*) (Fig. 26B). Característicamente la mayoría de cristales presentan forma subhedral y se encuentran muy fracturados. La clasificación modal corresponde a una andesita.

#### 7.5.1.2. L1

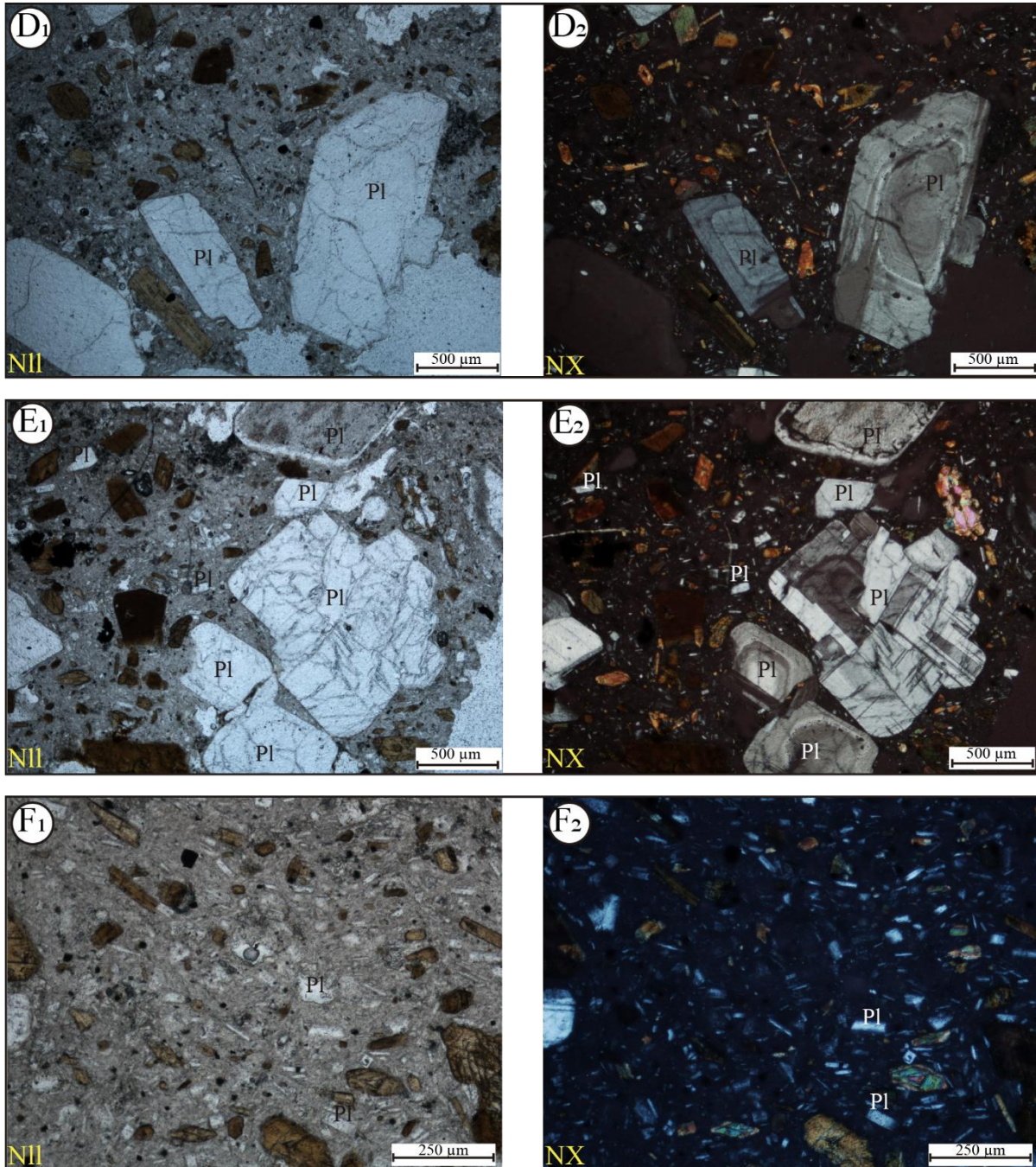
Roca hipocristalina, porfirítica, inequigranular, con matriz porfirítica microcristalina y criptocristalina. La relación de cristales /masa fundamental es proporcional, 45 / 55%. La roca está constituida de mayor a menor abundancia por fenocristales y microfenocristales de plagioclasa (Fig. 26A) y hornblenda (Fig. 26B) y microfenocristales de piroxeno (Fig. 26C) (Tabla 4). Los microcristales que hacen parte de la masa fundamental son de la misma composición descrita anteriormente. Presenta en la plagioclasa texturas en tamiz (*sieve*) (Fig. 26D), coronítica de piroxeno (Fig. 26C) y textura seriada en plagioclasa (Fig. 26E); también se observa una textura traquítica tanto en la masa fundamental como en los cristales (Fig. 26F). La mayoría de los cristales tienen forma euhedral. En esta muestra a diferencia de las demás la hornblenda presenta color marrón. La clasificación modal corresponde a una andesita.



**Figura 25.** Representación fotográfica de la petrografía de la muestra B1. El subíndice 1 representa las fotografías en nicols paralelos, el subíndice 2 representa las fotografías en nicols cruzados. (A<sub>1</sub> y A<sub>2</sub>) Se observan cristales principalmente de hornblenda y plagioclasa. (B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>) Se observa la misma asociación mineralógica y cristales de biotita; además se observa la textura en tamiz en plagioclasa. (C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub>) Se observa principalmente cristales de plagioclasa y cuarzo.



**Figura 26.** Representación fotográfica de la petrografía de la muestra L1. El subíndice 1 representa las fotografías en nicols paralelos, el subíndice 2 representa las fotografías en nicols cruzados. (A<sub>1</sub> y A<sub>2</sub>) Se observan cristales de plagioclasa embebidos en una matriz microcristalina. (B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>) Se observan cristales euhedrales de hornblenda y plagioclasa. (C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub>) Se observan cristales de piroxeno rodeados de cristales de hornblenda, formando la textura coronítica y cristales de plagioclasa.



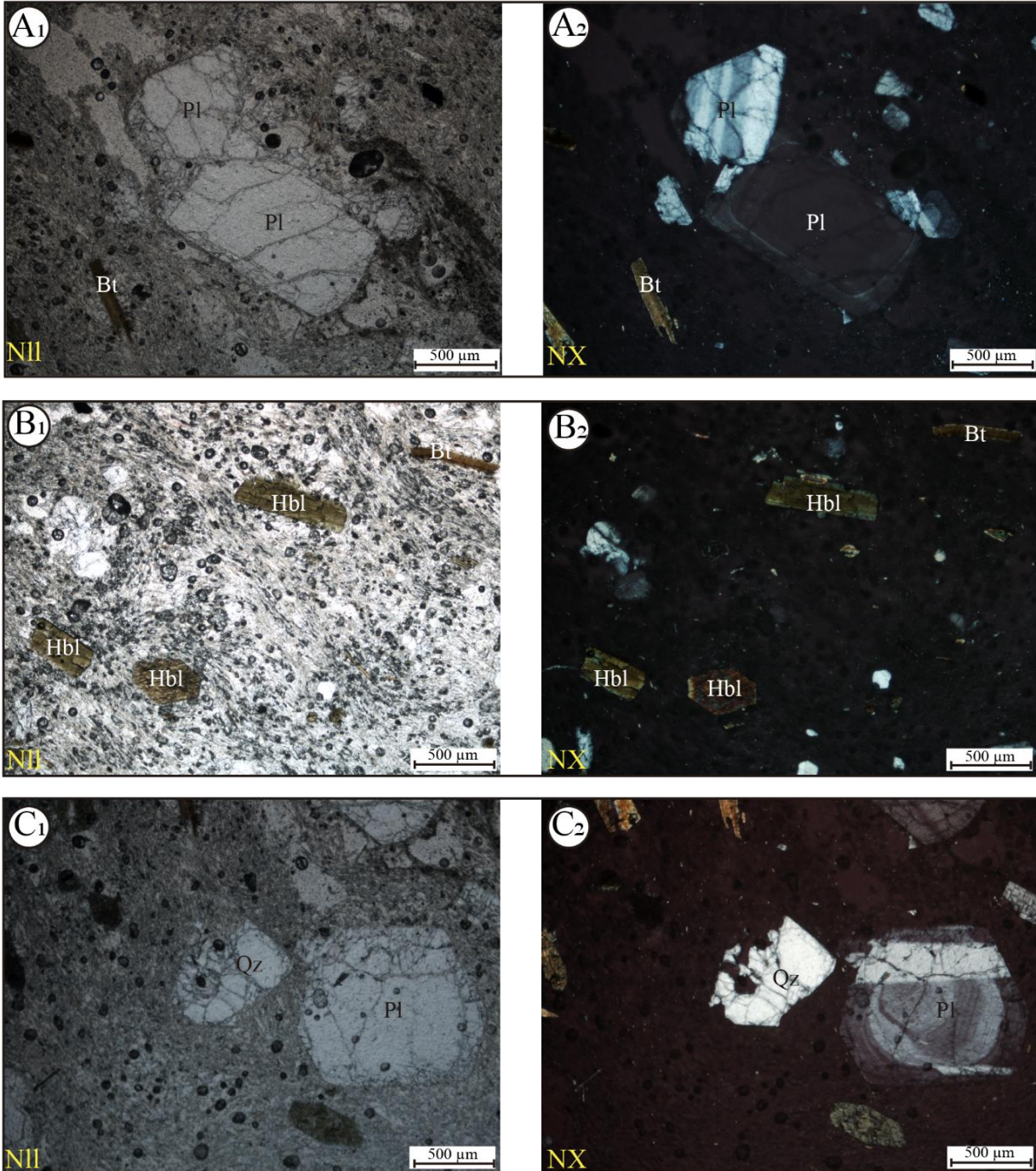
**Figura 26. (Continuación).** El subíndice 1 representa las fotografías en nicolos paralelos, el subíndice 2 representa las fotografías en nicolos cruzados. (D<sub>1</sub> y D<sub>2</sub>) Se observa la textura en tamiz en cristales de plagioclasa. (E<sub>1</sub> y E<sub>2</sub>) Se observan cristales de diferente tamaño de plagioclasa, formando la textura seriada. (F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub>) Se observa cristales de plagioclasa en la matriz alineados, formando la textura traquítica.

### 7.5.1.3. P1

Roca hipocrystalina, porfirítica, inequigranular, con masa fundamental vítrea, holohialina, es decir, no se observan microcristales en la matriz; la proporción cristales / masa fundamental / vesículas es de 27 / 38.1 / 34.9%. La roca está constituida de mayor a menor abundancia de fenocristales y microfenocristales de plagioclasa (Fig. 27A) y hornblenda, y microfenocristales de biotita (Fig. 27B) y cuarzo (Tabla 4). Se observan texturas en tamiz (*sieve*) en plagioclasa y embahada de cuarzo (Fig. 27C). La mayoría de cristales tienen formas subhedrales. La clasificación modal corresponde a una andesita.

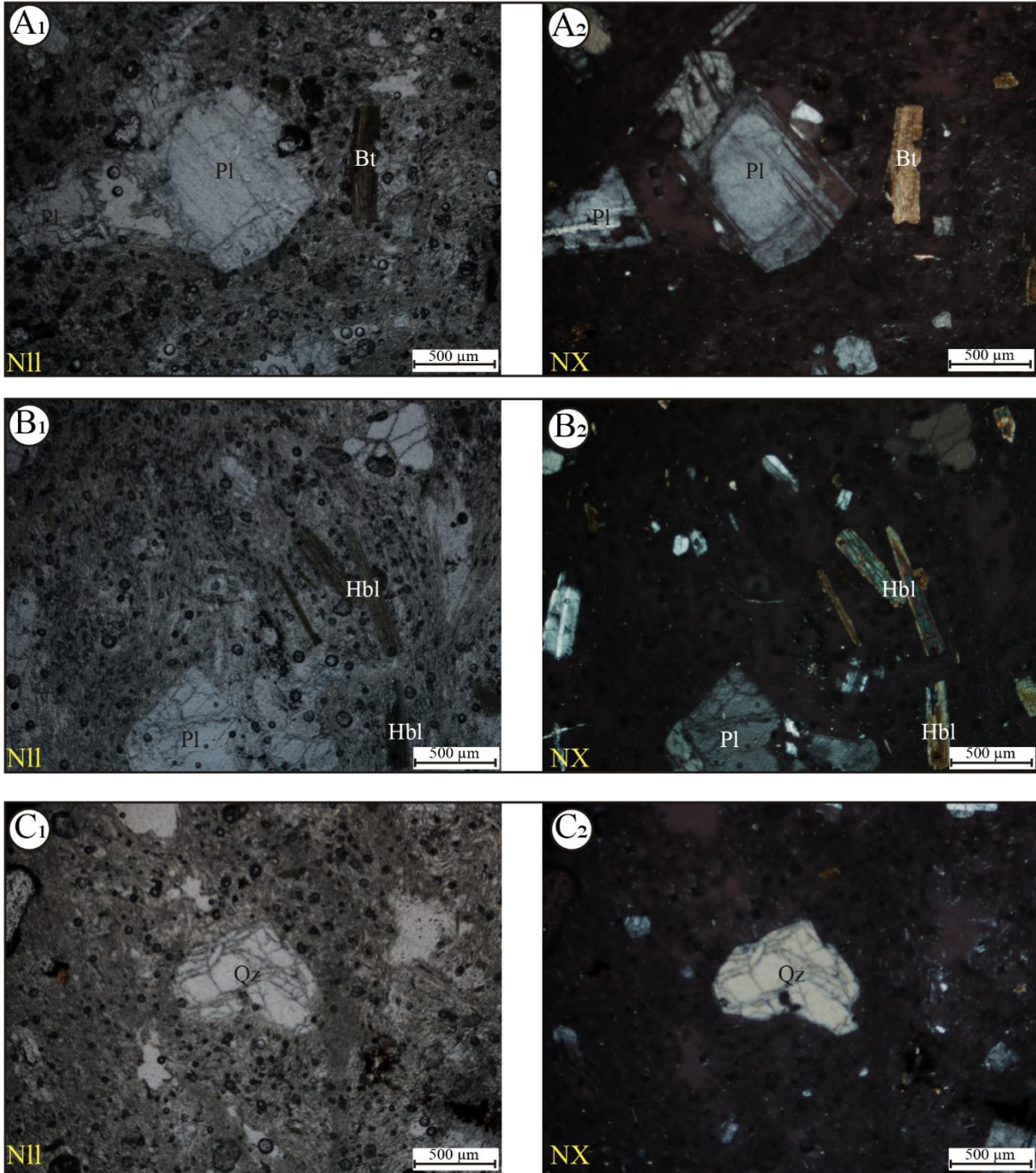
### 7.5.1.4. P2

Roca hipocrystalina, porfirítica, inequigranular, con masa fundamental vítrea, holohialina, es decir, no se observan microcristales en la matriz; la proporción cristales / masa fundamental / vesículas es de 25.1 / 37.8 / 37.1%. La roca está constituida de mayor a menor abundancia de fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, microfenocristales de biotita (Fig. 28A), fenocristales y microfenocristales de hornblenda (Fig. 28B), y microfenocristales de cuarzo (Fig. 28C) (Tabla 4). Se observan texturas en tamiz (*sieve*) en plagioclasa. La mayoría de cristales tienen formas subhedrales. La clasificación modal corresponde a una andesita.



**Figura 27.** Representación fotográfica de la petrografía de la muestra P1. (A) Se observan cristales de plagioclasa embebidos en una matriz holohialina. (B) Se observan cristales de hornblenda y biotita, además se observan abundantes vesículas. (C) Se observan cristales de plagioclasa y cuarzo, también se evidencia las texturas en tamiz en plagioclasa y embahada de cuarzo.





**Figura 28.** Representación fotográfica de la petrografía de la muestra P2. El subíndice 1 representa las fotografías en nicols paralelos, el subíndice 2 representa las fotografías en nicols cruzados. (A<sub>1</sub> y A<sub>2</sub>) Se observan cristales de plagioclasa y biotita. (B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>) Se observan cristales de hornblenda y plagioclasa. (C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub>) Se observan cristales de cuarzo embebidos en una matriz holohialina con abundantes vesículas.

### 7.5.2. Descripción microscópica de minerales

La Tabla 5 describe las propiedades ópticas de los minerales presentes en las muestras analizadas.

Mineral	Hábito	Forma	Color / pleocroísmo	Exfoliación	Color de interferencia	Extinción	Observaciones
Pl	Tabular, irregular	Euhedral, subhedral	Incoloro	No se observa	Gris, blanco de primer orden	Presenta maclas y zonaciones	Algunos cristales se encuentran alterado
Hbl	Prismático largo	Euhedral, subhedral	Pleocroísmo fuerte de verde claro a verde oscuro	Dos direcciones de exfoliación 60 y 120°	Amarillo, rosado, verde, azul de segundo orden	El ángulo de extinción varía entre 12 y 30°	Este mineral en la muestra L1, presenta un color marrón con pleocroísmo fuerte de marrón a amarillo
Bt	Laminar	Subhedral anhedral	Marrón, pleocroísmo fuerte de colores marrones a amarillos	Una dirección de exfoliación	Marrón, amarillo de primer orden	Extinción "ojo de pájaro"	-
Qz	Irregular	Anhedral	Incoloro	No presenta	Gris, blanco de primer orden	Ondulante	Algunos se encuentran fracturados
Px	Prismático corto	Subhedral, anhedral	Incoloro	No se observa	Rosado, amarillo, verde, azul de segundo orden	El ángulo de extinción varía entre 30 y 40°	-

**Tabla 5.** Propiedades ópticas de los minerales presentes en las muestras analizadas petrográficamente.

### 7.6. ANÁLISIS QUÍMICOS DE ROCA TOTAL

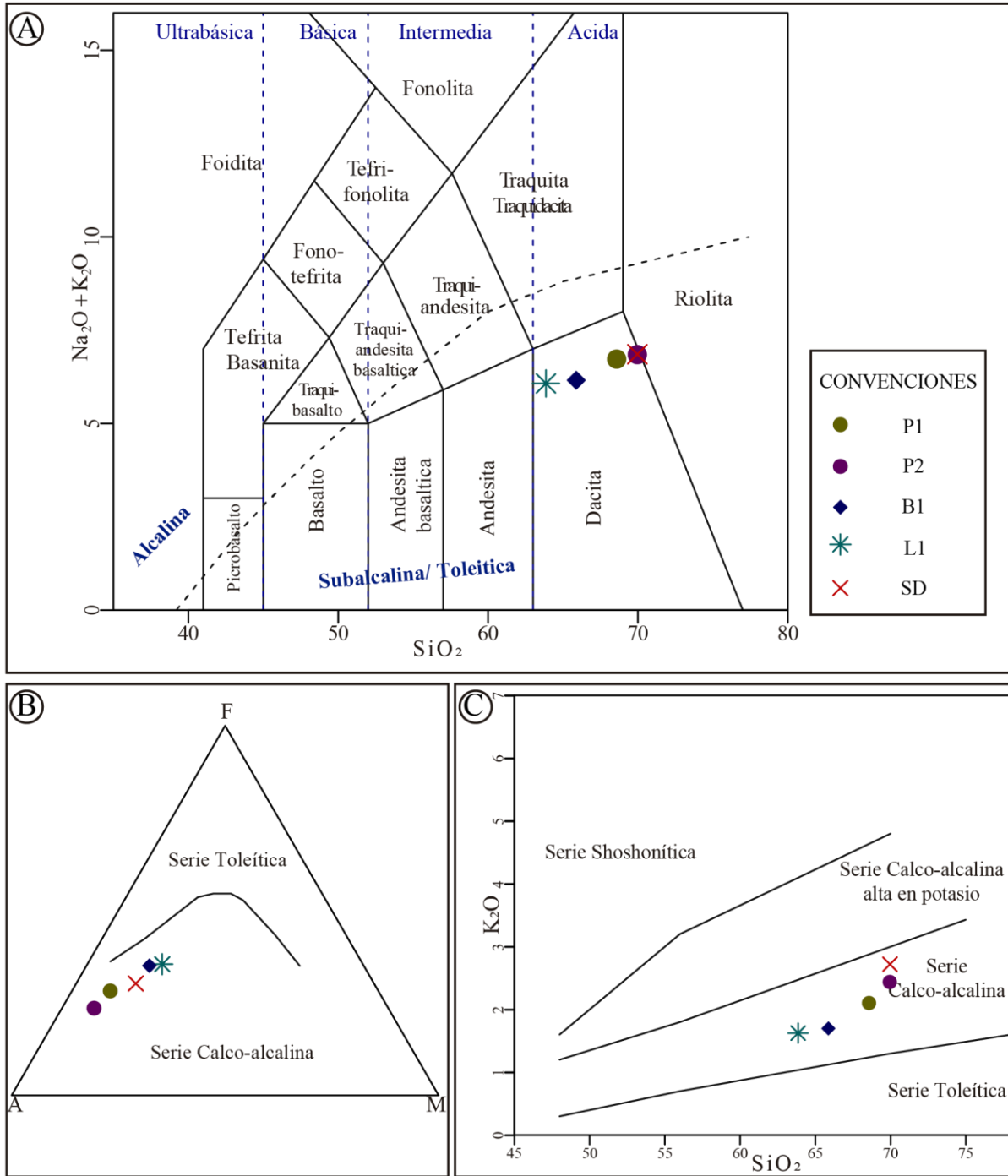
Se realizaron análisis químicos de roca total a las mismas muestras analizadas petrográficamente, con el fin de conocer la composición de los productos volcánicos del volcán El Escondido. Estos datos fueron recalculados en base anhidra y posteriormente ploteados con los análisis químicos



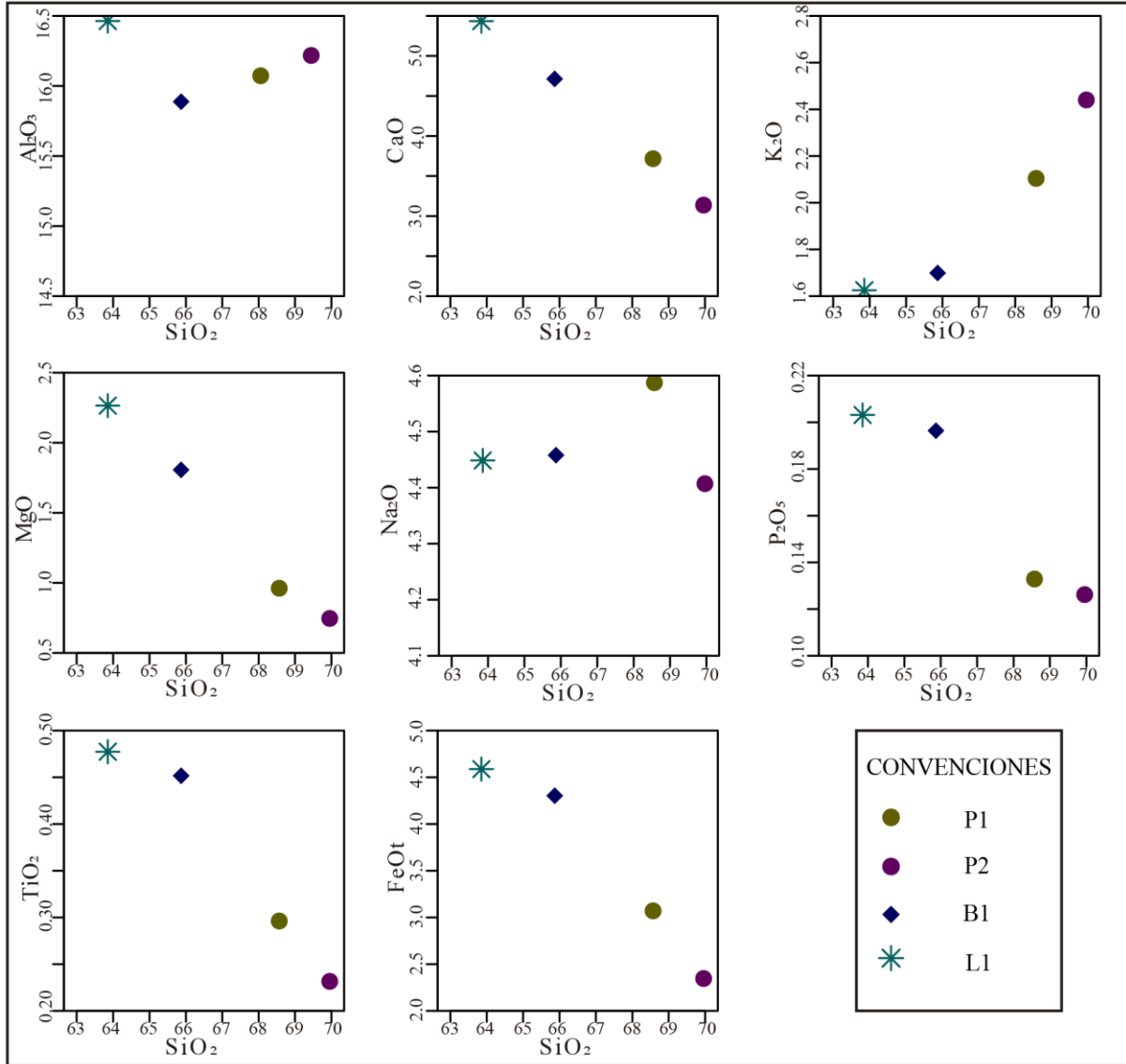
del volcán San Diego reportados por Borrero et al. (2016) para obtener una comparación respecto a la composición de estos dos volcanes pertenecientes al CVMS (Tabla 6).

En el diagrama TAS (Le Bast et al., 1986) (Fig. 29A) se observa que la composición de las muestras analizadas, incluyendo la muestra perteneciente al volcán San Diego es dacítica. En el diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) (Fig. 29B) las muestras analizadas se ubican en el campo de la serie calco-alcalina, y a su vez se observa que en el diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  (Peccerillo & Taylor, 1976) las muestras analizadas se encuentran en la serie calco-alcalina (Fig. 29C).

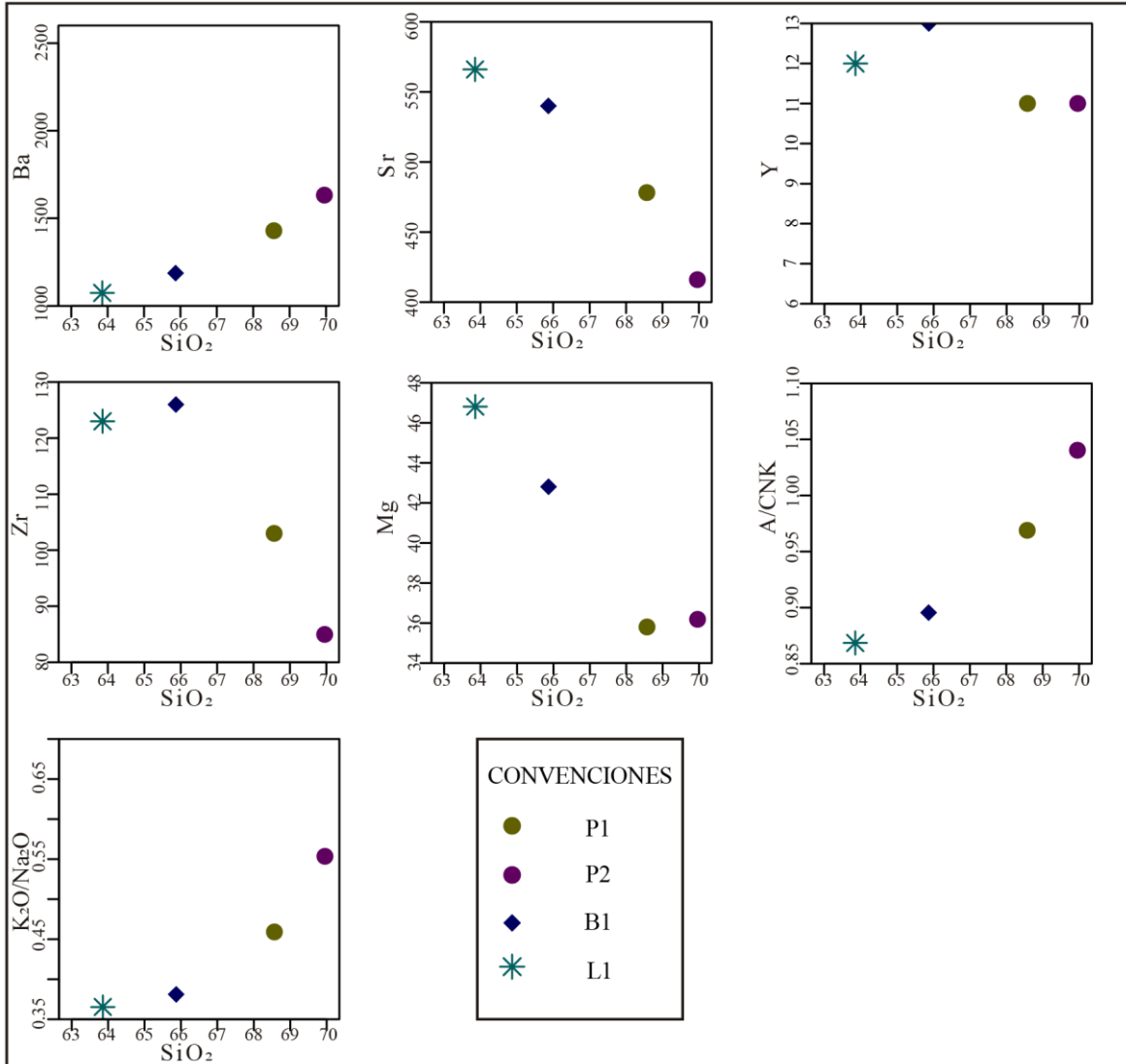
En los diagramas tipo Harker se pueden observar claras tendencias geoquímicas de las muestras P1, P2 y B1 con patrones lineales crecientes de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , Ba y ACNK vs  $\text{SiO}_2$ ; también se pueden observar patrones lineales decrecientes de CaO, MgO,  $\text{TiO}_2$  y FeOt, Sr y Zr vs  $\text{SiO}_2$ . Estas tendencias marcan también una diferencia con la muestra L1 (Fig. 30 y 31). La Fig. 32 también muestra patrones lineales crecientes de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  vs Zr; y patrones lineales decrecientes de CaO,  $\text{TiO}_2$  y FeOt vs Zr entre las muestras P1, P2 y B1 evidenciando la diferencia con la muestra L1.



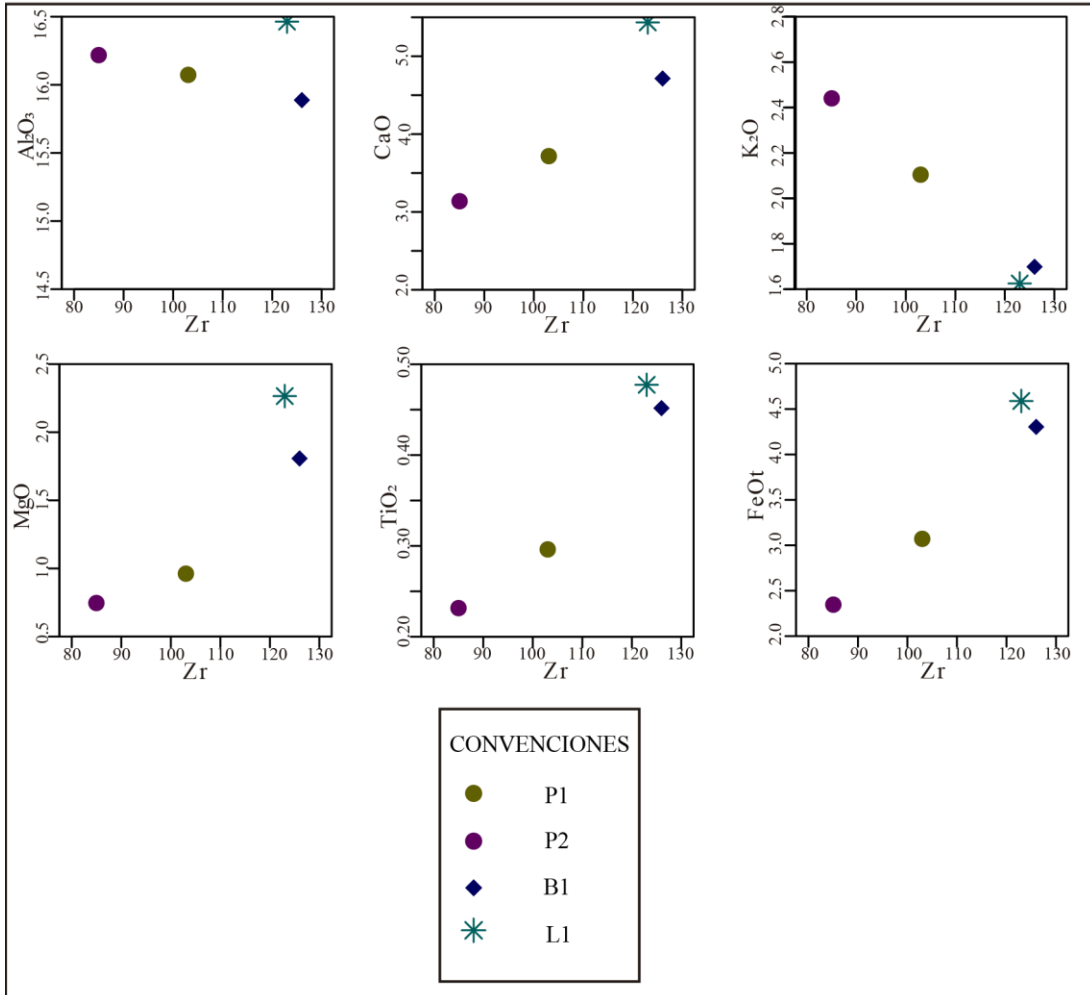
**Figura 29.** Diagramas de clasificación para las muestras analizadas del volcán El Escondido y el volcán San Diego. (A) Diagrama de variación de sílice vs álcalis (TAS) Le bast et al., (1986). (B) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). (C) Diagrama de variación de sílice vs potasio de Peccerillo & Taylor (1976). Donde, P1: Pómez 1, P2: Pómez 2, B1: Bomba, L1: Lítico, SD: muestra del volcán San Diego.



**Figura 30.** Diagramas Harker donde se observa variación de contenido de sílice vs elementos mayores para las muestras pertenecientes al volcán El Escondido.



**Figura 31.** Diagramas Harker donde se observa la variación del contenido de sílice vs algunos elementos traza para las muestras pertenecientes al volcán El Escondido.



**Figura 32.** Diagramas de variación de Zr vs óxidos mayores, donde se observa la diferencia entre el lítico volcánico con los fragmentos de pómez y la bomba volcánica.

	P1	P2	L1	B1	SD
SiO <sub>2</sub>	68.57	69.95	63.85	65.87	69.96
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.23	0.48	0.45	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.07	16.22	16.46	15.89	14.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.41	2.61	5.10	4.78	4.13
K <sub>2</sub> O	2.10	2.44	1.63	1.70	2.72
CaO	3.72	3.13	5.43	4.71	2.02
MgO	0.96	0.75	2.26	1.81	1.71
MnO	0.13	0.14	0.12	0.12	0.10
Na <sub>2</sub> O	4.59	4.41	4.45	4.46	4.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.13	0.20	0.20	0.10
Ba (ppm)	1430	1631	1074	1187	2443
Sr (ppm)	478	416	566	540	434
Y (ppm)	11	11	12	13	6
Zr (ppm)	103	85	123	126	85
Total	99.98	100	100	100	100

**Tabla 6** Valores químicos de roca total para las muestras de los volcanes El Escondido y San Diego.



## 8. DISCUSIÓN

### 8.1. ¿VULCANISMO PREVIO AL VOLCÁN EL ESCONDIDO?

Un campo volcánico monogenético hace referencia a la ocurrencia de varios volcanes monogenéticos en un área específica (eg. Cañon-Tapia, 2016). El tiempo de vida de éstos es largo y se puede comparar con el tiempo de vida de un volcán poligenético (Németh, 2010). En el denominado Campo Volcánico Monogenético Samaná (CVMS) se han reconocido dos volcanes como son el volcán Maar de San Diego y el volcán El Escondido (Borrero et al., 2016); sin embargo, se ha mencionado la existencia de otras estructuras volcánicas, las cuales no han sido bien reconocidas (por ejemplo, el volcán Guadalupe, el volcán Piamonte, el volcán Berlín, y el volcán Norcasia; SGC, 2017; Murcia et al., 2017). Con base en esto, es probable la existencia de vulcanismo previo en la zona a aquel que generó el volcán El Escondido. De esta manera, se plantea el interrogante de si existen o han existido otros cuerpos volcánicos pertenecientes al CVMS cerca al lugar donde se encuentra emplazado el volcán en estudio.

Los resultados de los análisis composicionales reflejan diferencias en las muestras analizadas. En las unidades estratigráficas definidas, la presencia de fragmentos volcánicos con diferencias mineralógicas a los fragmentos de pómez presentes en los depósitos, podrían evidenciar que se fragmentaron rocas volcánicas pre-existentes. En las muestras, los análisis petrográficos reflejan diferencias mineralógicas entre el lítico volcánico, que presenta una composición más básica (píroxeno y ausencia de cuarzo y biotita; Fig. 26), y los fragmentos de pómez y de la bomba volcánica que presentan una composición más ácida (cuarzo y biotita, sin la presencia de píroxeno; Figs. 25, 27 y 28). Geoquímicamente se observa también una tendencia geoquímica entre las muestras de pómez y bomba volcánica, la cual es diferente a la del lítico volcánico que

muestra características propias (Fig. 30, 31 y 32). De esta manera se evidencian dos composiciones en los fragmentos involucrados en la erupción que formó el volcán El Escondido.

Todos estos datos, además de la presencia de un depósito de flujo de bloques y ceniza que indica material previo solidificado, sugieren una estructura pre-existente de composición más básica, la cual fue destruida por la erupción que formó el volcán El Escondido y que por ende sus fragmentos fueron involucrados en el evento. En este sentido se propone un vulcanismo previo que podría corresponder a otro volcán monogenético. Éste, fue afectado durante la erupción de El Escondido generando así los depósitos de bloques y cenizas presentes en las unidades U3 y U5.

## **8.2. TIPO DE FRAGMENTACIÓN: ¿MAGMÁTICA O FREATO-MAGMÁTICA?**

La fragmentación del magma es definida como la transición de un fundido continuo con una fase gaseosa dispersa, a fragmentos separados de un fundido vesiculado dentro de una fase gaseosa continua (Cashman et al., 2000); es decir, la fragmentación hace referencia a la desintegración del magma. Se han definido dos mecanismos de fragmentación del magma: freato-magmática y magmática (Cas & Wrigth, 1988). La fragmentación freato-magmática se produce al generarse un choque térmico por interacción del magma (altas temperaturas) con el agua (bajas temperaturas), ya sea ésta subterránea o superficial como agua de mar, meteórica, hidrotermal, de un lago o de un glaciar (Heiken, 1974; Morrisey et al., 2000). Por otra parte, la fragmentación magmática ocurre cuando hay exsolución, nucleación, expansión y coalescencia de gases disueltos durante el ascenso del magma a superficie (Heiken, 1974).

Generalmente, es difícil diferenciar entre un depósito generado por fragmentación freato-magmática de uno generado por fragmentación magmática, teniendo en cuenta que los depósitos

pueden compartir características similares (White & Valentine, 2016). Para esto, se han propuesto varios tipos de análisis aparte de las observaciones de campo, como son los análisis de distribución de tamaño de grano o análisis de vesicularidad en fragmentos de pómez, análisis de morfología de partículas, análisis de soldadura o aglutinación de partículas, análisis en los agregados de partículas, cuantificación de fragmentos líticos, y proporción de partículas finas (Houghton & Wilson, 1989; White & Valentine, 2016). No obstante, White & Valentine (2016) concluyen que la ausencia de evidencia no es evidencia de ausencia, es decir que se necesitan de bastantes criterios para obtener una interpretación real sobre los mecanismos que dieron origen a los flujos que generaron los depósitos analizados. Igualmente, diferentes autores (e.g. Gardner et al., 1996; Shea et al., 2010; White & Valentine, 2016) han planteado que en erupciones freato-magmáticas es complicado interpretar las características mencionadas debido a la heterogeneidad que se puede dar.

Específicamente los análisis de vesicularidad en fragmentos de pómez proporcionan la posibilidad de distinguir entre los dos tipos de fragmentación a través de valores de vesicularidad. Houghton & Wilson (1989) consideran que índices de vesicularidad entre el 70 y 80% son el resultado de fragmentación magmática de baja viscosidad, índices <25% y además un rango de vesicularidad ente 30 y 50% son el resultado de fragmentación magmática de alta viscosidad, e índices <40% y además un alto rango de valores de vesicularidad, son el resultado de fragmentación freato-magmática.

Con base en los tipos de depósitos presentes asociados al volcán El Escondido, se puede interpretar que hubo freato-magmatismo durante algunas fases de la erupción, considerando principalmente la presencia de depósitos de oleadas basales presentes en la unidad U5. Ésta

presenta agregados de ceniza o lapilli acrecional que sugieren la presencia de agua líquida durante su formación (i.e. oleadas basales húmedas). La interacción magma - agua se dio seguramente a nivel de un acuífero confinado presente en el Complejo Cajamarca (cf. Borrero et al., 2016; Aguilar & Piedrahita, 2017), el cual forma parte del basamento ígneo-metamórfico del volcán El Escondido.

Los análisis morfológicos realizados en las muestras del volcán El Escondido también sugieren freato-magmatismo durante algunas fases de la erupción (unidad 0?). En la muestra M-LST 1 se observan fragmentos con textura en bloque (Fig. 22L) y grietas de fragmentación (Fig. 22D, K, L), las cuales se correlacionan con este tipo de proceso (eg. Gómez-Arango, 2016). A favor de la fragmentación magmática (unidad 1), se encuentran las siguientes características: gran variedad en las formas y tamaños de las vesículas, micro texturas esponjosas (Fig. 22A), y texturas fluidales, las cuales se forman por alargamiento de las vesículas al momento de ascenso de las burbujas en el magma.

En la muestra M-LST 2 también se observa gran cantidad de vesículas, pero un poco más homogéneas en tamaño y forma en comparación con la muestra anterior; las vesículas son más pequeñas e igualmente se observan micro texturas esponjosas (Fig. 23C). Aunque los altos contenidos de vesículas indicarían una textura magmática, el poco crecimiento de burbujas (i.e. vesículas pequeñas) y la presencia de grietas (Fig. 23F, J) podrían indicar que la fragmentación freato-magmática también tuvo lugar (Hiroi & Miyamoto, 2016).

Analizando el índice de vesicularidad de los fragmentos de pómez del volcán El Escondido (64.5%) y considerando que éste es de viscosidad alta teniendo en cuenta su composición, se puede sugerir que ocurrió fragmentación magmática durante la mayor parte de su proceso

eruptivo. No obstante, los fragmentos con vesicularidad moderada también pueden sugerir que el freato-magmatismo jugó un papel importante inhibiendo en parte el proceso previo a la fragmentación.

En síntesis, se puede sugerir que en la erupción que formó el volcán El Escondido, ocurrió una alternancia de estilos eruptivos, donde ocurrieron sucesivos procesos magmáticos y freato-magmáticos que involucraban o no parte de la estructura volcánica pre-existente. Sin embargo, hasta el momento no es posible esclarecer con precisión en que momento de la historia eruptiva ocurrió cada tipo de fragmentación.

### **8.3. DEPÓSITOS DE IGNIMBRITAS EN VULCANISMO MONOGENÉTICO**

Los depósitos de ignimbritas o también llamados flujos piroclásticos de pómez son generados por emplazamiento de corrientes de densidad piroclástica con alta concentración de partículas (Sparks et al., 1973). Típicamente comprenden una mezcla de pómez y líticos tamaño lapilli en una matriz vítrea con vesículas y fragmentos de cristales (Branney & Kokelaar, 2002). Tradicionalmente, las ignimbritas han sido consideradas como producto de vulcanismo explosivo involucrando magmas intermedios y silíceos (Martí et al., 2017); sin embargo, aunque no es muy común, se han reportado también depósitos similares en campos volcánicos monogenéticos de composición básica. Este es el caso del Campo Volcánico La Garrotxa en España (Martí et al., 2017), el Complejo Volcánico Mt Gambier en Australia (Van Otterloo & Cas, 2016) y el Campo Volcánico Cráter Lunar en Nevada, EE.UU. (Amin & Valentine, 2017). Recientemente en Colombia, también se reportaron depósitos de ignimbrita en el denominado Campo Volcánico de Paipa, el cual es considerado como un campo monogenético (Suárez, 2016).



Según Martí et al. (2017), los flujos piroclásticos masivos del Campo Volcánico La Garrotxa fueron formados por un colapso intermedio de pequeñas columnas de erupción densa, resultantes de altas tasas de descarga producidas por grandes y energéticos eventos explosivos freato-magmáticos. Por lo tanto, se plantea que el origen de este tipo de CDPs en volcanes monogenéticos puede ser explicado por actividad freato-magmática donde la interacción magma agua ocurre en acuíferos confinados con baja transmisividad localizados a pocos metros debajo de la superficie. Para el caso de los flujos piroclásticos del Complejo Volcánico Mt Gambier, se plantean que estas CDPs fueron formadas y emplazadas a baja temperatura por una columna de erupción vertical de corta vida que no fue sostenida y colapsó (Van Otterloo & Cas, 2016). En general los depósitos producidos por actividad freato-magmática son emplazados a bajas temperaturas, por lo tanto, durante la erupción gran cantidad de energía termal es disipada y convertida en energía cinética y mecánica (Van Otterloo & Cas, 2016). Amin & Valentine (2017) explican la presencia de ignimbritas en el Campo Volcánico Cráter Lunar debido a alternancia de actividad explosiva magmática y freato-magmática, donde los depósitos de ignimbritas se formaron por una explosión relativamente somera cerca de la superficie.

Para el volcán El Escondido, se plantea que los depósitos de CDPs concentradas de tipo flujo piroclástico de pómez se formaron por erupciones poco explosivas y procesos de rebosamiento o *boiling over* donde no se generaron columnas eruptivas de gran altura ni por mucho tiempo. Esto a su vez es correlacionable con la ausencia de depósitos de caída piroclástica (cf. Branney & Kokelaar, 2002).

## 8.4. CONFIGURACIÓN MORFOLÓGICA DE LA ESTRUCTURA VOLCÁNICA ACTUAL

El volcán El Escondido se encuentra en una topografía montañosa, con relieves muy abruptos e intensamente cubierto por vegetación; esta zona se caracteriza por tener temperaturas que oscilan entre 17 y 20° C ([www.ideam.gov.co](http://www.ideam.gov.co)), fuertes precipitaciones (5000 mm/año, [www.ideam.gov.co](http://www.ideam.gov.co)) y humedad relativa promedio entre 87 y 95% ([www.ideam.gov.co](http://www.ideam.gov.co)), todos estos factores hacen que los procesos denudativos sean muy intensos y que por ende afecten intensamente los depósitos inconsolidados típicos de estas estructuras (cf. Kereszturi & Németh, 2012).

En los perfiles topográficos de la estructura volcánica (Fig. 33) se evidencian los fuertes contrastes topográficos, sobre todo hacia la parte sur del volcán donde no existen los flancos del edificio. Igualmente, se aprecia el cráter interrumpido y una gran zona por donde el material constituyente del cono fue removilizado. Se puede sugerir entonces que la parte sur del volcán El Escondido fue removida posiblemente por múltiples procesos de colapso (Fig. 34). Actualmente el volcán El Escondido es un pequeño remanente de la estructura volcánica inicial, correspondiente a un cono piroclástico.

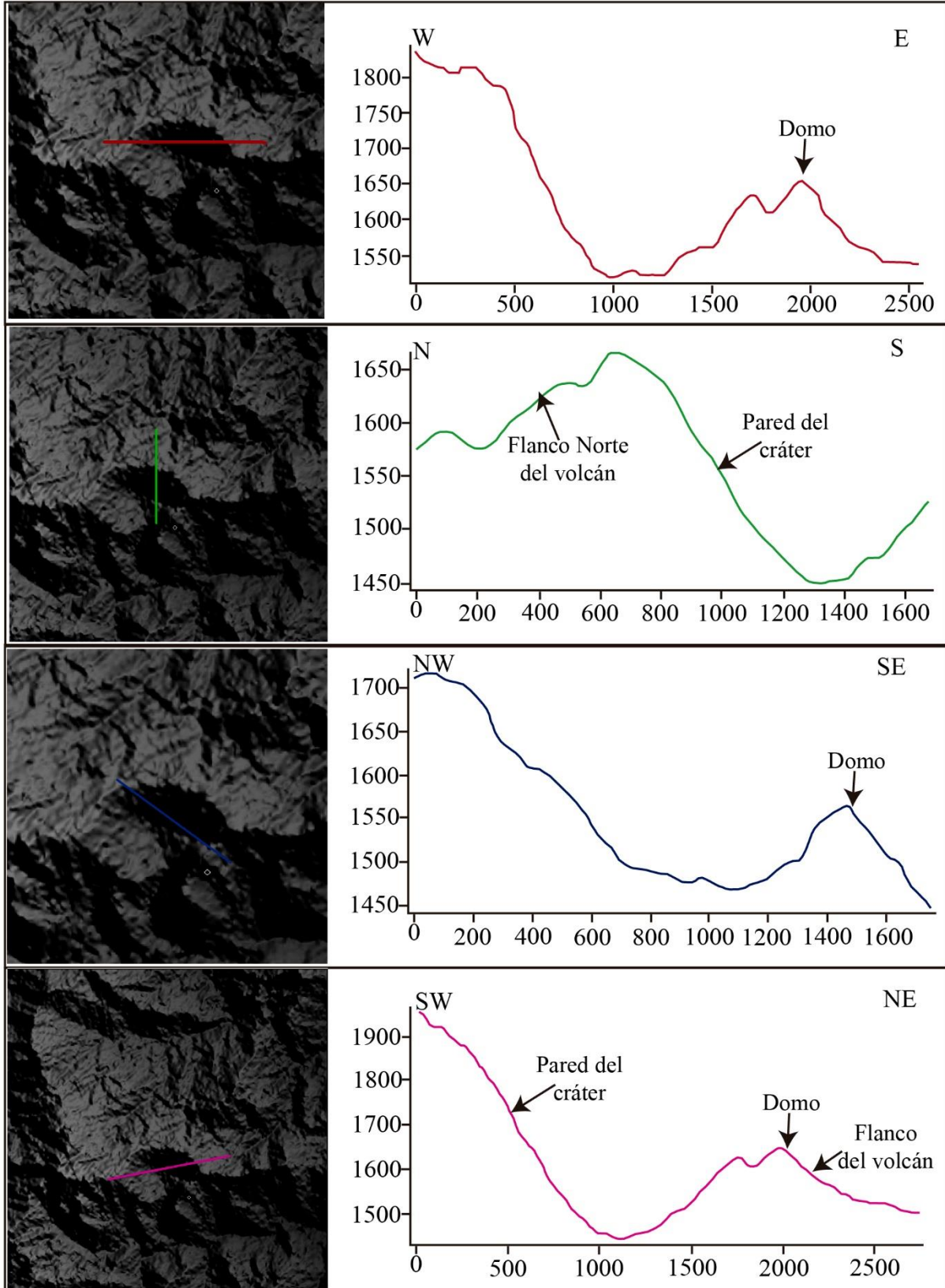


Figura 33. Perfiles topográficos del volcán El Escondido.





**Figura 34.** Fotografía del volcán El Escondido (Tomada de Google Earth).

## 8.5. MODELO EVOLUTIVO DEL VOLCÁN EL ESCONDIDO

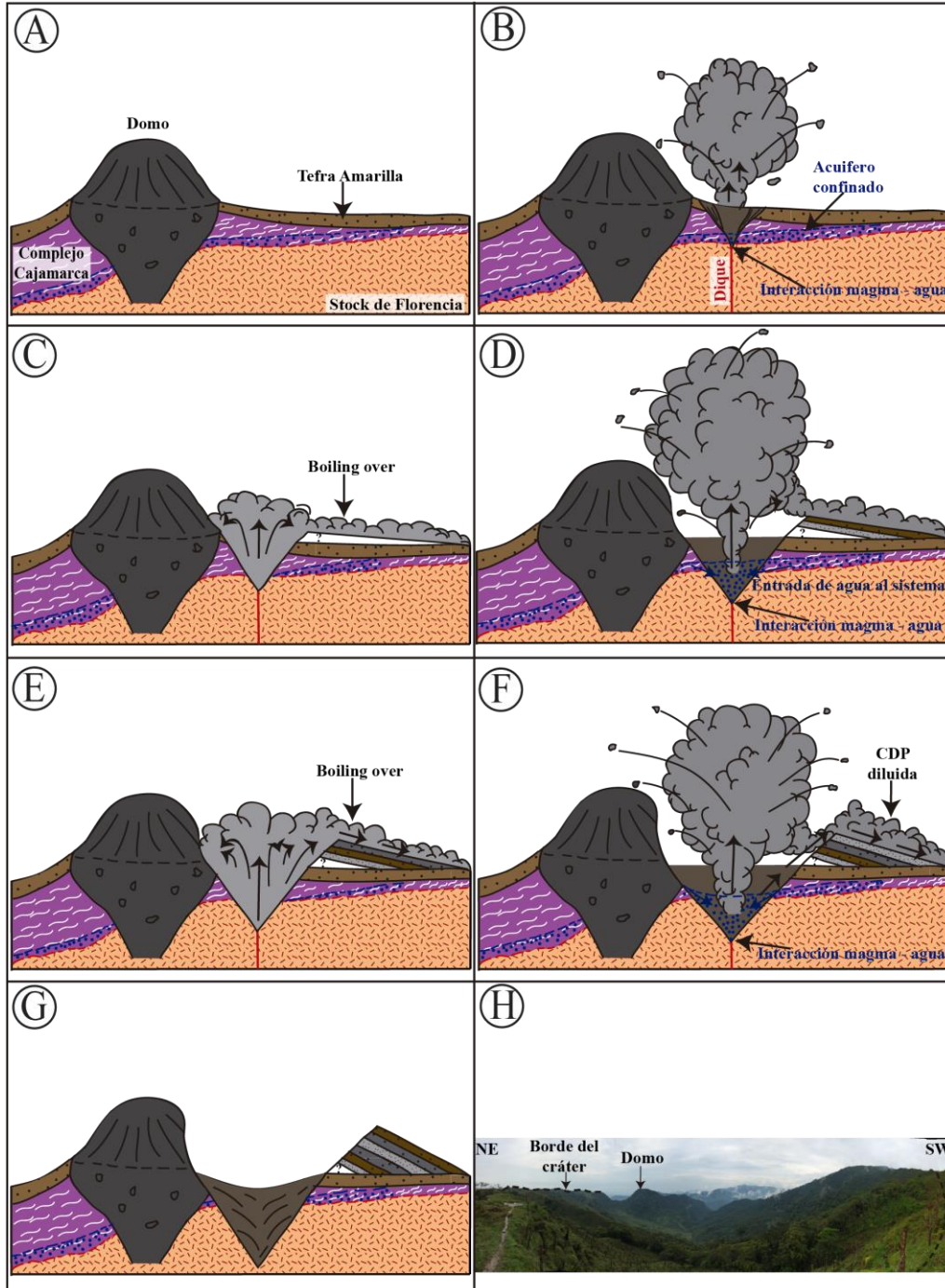
Con base en las unidades estratigráficas y los procesos asociados (ver capítulo 7.1) se plantea un modelo evolutivo para la formación del volcán El Escondido. Partiendo de un vulcanismo previo (ver capítulo 8.1), existía una estructura dómica muy cerca al lugar de emplazamiento del actual volcán (Fig. 35A) el cual fue afectado por la erupción. Posteriormente se inició todo el proceso de formación de la estructura volcánica en el cual se generó una explosión que abrió el conducto, fragmentando el basamento ígneo-metamórfico (Fig. 35B); cabe aclarar que en las unidades estratigráficas descritas no se observó un depósito asociado a este proceso inicial por no estar expuesto en superficie.

Al ascender el magma, éste se encontró con un acuífero confinado presente en el basamento ígneo-metamórfico del volcán (i.e Stock de Florescia y Complejo Cajamarca). De esta manera ocurrió una interacción magma - agua que desencadenó una erupción explosiva pero que no

alcanzó a desarrollar una columna eruptiva; este evento abrió el cráter inicial del volcán. Posteriormente, al agotarse el suministro de agua, se generó un proceso de rebosamiento o *boiling over* el cual depositó la unidad 1, unidad más basal hasta ahora encontrada (Fig. 35C). Al momento de la depositación, se generaron procesos de remoción y colapsos, muy seguramente asociado a las fuertes precipitaciones de lluvia en la región (5000 mm/año; [www.ideam.gov.co](http://www.ideam.gov.co)); así se generaron depósitos de lahar como lo evidencia la unidad 2. El proceso eruptivo continuó involucrando una estructura volcánica pre-existente, y así generando un depósito de bloques y cenizas evidenciado en la unidad 3 (Fig. 35D).

Seguidamente se produjo otra explosión en la que tampoco se desarrolló una columna eruptiva y se generó un nuevo proceso de rebosamiento o *boiling over*; éste proceso depositó la unidad 4 correspondiente a un flujo piroclástico de pómez o ignimbrita (Fig. 35E). Posteriormente, la erupción afectó nuevamente la estructura pre-existente generando un depósito de bloques y ceniza observable en la unidad 5. Durante este evento, posiblemente ocurrió interacción del magma con agua, el cual generó un depósito de oleada basal húmeda que se encuentra en medio de la unidad. Simultáneamente con la depositación, continuaron los procesos de remoción y colapso, produciendo depósitos de lahar como también lo evidencia la unidad 6 (Fig. 35F).

La erupción finalizó con la formación de una estructura volcánica tipo cono piroclástico con un pequeño remanente del vulcanismo previo (domo) en la parte sur del volcán El Escondido (Fig. 35G). Actualmente, se observa sólo una parte del edificio volcánico puesto que procesos erosivos hicieron que colapsara el flanco sur de la estructura volcánica. (Fig. 35H).



**Figura 35.** Modelo evolutivo del volcán El Escondido. (A) Estructura dómica previa al volcán El Escondido. (B) Explosión generada por interacción magma-agua que se encarga de abrir el conducto. (C) Erupción generada por procesos de *boiling over* a causa del agotamiento de agua. (D) Nueva interacción magma-agua generando una explosión que involucra parte del domo pre-existente. (E) Erupción generada por procesos de *boiling over* debido a un nuevo agotamiento de agua. (F) Interacción magma-agua y erupción que involucra otra parte del domo pre-existente. (G) Final de la erupción con una estructura tipo cono piroclástico. (H) Estado actual del cono piroclástico posterior a una etapa de erosión la cual no está representada en el modelo evolutivo.

## 9. CONCLUSIONES

En este trabajo se propone clasificar al volcán El Escondido como un volcán monogenético debido a que no hay evidencia de más de una erupción, es decir no se encontraron paleosuelos o discordancias que indiquen más eventos eruptivos. Su morfología con pendientes más o menos pronunciadas y el tipo de depósitos presentes sugieren un edificio volcánico tipo cono piroclástico.

Los depósitos volcanoclásticos del volcán El Escondido reflejan un espectro de corrientes de densidad piroclásticas (i.e concentradas y diluidas) que durante su depositación fueron afectados por procesos de removilización debido a las condiciones climáticas de la zona, formando depósitos volcanoclásticos secundarios (i.e lahar).

Los resultados de análisis composicionales reflejan diferencias mineralógicas y químicas de las muestras de pómez y bomba volcánica con la muestra del lítico volcánico, lo que evidencian composiciones diferentes que sugieren un vulcanismo previo muy cerca al lugar donde se emplazó el actual volcán El Escondido.

Petrográficamente las muestras presentan composición andesítica debido a su mineralogía principal como plagioclasa, hornblenda y su bajo porcentaje de cuarzo. Químicamente las muestras tienen composición dacítica con afinidad calco - alcalina típica de ambientes de subducción.

Unidades estratigráficas con alto contenido de líticos volcánicos densos correspondientes a depósitos de flujos de bloques y cenizas evidencian que el volcán previo fue afectado por la erupción de El Escondido.

Unidades estratigráficas ricas en fragmentos juveniles de pómez y la ausencia de depósitos de caída piroclástica reflejan corrientes de densidad piroclástica concentrada o ignimbritas formadas por procesos de *boiling over*.

La presencia de capas con estructuras sedimentarias como laminación cruzada de alto ángulo y la presencia de lapilli acrecional son indicativas de oleadas basales húmedas que evidencian interacción magma - agua en algún punto de la erupción.

Las texturas observadas en las partículas juveniles de vidrio vesiculado revelan ambos tipos de fragmentación involucradas en la formación de El Escondido. La gran cantidad de vesículas de diferentes formas y tamaños, las texturas fluidales y la micro-textura esponjosa son típicas de fragmentación magmática. Sin embargo la presencia de grietas y texturas en bloque son típicas de fragmentación freato-magmática.

El alto porcentaje de fragmentos de pómez con vesicularidad alta y extremada sugieren que el mecanismo de fragmentación fue principalmente magmático, no obstante, pocos fragmentos de pómez con menor porcentaje de vesicularidad sugieren que el freato-magmatismo jugó un rol importante en el proceso de fragmentación del magma.

La interacción magma - agua presentes en algunos momentos de la erupción ocurrió a nivel de un acuífero confinado presente en el basamento ígneo-metamórfico del volcán El Escondido.

Morfológicamente la estructura volcánica de El Escondido se encuentra incompleta debido a que múltiples procesos denudativos hicieron que el flanco sur del edificio colapsara, por lo tanto, hoy en día el volcán El Escondido es solo un pequeño remanente del cono piroclástico inicial.



## 10. REFERENCIAS

- Acosta, J., Velandia, F., Osorio, J., Lonergan, L., & Mora, H. (2007). Strike-slip deformation within the Colombia Andes. Geological Society, London, Special publications, 272, 303-319.
- Aguilar, C., & Piedrahita, D. (2017). Estratigrafía del cráter y morfología del volcán Cerro Machín, Colombia (tesis pregrado). Universidad de Caldas, Manizales, Colombia 131 p.
- Agustín-Flores, J., Németh, K., Cronin, S. J., Lindsay, J. M., & Kereszturi, G. (2015a). Construction of the North Head (Maungauika) tuff cone: a product of Surtseyan volcanism, rare in the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 77, 11 p.
- Agustín-Flores, J., Németh, K., Cronin, S. J., Lindsay, J. M., & Kereszturi, G. (2015b). Shallow-seated explosions in the construction of the Motukorea tuff ring (Auckland, New Zealand): evidence from lithic and sedimentary characteristics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304, 272-286.
- Agustín-Flores, J., Németh, K., Cronin, S. J., Lindsay, J. M., Kereszturi, G., Brand, B. D., & Smith, I. E. (2014). Phreatomagmatic eruptions through unconsolidated coastal plain sequences, Maungataketake, Auckland volcanic field (New Zealand). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 46-63.
- Amin, J., & Valentine, G. A. (2017). Compound maar crater and co-eruptive scoria cone in the Lunar Crater Volcanic Field (Nevada, USA). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 339, 41-51.



- Avellán Lopez, D. N. (2014). Reconstrucción de la erupción pliniana que dio origen a la tefra Apoyeque Superior, volcán Apoyeque Managua, Nicaragua y condiciones pre-eruptivas (Tesis doctoral). Universidad Autónoma de México, México, 91 p.
- Barrero, D., & Vesga, C.J. (1976). Mapa geológico del cuadrángulo K-9 Armero y parte sur del J-9 La Dorada. República de Colombia, Ministerio de Minas y Energía, Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras.
- Bohórquez, O. P., Monsalve, M. L., Velandia, F., Gil, F., & Mora, H. (2005). Marco tectónico de la cadena volcánica más septentrional de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín de Geología*, 27, 56-71.
- Borrero, C., Murcia, H., Agustin-Flores, J., Arboleda, M. T., & Giraldo, A. M. (2016). Pyroclastic deposits of San Diego maar, central Colombia: an example of a silicic magma-related monogenetic eruption in a hard substrate. Geological Society, London, Special Publications, 446, SP446-10.
- Brand, B. D., Gravley, D. M., Clarke, A. B., Lindsay, J. M., Bloomberg, S. H., Agustin-Flores, J., & Németh, K. (2014). A combined field and numerical approach to understanding dilute pyroclastic density current dynamics and hazard potential: Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 215-232.
- Branney, M. J., & Kokelaar, B. P. (2002). Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society of London 152 p.
- Brown, R. J., & Andrews, G. D. M. (2015). Deposits of pyroclastic density currents. En: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (2<sup>nd</sup> edition), Academic Press, Elsevier, USA, 631-648.



- Bryner, V.F. (1991). Motukorea: the evolution of an eruption centre in the Auckland Volcanic Field (tesis de maestría). Universidad de Auckland, Nueva Zelanda, 252 p.
- Burgisser, A., & Degruyter, W. (2015). Magma ascent and degassing at shallow levels. En: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Ed.), Encyclopedia of Volcanoes (2<sup>nd</sup> edition), Academic Press, Elsevier, USA, 631-648.
- Calder, E. S., Lavallée, Y., Kendrick, J. E., & Bernstein, M. (2015). Lava dome eruptions. En: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Ed.), Encyclopedia of Volcanoes (2<sup>nd</sup> edition), Academic Press, Elsevier, USA, 343-362
- Cano-Cruz, M. (2007). Evolución del volcán Hoya de Estrada: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra (Tesis de maestría) 175 p.
- Cañón-Tapia, E. (2016). Reappraisal of the significance of volcanic fields. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 310, 26-38.
- Cardona, L. & Monroy, D. (2015). Datación, petrografía y morfología de las tefras acumuladas en el registro Holocénico (0-4973 años) del humedal el Triunfo (Parque Nacional Natural Los Nevados). (Tesis pregrado), Universidad de Caldas, Manizales, 76 p.
- Carey, S. N. (1991). Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. En: R. V. Fisher & G. A. Smith (Eds), Sedimentation in volcanic settings, SEPM, Special Publications, 45 p.
- Cas, R., Wright, J.W. (1987). Volcanic Successions: Modern and Ancient. Allen and Unwin, London, 487 p.





- Cashman, K. V., Sturtevant, B., Papale, P., & Navon, O. (2000). Magmatic fragmentation. En: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 421-430.
- CHEC, S. (1983). *Investigación Geotérmica Macizo Volcánico del Ruiz. Vol I. Informe Final*, 113 p.
- Connor, C.B., Conway, F.M. (2000). Basaltic Volcanic Fields. En: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 331-343.
- Cortés, M., Angelier, J., & Colletta, B. (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, 24(1), 27 p.
- Cruz-Reyna, S. D. L., & Yokoyama, I. (2011). A geophysical characterization of monogenetic volcanism. *Geofísica internacional*, 50(4), 465-484.
- De Silva, S., Lindsay, J.M. (2015). Primary volcanic landforms. En: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (2<sup>nd</sup> edition), Academic Press, Elsevier, USA, 273-297.
- Dufek, J., Ongaro, T. E., & Roche, O. (2015). Pyroclastic density currents: Processes and models. En: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (2<sup>nd</sup> edition), Academic Press, Elsevier, USA, 617-630.
- Feininger, T. (1970). The Palestina Fault, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1201-1216.



- Fink, J. H., & Anderson, S. W. (2000). Lava domes and coulees. En: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 307-319.
- Fisher, R. V. (1979). Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, 305-318.
- Fisher, R.V. & Schimincke, H.-U. (1984). *Pyroclastic rocks*, Springer- Verlag, Berlín, 472 p.
- Freundt, A., Wilson, C. J. N., & Carey, S. N. (2000). Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. En: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 581-600
- Gardner, J.E., Thomas, R.M.E., Jaupart, C., Tait, S. (1996). Fragmentation of magma during plinian volcanic eruptions. *Bulletin of Volcanology* 58, 144-162.
- Gómez - Arango, J. A. (2016). Caracterización morfológica y composicional de partículas piroclásticas del volcán Nevado del Ruiz: aproximaciones a los mecanismos de fragmentación y comparación con la actividad reciente (Tesis de pregrado). Universidad de Caldas, Manizales Colombia, 158 p.
- Gómez, J., Nivia, Á, Montes, N.E., Almanza, M.F., Alcárcel, F.A. & Madrid, C.A. 2015. Notas explicativas: Mapa Geológico de Colombia. En: Gómez, J. & Almanza, M.F. (Editores), *Compilando la geología de Colombia: Una visión a 2015*. Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales* 33, 9–33. Bogotá
- González, H. (1989). Análisis de las nomenclaturas estratigráficas de las rocas metamórficas (litodema A), al este del límite oriental de la zona de Falla Romeral, Cordillera central, Colombia. Ingeominas, informe interno, 21 p. Medellín.



- González, H. (1993). Mapa geológico de Caldas, escala 1: 250.000. Memoria Explicativa. INGEOMINAS. Bogotá, 62p.
- Hall, M. L., & Wood, C. A. (1985). Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology*, 13, 203-207.
- Heiken, G. (1974). An atlas of volcanic ash. *Smithsonian contributions to the Earth sciences* 12, 38-101.
- Houghton, B.F. & Wilson, C.J.N. (1989). A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology* 51, 451-462.
- Janousek, V., Farrow, C.M. & Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47, 1255-1259.
- Kereszturi, G., & Németh, K. (2012). Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. INTECH Open Access Publisher, 64 p.
- Lorenz, V. (1986). On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology*, 48, 265-274.
- Martí, J., Geyer, A., Aguirre-Díaz, G., Pedrazzi, D., & Bolós, X. (2017). Basaltic ignimbrites in monogenetic volcanism: the example of La Garrotxa volcanic field. *Bulletin of Volcanology*, 79, 33.
- Martí, J., López, C., Bartolini, S., Becerril, L., & Geyer, A. (2016). Stress controls of monogenetic volcanism: a review. *Frontiers in Earth Science*, 4, 106.
- Martin, U., & Németh, K. (2007). Practical volcanology-Lecture notes for understanding volcanic rocks from field based studies. Geological Institute of Hungary.



- Martínez T., Valencia R., Ceballos H., Narváez M., Pulgarín A., Correa T., Navarro A., Murcia A., Zuluaga M., Rueda G., & Pardo V. (2014). Geología y estratigrafía del Complejo Volcánico Nevado del Ruiz. Informe final, Bogotá – Manizales – Popayán. Servicio Geológico Colombiano, 853 p.
- Maya, M. & Gonzáles, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. Bol. Geol. INGEOMINAS, 35, 11 p.
- Maya-Sánchez, M. (2001). Distribución, Facies y Edad de las Rocas Metamórficas en Colombia, Memoria Explicativa: Mapa metamórfico de Colombia. Instituto Colombiano de Minería y Geología (INGEOMINAS), Bogotá.
- Mejía, V., & Toro, M. (1989). Caracterización de sismos de largo periodo en el volcán Nevado del Ruiz mediante análisis espectral., 1-71.
- Miyabuchi, Y., Watanabe, K., & Egawa, Y. (2006). Bomb-rich basaltic pyroclastic flow deposit from Nakadake, Aso Volcano, southwestern Japan. Journal of volcanology and geothermal research, 155, 90-103.
- Monsalve, M.L. & Arcila, M. (2016). Volcán El Escondido: ¿Evidencia de la prolongación norte del vulcanismo activo en Colombia? Memorias Simposio 100 años del Servicio Geológico Colombiano. Pág 92.
- Morrissey, M., Zimanowski, B., Wohletz, K., & Buettner, R. (2000). Phreatomagmatic fragmentation. En: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Ed.), Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, pp. 855, 431-445.
- Murcia Agudelo, H. (2015). Monogenetic volcanism in the western Arabian Peninsula: Insights from Late Quaternary eruptions in northern Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia (Doctoral dissertation, ResearchSpace Auckland), 298 p.



- Murcia, H., Borrero, C., Németh, K. 2017. Monogenetic volcanism in the Cordillera Central of Colombia: unknown volcanic fields associated with the northernmost Andes' volcanic chain related subduction. The EGU General Assembly 2017. Vienna, Austria.
- Murcia, H.F., Borrero, C.A, Pardo, N., Alvarado, G.E., Arnosio, M. & Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcániclasticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. Revista Geological de América Central 48, 15-39.
- Németh, K. (2010). Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship whit polygenetic volcanism. En: E. Cañón-Tapia, A.Szakács (Ed.), What is a volcano? Geological Society of America Special Paper 470, 43-66.
- Ospina, J. & Parra, Y. (2004). Caracterización geológica de los depósitos volcánogénicos del área comprendida entre La Cabaña y Tres puertas (Manizales) (Tesis de pregrado). Universidad de Caldas, Manizales Colombia, 129 p.
- Pennington, W.D. (1979). The subduction of the Eastern Panamá Basin and the seismotectonics of northwestern South America. Tesis doctoral, University Wisconsin Madison, 108 p.
- SGC. (2017). Volcán El Escondido ¿Evidencia de la prolongación norte del vulcanismo activo en Colombia? (archivo de video). Recuperado de [https://www.youtube.com/watch?v=\\_GP6eHNY7GI](https://www.youtube.com/watch?v=_GP6eHNY7GI).
- Shea, T., Houghton, B. F., Gurioli, L., Cashman, K. V., Hammer, J. E., & Hobden, B. J. (2010). Textural studies of vesicles in volcanic rocks: an integrated methodology. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 190, 271-289.



- Shelley, D. (1993). Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred orientation (Vol. 20). Elsevier, 445 p.
- Sheridan, M. F., & Wohletz, K. H. (1983). Hydrovolcanism: basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17,1-29.
- Smith, I. E. M., & Németh, K. (2017). Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. Geological Society, London, Special Publications, 446, 1-28.
- Smith, R. L. (1960). Zones and zonal variations in welded ash flows. U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 354-F,149-159.
- Sparks, R. S. J., Self, S., & Walker, G. P. (1973). Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1, 115-118.
- Suárez, J.E. (2016). Mecanismos de transporte y acumulación durante las erupciones piroclásticas más explosivas, registradas al sur de Paipa, en la Cordillera Oriental de Colombia (tesis de pregrado). Universidad de los Andes, Colombia, 130 p.
- Sulpizio, R., & Dellino, P. (2008). Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. *Developments in Volcanology*, 10, 57-96.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., ... & Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19, 787-813.
- Toro Toro, L. M., Borrero-Peña, C. A., Ayala, L.F. (2010). Petrografía y geoquímica de las rocas ancestrales del Volcán Nevado del Ruiz. *Boletín de Geología*, 32, 95-105.



- Trenkamp, R., Kelloog, J. N., Freymueller, J. T. & Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157-171.
- Valentine, G. A., & Gregg, T. K. P. (2008). Continental basaltic volcanoes—processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 857-873.
- van Otterloo, J., & Cas, R. A. (2016). Low-temperature emplacement of phreatomagmatic pyroclastic flow deposits at the monogenetic Mt Gambier Volcanic Complex, South Australia, and their relevance for understanding some deposits in diatremes. *Journal of the Geological Society*, 173, 701-710.
- van Otterloo, J., Cas, R. A., & Sheard, M. J. (2013). Eruption processes and deposit characteristics at the monogenetic Mt. Gambier Volcanic Complex, SE Australia: implications for alternating magmatic and phreatomagmatic activity. *Bulletin of Volcanology*, 75, 737.
- Vesga, J., & Barrero, D. (1978). Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. 2 Congr. Col. Geol., Resum, 19.
- Walker, G. P. (2000). Basaltic volcanoes and volcanic system. En: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 283-290.
- White, J. D., & Valentine, G. A. (2016). Magmatic versus phreatomagmatic fragmentation: Absence of evidence is not evidence of absence. *Geosphere*, 12, 1478-1488.



- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95, 185.
- Wohletz, K. H. (1998). Pyroclastic surges and compressible two-phase flow. En: A. Freund (Ed.), *From magma to tephra: Modelling physical processes of explosive volcanic eruptions*.-Elsevier Science Publications, Amsterdam, 247-312.