



*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*



**ESTRATIGRAFÍA Y GEOCRONOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS DE  
CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA EN EL RÍO EL BARRANCO,  
COMPLEJO VOLCÁNICO GALERAS, COLOMBIA.**

**GINA LIZETH BOLAÑOS CABRERA**

**UNIVERSIDAD DE CALDAS  
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES  
MANIZALES  
2023**



*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*



**ESTRATIGRAFÍA Y GEOCRONOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS DE  
CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA EN EL RÍO EL BARRANCO,  
COMPLEJO VOLCÁNICO GALERAS, COLOMBIA.**

**GINA LIZETH BOLAÑOS CABRERA**

**Trabajo de grado para obtener el título de:**

**Geóloga**

**Director:**

**PhD. Hugo Murcia**

**Universidad de Caldas, Colombia**

**Codirector:**

**BSc. David Alejandro Llano Montenegro**

**Investigador independiente, Colombia**

**Asesores:**

**PhD. Jean-Claude Thouret**

**Universidad Clermont-Ferrand, Francia**

**PhD. Gustavo Córdoba**

**Universidad de Nariño, Colombia**

**UNIVERSIDAD DE CALDAS**

**FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES**

**MANIZALES**

**2023**



*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*



**NOTA DE ACEPTACIÓN**

---

---

---

---

**Manizales, marzo del 2023**



*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el  
río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*



**DEDICATORIA**

A mi Lucy Aurora, la luz del amanecer que llena de amor y felicidad mi vida.

A mi madre, mi hermoso ángel guardián, gracias por tu ejemplo, tu infinito amor y apoyo incondicional.

A mi padre, mi eterno protector, gracias por tus cuidados, amor y por alegrarme la vida con tus ocurrencias.

A mi hermana, mi amiga y confidente, gracias por llenarme la vida de buenas charlas y abrirme la mente hacía nuevos caminares.

## AGRADECIMIENTOS

El hecho de poder culminar este proyecto y ser la persona que hoy soy, es gran parte gracias a mi familia. Por lo que doy infinitos agradecimientos a mi mamá, porque ella desde muy pequeña me enseñó con amor la importancia de la disciplina y el hecho de actuar con rectitud en la vida. Hoy puedo decirle, que la niña de siete años que ella cada noche sentaba a su lado para que repasara constantemente lo aprendido en la escuela, pudo obtener su título universitario. Agradezco a mi padre porque con su ejemplo, él cultivo en mi mente la idea de que debía de trabajar con determinación para poder conseguir mis metas. Además, le doy gracias porque él me permitió acercarme a uno de mis propósitos de la vida, el de entender que este mundo es muy grande y está ahí dispuesto para que lo descubra. Me enorgullece decir que soy hija de unos padres educadores, porque gracias a ellos me acerqué al cariño por el conocimiento. Agradezco a mi hermana, porque ella siempre a estado apoyándome en todos los momentos de mi vida, por haberme dado la alegría más grande, la de ser tía. Ella y mi sobrina Lucy Aurora son la alegría de la familia. Gracias mi Lu, porque tu sonrisa me inspira a seguir adelante. También le doy gracias a mi querido cuñado Javier Guzmán, mi gran amigo y hermano, por estar ahí echándome porras y diciéndome que si podía lograrlo.

Agradezco a Angie González, por su compañía, paciencia y consejo. A Camilo Obando por las aventuras vividas. A mi amigo unicornio Manuel Otaya, por refutar mis ideas y hacerme ver que las cosas pueden tener otra perspectiva. Sin ellos, los años de universidad no hubieran sido tan únicos.

A mis amigas de la infancia Joha, Sara, Pati, Angie O y Tania. Y a mis amigas de locuras Angie D y Marcela.

A Julieth, Samuel y Violeta Insuasty, por su apoyo en esta última etapa y por los momentos de felicidad vividos a su lado.

Al profesor Hugo por apoyarme constantemente. Gracias por guiarme, tenerme tanta paciencia y por compartir conmigo su conocimiento. Infinitas gracias por enseñarme a tener



*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*



un orden en mis trabajos, por corregirme y valorar mis aportes, pero sobre todo por acercarme a comprender y aprender un poco de que se trata el hecho de ser un científico de la tierra.

Agradezco a David Llano, por su invitación a ser parte de esta investigación, por su acompañamiento y asesoría. Gracias por la confianza y por enseñarme la importancia de enriquecer la geología desde diferentes áreas del conocimiento.

A los doctores Gustavo Córdoba y Jean-Claude Thouret por su asesoría. Sus comentarios y sugerencias permitieron reafirmar y reevaluar aspectos importantes, lo que termino enriqueciendo y haciendo posible esta investigación.

Al Grupo de Investigación en Estratigrafía y Vulcanología (GIEV), de la Universidad de Caldas, en especial a Laura Sánchez y Álvaro Botero, por su paciencia, carisma y su linda capacidad de brindarme su conocimiento y guía. A la profe Susana Osorio por disponer de su tiempo para asesorar este trabajo.

Al Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) de la Universidad de Caldas, por brindarme el espacio y el acceso a la infraestructura de los diferentes laboratorios. Un especial agradecimiento a Don David por su servicial ayuda, a Gustavo Adolfo Bolaños por su acompañamiento técnico en el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) y a Mauricio Reyes por su asesoría y por los implementos prestados.

A los profesores del programa de Geología de la Universidad de Caldas, por todo lo que me enseñaron, por su ayuda y por forjarme como profesional.

A todas las personas que de alguna manera estuvieron involucradas en este proyecto.

Por último, agradecer a The Weeknd, K.G, Kiss, Scorpions, Calle 13, Diana Uribe, Que Visaje de la Vida y A Fondo, porque al escucharlos me acompañaron en cada traspasada y me dieron ánimos para seguir.

## *Tabla de contenido*

### **Resumen**

### **Abstract**

<b>1. Introducción</b> .....	1
1.1 Objetivos .....	5
1.1.1. Objetivo general .....	5
1.2.1 Objetivos específicos .....	5
<b>2. Margen geológico y estructural</b> .....	6
2.1 Los Andes colombianos .....	6
2.2 Complejo Volcánico Galeras .....	12
2.2.1 Volcán Galeras .....	17
<b>3. Marco teórico</b> .....	24
3.1 Estilo eruptivo .....	24
3.1.1 Erupciones vulcanianas .....	24
3.1.2 Erupciones plinianas .....	27
3.1.2.1 Erupciones subplinianas .....	31
3.2 Corrientes de densidad piroclástica .....	32
3.2.1 Subtipos de corrientes de densidad piroclástica .....	37
3.2.1.1 Corrientes de densidad piroclástica de tipo flujo de bloques y ceniza .....	37
3.2.1.2 Corrientes de densidad piroclástica de tipo flujo de pómez .....	39
3.2.1.3 Corrientes de densidad piroclástica de tipo “blast” .....	40
<b>4. Metodología</b> .....	43
4.1. Fotointerpretación .....	43
4.2 Distribución de depósitos y definición de facies .....	43
4.3 Granulometría, vesicularidad, microtexturas, y componentes .....	45
4.3.1 Análisis granulométrico .....	46
4.3.1.1 Análisis textural por el método del tamizado por vía seca .....	46
4.3.1.2 Parámetros estadísticos .....	48
4.3.2 Análisis de vesicularidad .....	48
4.3.2 Análisis de componentes .....	50
4.3.3 Análisis microtextural y/o morfológico en Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) ...	52

4.4. Análisis geocronológicos .....	54
<b>5. Resultados .....</b>	<b>56</b>
5.1 Estratigrafía de los depósitos .....	56
5.1.1 Caracterización de las unidades estratigráficas .....	56
5.1.1.1 Etapa Genoy .....	56
5.1.1.2 Unidad U1.....	59
5.1.1.3 Unidad U2.....	63
5.1.1.4 Unidad U3.....	65
5.1.1.5 Marcador de Biotita (MB).....	68
5.1.1.6 Unidad U4.....	69
5.1.1.7 Unidad U5.....	71
5.1.1.8 Unidad U6.....	73
5.1.1.9 Depósito volcanoclástico secundario.....	76
5.1.1.10 Unidad U7.....	79
5.1.1.11 Unidad U8.....	80
5.1.2 Edad de los depósitos.....	82
5.1.3 Relaciones estratigráficas .....	87
5.2 Análisis de vesicularidad y morfológico en fragmentos de pómez .....	89
5.2.1 Unidad U1.....	89
5.2.2 Unidad U2.....	92
5.2.3 Unidad U3.....	93
5.2.4 Unidad U4.....	95
5.2.5 Unidad U5.....	98
5.2.6 Unidad U6.....	101
5.2.7 Unidad U7.....	102
5.2.8 Unidad U8.....	105
5.3 Análisis de componentes.....	108
5.3.1 Unidad U1.....	108
5.3.2 Unidad U2.....	110
5.3.3 Unidad U3.....	113
5.3.4 Unidad U4.....	115
5.3.5 Unidad U5.....	117



*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*



5.3.6 Unidad U6.....	119
5.3.7 Unidad U7.....	121
5.3.8 Unidad U8.....	123
5.4 Análisis de granulometría por el método del tamizado seco.....	125
5.4.1 Unidad U5.....	126
5.4.2 Unidad U7.....	130
5.4.3 Unidad U8.....	134
<b>6. Discusión .....</b>	<b>137</b>
6.1 Estratigrafía .....	137
6.1.1. Correlaciones estratigráficas .....	137
6.1.1.1. Etapa Galeras vs. Etapa Urcunina .....	137
6.1.1.2. Unidades (a.k.a. miembros) en la microcuenca .....	138
6.2. Modelo eruptivo y distribución de los depósitos volcanoclásticos.....	141
6.2.1. Análisis de componentes.....	141
6.2.2. Vesicularidad.....	142
6.2.3. Erupciones vulcanianas vs. Erupciones subplinianas.....	143
6.3. Fragmentos agregados .....	146
6.3.1. Agente adhesivo .....	149
6.4 Alteración de los fragmentos volcánicos .....	153
6.5 Amenaza volcánica en la microcuenca del río El Barranco .....	154
<b>7. Conclusiones .....</b>	<b>156</b>
<b>8. Bibliografía .....</b>	<b>160</b>



*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*



*Lista de tablas*

<b>Tabla 1.</b> Características generales de las erupciones subplinianas .....	32
<b>Tabla 2.</b> Localización de las estaciones registradas en campo. ....	45
<b>Tabla 3.</b> Clases de vesicularidad definidas por Houghton y Wilson (1989).....	50
<b>Tabla 4.</b> Localización de las muestras de carbón recolectadas en los trabajos de campo.....	55
<b>Tabla 5.</b> Dataciones obtenidas por el método radiométrico de <sup>14</sup> C. ....	83
<b>Tabla 6.</b> Distribución de porcentajes en peso (wt.%) de las muestras de la Unidad U5.....	126
<b>Tabla 7.</b> Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas de la Unidad U5.....	127
<b>Tabla 8.</b> Distribución de porcentajes en peso (wt%) de las muestras de la Unidad U7.....	131
<b>Tabla 9.</b> Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas de la Unidad U7. ....	131
<b>Tabla 10.</b> Distribución de porcentajes en peso (wt.%) de las muestras de la Unidad U8.....	134
<b>Tabla 11.</b> Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas de la Unidad U8.....	135

*Lista de figuras*

<b>Figura 1.</b> Representación gráfica del Complejo Volcánico Galeras.....	2
<b>Figura 2.</b> Mapa de localización ilustrado a partir de un MED de 12.5 m. ....	4
<b>Figura 3.</b> Representación geográfica de la Zona Volcánica Norte de Los Andes .....	7
<b>Figura 4.</b> Ilustración de los procesos tectónicos asociados a Los Andes colombianos. ....	9
<b>Figura 5.</b> Mapa esquemático del arco volcánico del suroeste de Colombia.....	11
<b>Figura 6.</b> Mapa de unidades litológicas generales del de Complejo Volcánico Galeras.....	13
<b>Figura 7.</b> Mapa geológico del Complejo Volcánico Galeras. ....	16
<b>Figura 8.</b> Ilustración fotográfica del Complejo Volcánico Galeras.....	17
<b>Figura 9.</b> Ilustración del volcán Galeras y su actividad eruptiva.. ....	18
<b>Figura 10.</b> Mapa de distribución de los flujos piroclásticos de los miembros del CVG. ....	20
<b>Figura 11.</b> Mapa de distribución de las etapas efusivas del volcán Galeras.....	21
<b>Figura 12.</b> Registro sismológico del volcán Galeras entre 1989 y 2010. ....	22
<b>Figura 13.</b> Modelo esquemático de una erupción vulcaniana. ....	26
<b>Figura 14.</b> Esquema general de parámetros físicos y volcánicos de un estilo pliniano.....	30
<b>Figura 15.</b> Representación gráfica de los diferentes orígenes de las CDPs.....	34
<b>Figura 16.</b> Modelo gráfico de una corriente de densidad piroclástica (CDP). ....	36
<b>Figura 17.</b> Esquematación básica del control de la topografía sobre las CDPs.....	37
<b>Figura 18.</b> Mapa de estaciones georeferenciadas espacialmente en un MED de 12,5 m... ..	44
<b>Figura 19.</b> Representación del análisis granulométrico por el método del tamiz seco.....	47
<b>Figura 20.</b> Ilustración del análisis de vesicularidad en fragmentos de pómez. ....	49
<b>Figura 21.</b> Representación de la preparación de las para el análisis de componentes.....	51
<b>Figura 22.</b> Representación fotográfica del análisis de componentes.....	52
<b>Figura 23.</b> Ilustración de preparación de muestras para el análisis microtextural.....	53
<b>Figura 24.</b> Fotografía del Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) .....	54
<b>Figura 25.</b> Mapa de muestreo de las unidades de carbón. ....	55
<b>Figura 26.</b> Afloramiento de flujos de lava asociados a la etapa Genoy del CVG. ....	57
<b>Figura 27.</b> Fotografías que ilustran la litología asociada a la etapa Genoy del CVG.....	58
<b>Figura 28.</b> Muestra de mano de la roca correspondiente a la etapa Genoy del CVG.....	59
<b>Figura 29.</b> Contacto discordante entre flujos de lava de la etapa Genoy y la Unidad U1. ..	60
<b>Figura 30.</b> Contacto discordante entre las unidades U1 y U6 .....	61
<b>Figura 31.</b> Depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada de la Unidad U1. .	62
<b>Figura 32.</b> Empaquetamiento matriz-soportado con facies concentradas de líticos.....	63
<b>Figura 33.</b> Secuencia estratigráfica asociada al afloramiento de la Unidad U2.. ....	64
<b>Figura 34.</b> Parte alta de la microcuenca del río El Barranco. ....	66
<b>Figura 35.</b> Depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada de la Unidad U3. .	67
<b>Figura 36.</b> Depósito de caída piroclástica conocido como Marcador de Biotita (MB).. ..	69
<b>Figura 37.</b> Depósito de corriente de densidad piroclástica diluida de la Unidad U4. ....	71

<b>Figura 38.</b>	Depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada de la Unidad U5. .	73
<b>Figura 39.</b>	Depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada de la Unidad U6. .	75
<b>Figura 40.</b>	Contacto discordante entre las unidades U1 y U6. ....	76
<b>Figura 41.</b>	Modelado topográfico a causa del emplazamiento del flujo volcánico.....	77
<b>Figura 42.</b>	Depósito de lahar concentrado de tipo flujo de escombros. ....	78
<b>Figura 43.</b>	Depósito de CDPs de tipo flujo piroclástico de bloques y ceniza de U7.....	80
<b>Figura 44.</b>	Secuencia estratigráfica del contacto discordante entre U8 y U1.....	82
<b>Figura 45.</b>	Gráficos de las dataciones calibradas usando el programa OxCal 4.4.....	85
<b>Figura 46.</b>	Secciones estratigráficas más representativas registradas en El Barranco.. ....	88
<b>Figura 47.</b>	Histograma de frecuencia de la vesicularidad de las pómez de U1 .....	90
<b>Figura 48.</b>	Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U1.....	91
<b>Figura 49.</b>	Histograma de frecuencias de la vesicularidad de las pómez de U2. ....	92
<b>Figura 50.</b>	Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U2.....	93
<b>Figura 51.</b>	Histograma de frecuencias de la vesicularidad de las pómez de U3. ....	94
<b>Figura 52.</b>	Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U3.....	95
<b>Figura 53.</b>	Histograma de frecuencias de la vesicularidad de las pómez de U4. ....	96
<b>Figure 54.</b>	Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U4.....	97
<b>Figura 55.</b>	Histograma de frecuencias de la vesicularidad de las pómez de U5. ....	98
<b>Figura 56.</b>	Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U4.....	100
<b>Figura 57.</b>	Histograma de frecuencias de la vesicularidad de las pómez de U6.. ....	101
<b>Figura 58.</b>	Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U6.....	102
<b>Figura 59.</b>	Histograma de frecuencias de la vesicularidad de las pómez de U7. ....	103
<b>Figura 60.</b>	Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U7.....	104
<b>Figura 61.</b>	Histograma de frecuencias de la vesicularidad de las pómez de U8. ....	105
<b>Figura 62.</b>	Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U8.....	107
<b>Figura 63.</b>	Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U1.....	109
<b>Figura 64.</b>	Fotografías de los fragmentos que componen a U1 en el tamaño de 0 phi.....	110
<b>Figura 65.</b>	Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U2.....	111
<b>Figura 66.</b>	Fotografías de los fragmentos que componen a U2 en el tamaño de 0 phi.....	112
<b>Figura 67.</b>	Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U3.....	114
<b>Figura 69.</b>	Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U4.....	116
<b>Figura 70.</b>	Fotografías de los fragmentos que componen a U4 en el tamaño de 0 phi.....	117
<b>Figura 71.</b>	Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U5.....	118
<b>Figura 72.</b>	Fotografías de los fragmentos que componen a U5 en el tamaño de 0 phi.....	119
<b>Figura 73.</b>	Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U6.....	120
<b>Figura 74.</b>	Fotografías de los fragmentos que componen a U6 en el tamaño de 0 phi.....	120
<b>Figura 75.</b>	Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U7.....	122
<b>Figura 76.</b>	Fotografías de los fragmentos que componen a U7 en el tamaño de 0 phi.....	123
<b>Figure 77.</b>	Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U8.....	124
<b>Figura 78.</b>	Fotografías de los fragmentos que componen a U8 en el tamaño de 0 phi.....	125

<b>Figura 79.</b> Distribución granulométrica de la Unidad U5. ....	128
<b>Figura 80.</b> Diagramas de los parámetros estadísticos de la Unidad U5. ....	129
<b>Figura 81.</b> Distribución granulométrica de la Unidad U7. ....	132
<b>Figura 82.</b> Diagramas de los parámetros estadísticos de la Unidad U7. ....	133
<b>Figura 83.</b> Distribución granulométrica de la Unidad U8. ....	135
<b>Figura 84.</b> Diagramas de los parámetros estadísticos de la Unidad U8. ....	136
<b>Figura 85.</b> Columna estratigráfica general de los depósitos del río El Barranco.. ....	140
<b>Figura 86.</b> Área probable de dirección de flujo de las CDPs de las unidades U1 – U8. ...	144
<b>Figura 87.</b> Imágenes tomadas con el MEB de los agregados de ceniza. ....	148
<b>Figura 88.</b> Resultados del análisis de EDS de las unidades U1 – U3.....	150

## Resumen

El Complejo Volcánico Galeras (CVG) es un volcán compuesto que se localiza en el valle Cauca-Patía, entre las cordilleras Central y Occidental, en el departamento de Nariño, al sur de Colombia. Su última etapa eruptiva, el volcán Galeras *sensu stricto*, se considera como uno de los volcanes más activos de Colombia, con erupciones típicamente vulcanianas, desde hace ca. 4500 años. En este trabajo se exponen los resultados del análisis estratigráfico, geocronológico, de vesicularidad y morfológico en fragmentos de pómez, de componentes y granulométrico, de ocho depósitos de corrientes de densidad piroclásticas (CDPs) que afloran a lo largo del valle del río El Barranco, en el municipio de La Florida, al NW del CVG. Los depósitos de CDPs sobreyacen discordantemente a depósitos de flujos de lava andesíticos de la etapa Genoy (150 – 40 ka) del CVG y fueron denominados desde Unidad U1 hasta Unidad U8. Las unidades U1 ( $8303 \pm 97$  y  $8284,5 \pm 90,5$  cal AP), U2 ( $7667 \pm 78$  cal AP), U3 ( $5082 \pm 198$ ,  $5096,5 \pm 226,5$ ,  $5801,5 \pm 481,5$  y  $5966 \pm 235$  cal AP, edades tomadas de investigaciones anteriores), U4 ( $4625 \pm 181$  cal AP), y U6 ( $2215,5 \pm 101,5$  y  $2033 \pm 91$  cal AP) se componen, en orden de abundancia, de fragmentos de pómez, líticos volcánicos, y cristales libres de anfíbol y plagioclasa, mientras que las unidades U5 ( $3201,5 \pm 129$  cal AP), U7 ( $1066,5 \pm 109,5$  y  $944,5 \pm 115,4$  cal AP) y U8 ( $390,5 \pm 80,5$  cal AP), se componen de líticos volcánicos, fragmentos de pómez y cristales de plagioclasa y anfíbol. Intercalado entre U3 y U4, un depósito de caída piroclástica muestra un alto contenido de biotita que sirvió de nivel guía, mientras que un depósito de lahar de tipo flujo de escombros, separa las unidades U6 y U7. Con base en su composición, las unidades U1, U2, U3, y U6, se clasifican como depósitos de flujos piroclásticos de pómez generados por el colapso de pequeñas columnas, lo cual se relaciona con eventos eruptivos de tipo pliniano, específicamente subpliniano, mientras que la Unidad U4 se asocia a un evento tipo “*blast*”, causado por la sobrepresión ejercida por los gases de un magma viscoso. Finalmente, las unidades U5, U7 y U8 se clasifican como depósitos de bloques y ceniza generados por la destrucción de domos intracratéricos y colapso de columnas eruptivas vulcanianas. Las unidades U3, U4, U5, U6 y U7 se correlacionan estratigráfica y geocronológicamente con depósitos estudiados previamente en el CVG, sin embargo, las unidades U1, U2 y U8, se consideran como eventos



***Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.***



aún no registrados en la historia eruptiva del volcán Galeras. La datación y caracterización de la Unidad U1, permite proponer que la historia eruptiva del volcán Galeras inició a principios del Holoceno (~8300 años AP), y no hace 4500 AP, como se ha establecido hasta el momento. Adicionalmente, el registro de la Unidad U8 en el pueblo de La Florida, ratifica la amenaza alta por CDPs para esta población. De esta manera, esta investigación mejora la resolución de la información vulcanológica de la zona y contribuye al entendimiento de la evolución eruptiva del volcán Galeras.

### Abstract

The Galeras Volcanic Complex (GVC) is a composite volcano located in the Cauca-Patía valley, between the Central and Western mountain ranges, in the department of Nariño, in southern Colombia. Its last eruptive stage, the Galeras volcano *sensu stricto*, is considered one of the most active volcanoes in Colombia, with typically Vulcanian eruptions, since ca. 4500 years. This study presents the results of stratigraphic, and geochronological, vesicularity and morphological in pumice fragments, and components and granulometric analyses of eight pyroclastic density current deposits (PDCs), which outcrop along the El Barranco river valley, in the town of La Florida, to the NW of the GVC. The PDCs deposits have a cumulative thickness of 14.67 m and discordantly overlie to andesitic lava flows deposits of the Genoy stage (150 – 40 ka) from the GVC and were renamed from Unit U1 to Unit U8. The units U1 ( $8303 \pm 97$  and  $8284.5 \pm 90.5$  cal BP), U2 ( $7667 \pm 78$  cal BP), U3 ( $5082 \pm 198$ ,  $5096.5 \pm 226.5$ ,  $5801.5 \pm 481.5$  and  $5966 \pm 235$  cal BP, ages taken from previous investigations), U4 ( $4625 \pm 181$  cal BP), and U6 ( $2215.5 \pm 101.5$  and  $2033 \pm 91$  cal BP) are composed, in order of abundance, of pumice fragments, volcanic lithics, and free amphibole and plagioclase crystals, while units U5 ( $3201.5 \pm 129$  cal BP), U7 ( $1066.5 \pm 109.5$  and  $944.5 \pm 115.4$  cal BP) and U8 ( $390.5 \pm 80.5$  cal BP), are composed of volcanic lithics, pumice fragments and plagioclase and amphibole crystals. Within U3 and U4, a pyroclastic fall deposit shows a high biotite content that served as a guide level, while a debris flow-type lahar deposit separates units U6 and U7. Based on their composition, units U1, U2, U3, and U6 are classified as pumice pyroclastic flow deposits generated by the collapse of small columns, which is related to Subplinian eruptive events, while Unit U4 is associated with a "blast" type event, caused by the overpressure exerted by the gases of a viscous magma. Finally, units U5, U7 and U8 are classified as block and ash deposits generated by the destruction of intracrateric domes and collapse of Vulcanian eruptive columns. Units U3, U4, U5, U6 and U7 are stratigraphically and geochronologically correlated with deposits previously studied in the GVC; however, units U1, U2 and U8 are considered as events not yet recorded in the eruptive history of the Galeras volcano. The dating and characterization of Unit U1 allows us to propose that the eruptive history of the Galeras volcano began at the beginning of the Holocene (~8300 years BP), and not 4500 BP, as it has been established



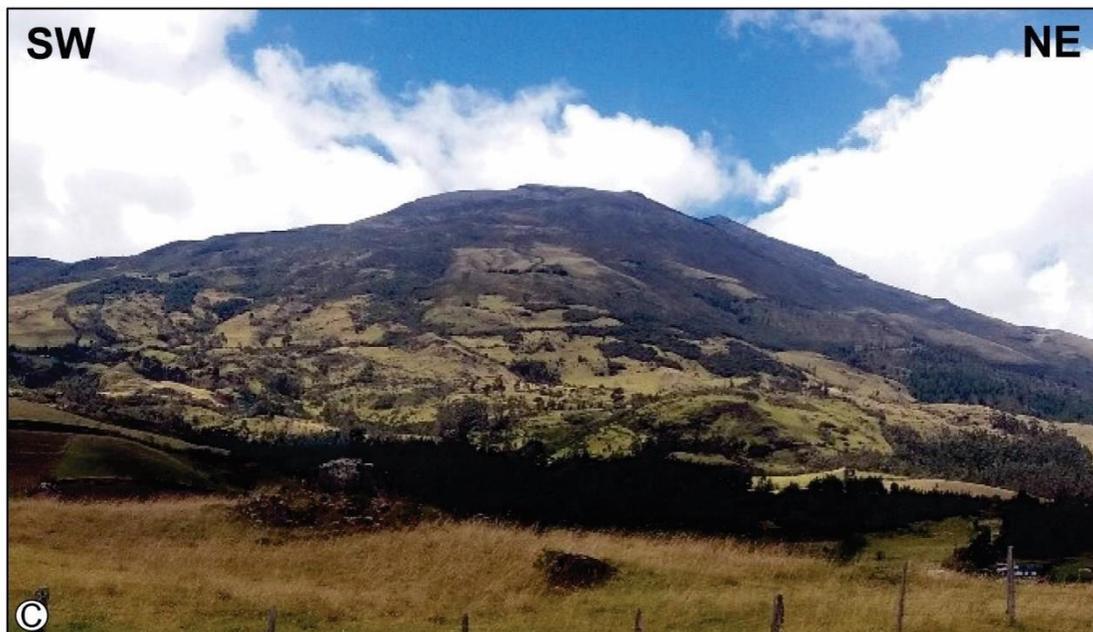
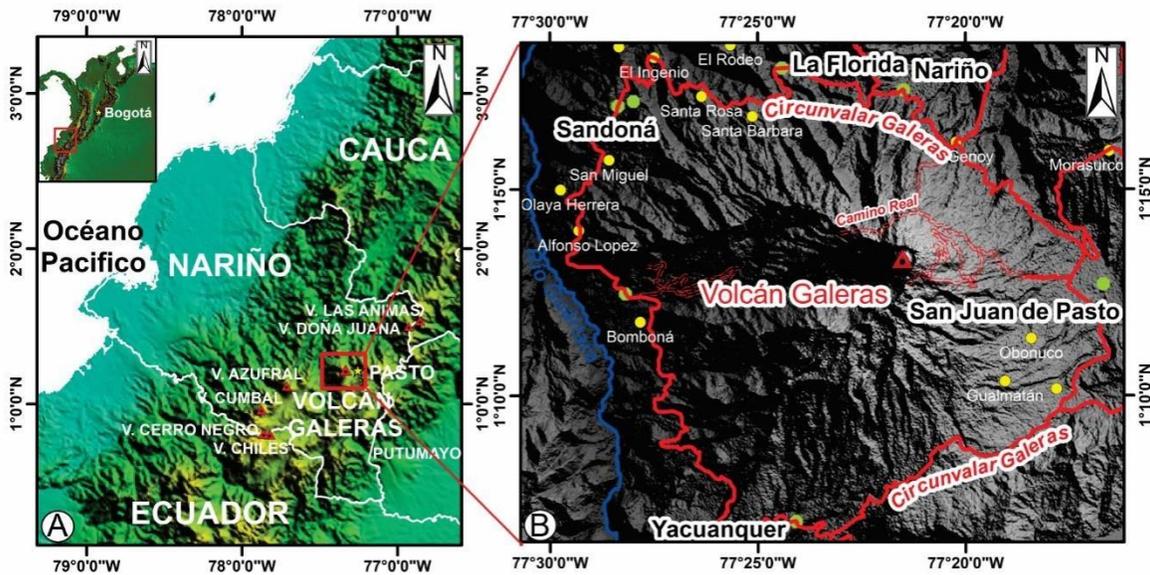
***Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.***



until now. Additionally, the record of Unit U8 in the town of La Florida ratifies the high PDCs threat for this population. Thus, this research improves the resolution of the volcanological information in the area, and contributes to the understanding of the eruptive evolution of the Galeras volcano.

## 1. Introducción

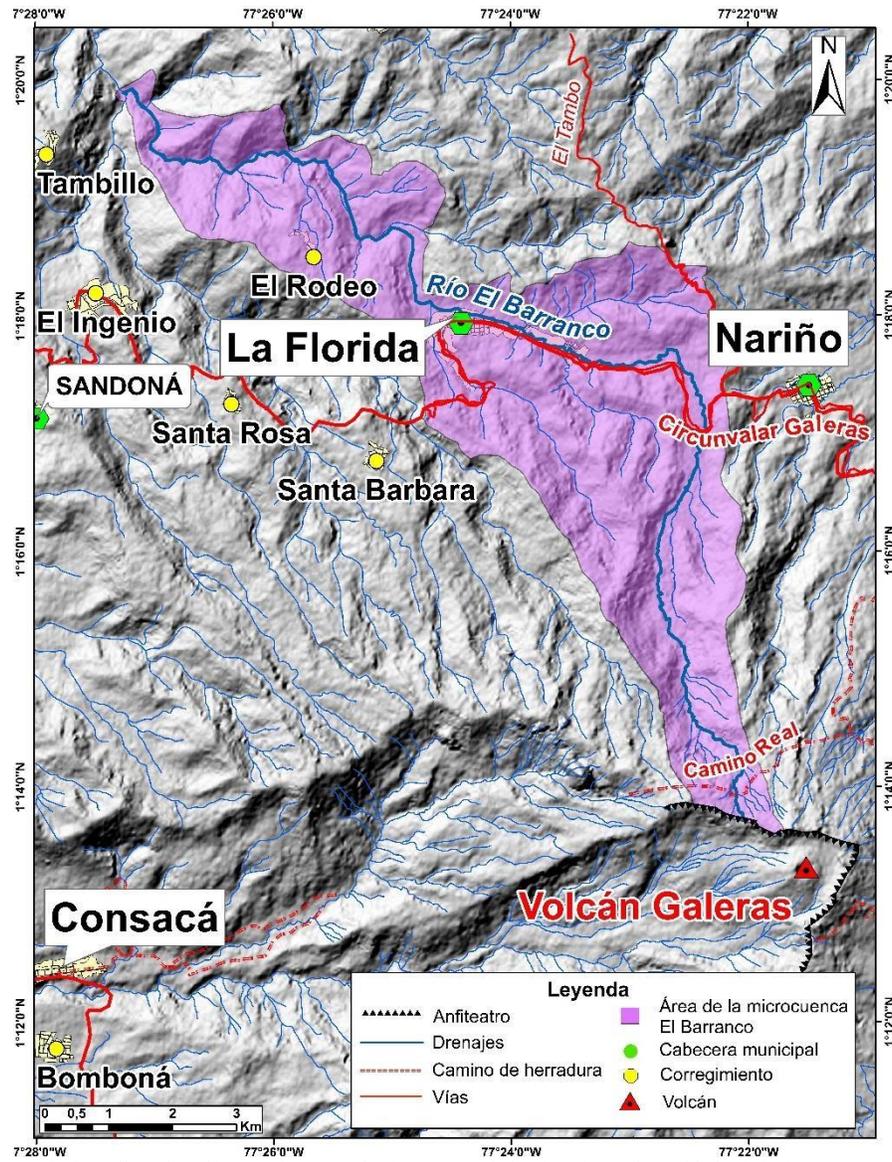
El Complejo Volcánico Galeras (CVG) es un volcán compuesto, de composición andesítica basáltica a dacítica (Droux, 1996; Calvache y Williams, 1997), que se localiza en la depresión interandina de la cuenca Cauca-Patía, entre las cordilleras Central y Occidental, en el departamento de Nariño, al sur de Colombia (Fig. 1A). El CVG presenta una vía de acceso principal llamada Circunvalar Galeras, la cual lo rodea en su totalidad, comunicando a la ciudad San Juan de Pasto, capital del departamento de Nariño, con las poblaciones de Catambuco, Yacuanquer, Consacá, La Florida, Nariño y Genoy (Fig. 1B). Este complejo ha sido subdividido en seis etapas evolutivas: Cariaco (1.1 Ma), Pamba (<700 ka), Coba Negra (560 ka), Genoy (150 – 40 ka), Urcunina (12 – 5 ka) y Galeras (<4,5 ka) (Calvache et al., 1997). De estas etapas, el cono interno denominado volcán Galeras *sensu stricto* (Cepeda, 1985) corresponde a la última etapa, la cual está activa actualmente. El Galeras (N 1° 13' 16"; W 77° 21' 33", 4276 msnm; Fig. 1C), se encuentra a 9 km al occidente de la ciudad de San Juan de Pasto, y es considerado uno de los volcanes más activos de Colombia, en el que se han identificado seis grandes erupciones en los últimos 4500 años (SGC, 2015). Estas seis erupciones se caracterizaron por ser eventos explosivos, intercalados con pequeños eventos efusivos (Calvache, 1990; Calvache, 1995). De estas erupciones se tienen registrados diferentes tipos de depósitos volcanoclásticos, principalmente depósitos de corrientes de densidad piroclástica y flujos de lava que abarcan un volumen total de 0,7 km<sup>3</sup> (Calvache, 1990).



**Figura 1.** Representación gráfica del Complejo Volcánico Galeras. **A.** Cadena montañosa de Los Andes colombianos. **B.** Modelos de Elevación Digital de 12.5 m del Complejo Volcánico Galeras. **C.** Fotografía panorámica del Complejo Volcánico Galeras.

Las corrientes de densidad piroclástica (nombradas comúnmente como CDPs debido a su sigla) son flujos multifásicos conformados por fragmentos, gas, vapor en fase de condensación y en algunas ocasiones agua, que se producen durante una erupción volcánica (Branney y Kokelaar, 2002). Este tipo de corrientes se desplazan sobre la topografía circundante, por tanto, la interacción del flujo y la topografía juegan un papel importante en la arquitectura del depósito resultante (Doronzo y Dellino, 2014). Según Branney y Kokelaar (2002), las CDPs se pueden generar de cinco formas: 1) colapso de una columna eruptiva, 2) desde una erupción baja sostenida, 3) a partir de una erupción lateral dirigida (“*blast*”), 4) por el colapso de un domo en crecimiento, y 5) por el colapso retrogradado de otro depósito de CDPs. Dependiendo de la concentración de fragmentos presentes en el depósito, las CDPs se dividen en concentradas (dominada por sólidos) y diluidas (dominada por fluidos) (Sulpizio et al., 2014). Así, las CDPs concentradas se conocen también como flujos piroclásticos y las CDPs diluidas como oleadas piroclásticas (Murcia et al., 2013). Las CDPs han sido responsables de múltiples muertes en los últimos tiempos, llegando a ser el evento volcánico más complejo y peligroso durante una erupción explosiva (Sulpizio et al., 2014). Las CDPs viajan a velocidades que oscilan entre los 30 y los 300 km/s, con una temperatura que puede alcanzar los 800 °C, aunque las temperaturas promedio son de 200 – 600 °C (Brown y Andrews, 2015).

En este trabajo se presentan los resultados del estudio de ocho depósitos de CDPs en la microcuenca El Barranco en el municipio de La Florida (Fig. 2), a partir de análisis estratigráficos, granulométricos, de componentes, geocronológicos, de vesicularidad y microtexturales, con el fin de mejorar la resolución de la información vulcanológica de la zona y aportar al entendimiento de la historia eruptiva del Galeras. Si bien en el CVG, se han llevado a cabo estudios de los depósitos de CDPs de tipo cartográficos, geoquímicos, geomorfológicos, estratigráficos y geocronológicos (Cepeda, 1985; Calvache, 1990; Calvache, 1995; Stix et al., 1997; Banks et al., 1997; Calvache et al., 1997; Calvache y Williams, 1997; Gallo et al., 2011; SGC, 2015; Calvache y Duque-Trujillo, 2016; Vallejo, 2018) aún se desconoce información geológica enfocada en el entendimiento del comportamiento reológico de los flujos que los generaron.



**Figura 2.** Mapa de localización ilustrado a partir de un Modelo de Elevación Digital de 12.5 m. La zona púrpura corresponde a la microcuencina del río El Barranco.

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1. Objetivo general**

Caracterizar los depósitos de corrientes de densidad piroclástica que afloran en el río El Barranco, sector noroccidente del Complejo Volcánico Galeras, a partir de mapeo geológico y análisis estratigráficos, granulométricos, de componentes, geocronológicos, de vesicularidad y microtexturas, con el propósito de aportar a la historia volcánica de la zona.

### **1.2.1 Objetivos específicos**

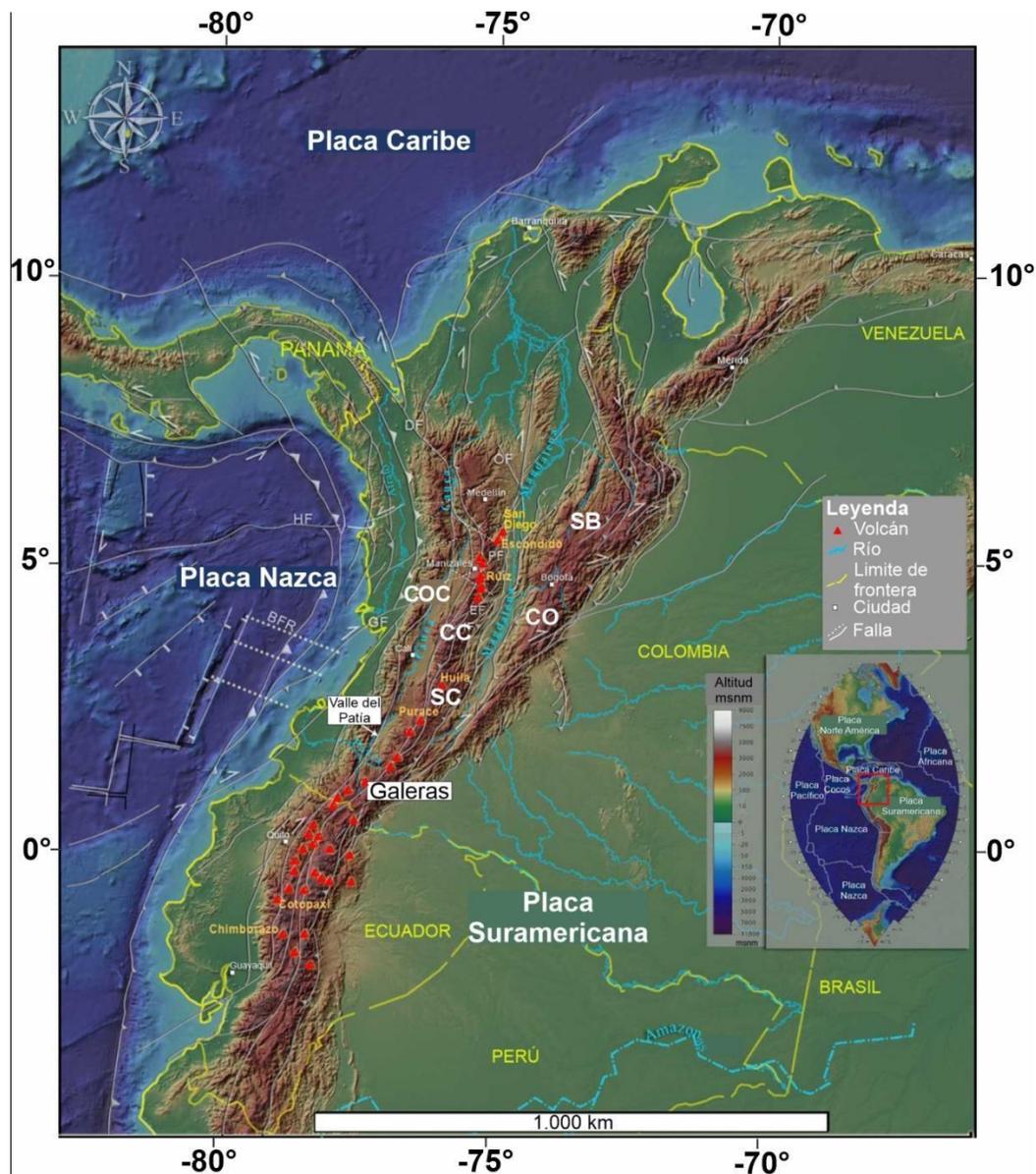
- Realizar levantamiento de columnas estratigráficas, para conocer las características texturales macroscópicas y correlacionar los depósitos dentro de la microcuenca del río El Barranco.
- Efectuar análisis granulométricos y de componentes de los depósitos encontrados, con el fin de comprender sus características sedimentológicas.
- Realizar análisis de vesicularidad de los fragmentos de pómez, para determinar el índice y rango de vesicularidad y la morfología de las vesículas.
- Realizar dataciones de  $^{14}\text{C}$  para aportar a la correlación estratigráfica y ubicar temporalmente los eventos eruptivos.
- Enmarcar la historia geológica encontrada dentro de la historia eruptiva del CVG.

## **2. Margen geológico y estructural**

La configuración tectónica del margen noroccidental de la placa continental Sudamericana, en donde se encuentra el CVG, está controlada estructuralmente por la subducción de la placa oceánica de Nazca, lo cual genera un arco continental con presencia de vulcanismo (*e.g.*, Van der Hilst y Mann, 1994; Trenkamp et al., 2002; Arcila y Dimaté, 2005). Este vulcanismo activo con tendencia SW – NE corresponde a la Zona Volcánica Norte (ZVN) del arco volcánico de Los Andes (Stern, 2004) (Fig. 3).

### **2.1 Los Andes colombianos**

La Cordillera de Los Andes en Colombia está conformada por tres cadenas montañosas alargadas denominadas como cordilleras Oriental, Central y Occidental, las cuales topográficamente se encuentran separadas por los valles Cauca-Patía y Magdalena (Villagómez et al., 2011) (Fig. 3). Desde el suroeste hasta el noroeste, el basamento de la Cordillera Oriental está conformado por rocas metamórficas del Precámbrico y Paleozoico que se han asociado a los macizos de Garzón, Quetame, Floresta y Santander (Colmenares et al., 2019; Restrepo-Moreno et al., 2019) (Fig. 4A). Por su parte, la Cordillera Central está constituida por un basamento Neoproterozoico, que se encuentran suprayacidas por rocas metamórficas del Paleozoico Temprano, relacionadas al Complejo Cajamarca (Colmenares et al., 2019). Finalmente, el basamento de la Cordillera Occidental está compuesto por rocas oceánicas que se acrecionaron a la placa Sudamericana en el Mesozoico y Cenozoico Temprano (Taboada, 2000).

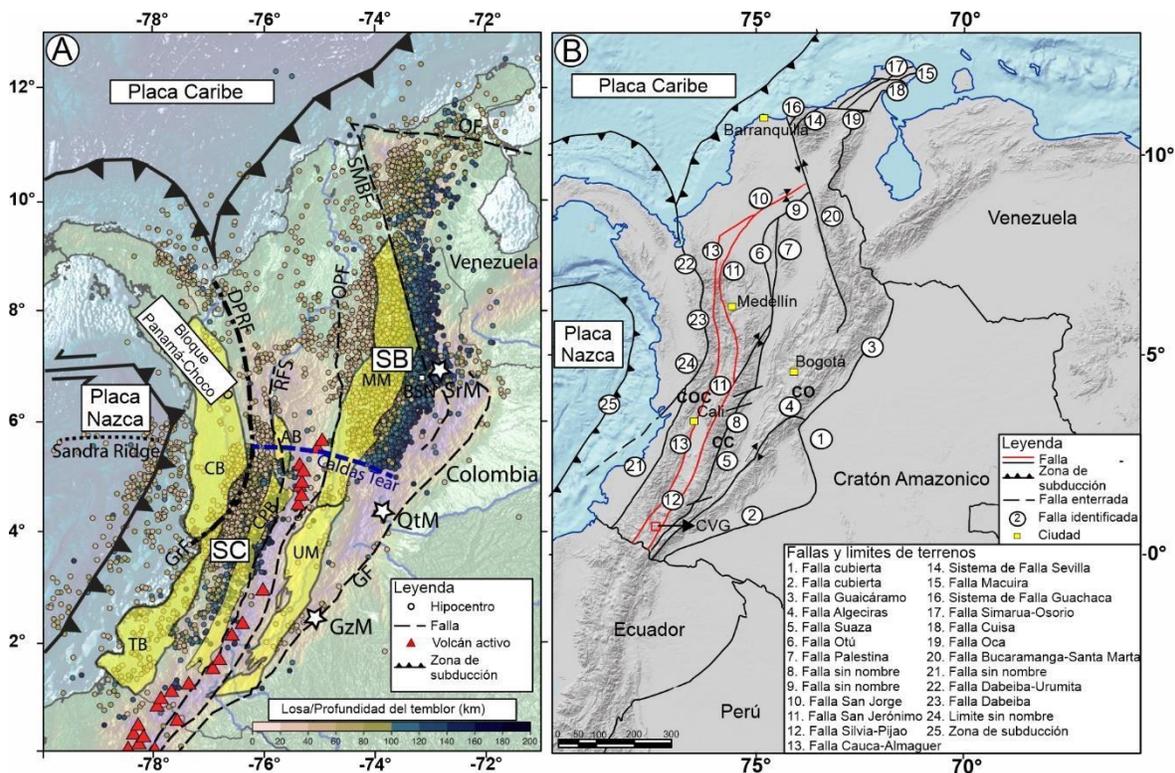


**Figura 3.** Representación geográfica de la Zona Volcánica Norte de Los Andes conformada por Colombia y Ecuador. En la imagen se esquematiza principalmente la subducción en dirección W – E de la placa Nazca con respecto a la placa Suramericana. Así mismo, se ilustra la distribución topográfica de Los Andes de Colombia en las cordilleras Oriental (CO), Central (CC) y Occidental (COC). Los triángulos rojos representan el vulcanismo activo presente en la zona. Tomado y modificado de Monsalve et al. (2019).

Para Taboada et al. (2000), la interacción tectónica generada desde el Cenozoico hasta la actualidad, entre las placas de Nazca y Sudamericana, ha estado representada por una zona de convergencia con dirección W – E, que ha repercutido en una deformación transpresiva a lo largo de fallas continentales, con tendencia N – NE en el suroeste del país. Una de estas principales fallas continentales corresponde a la falla Romeral, la cual fue denominada por

primera vez por Grosse (1926) (en Barrero et al., 1969) (Fig. 4B). Según París y Romero (1993), el Sistema de Fallas Romeral (SFR), corresponde a un conjunto de fallas paralelas a subparalelas que se extiende desde el Pacífico ecuatorial, hasta el mar Caribe en el norte de Colombia. El SFR representa una zona de sutura entre terrenos oceánicos al oeste y terrenos autóctonos continentales al este (Vinasco, 2019). Además, de este a oeste, las principales fallas que conforman al SFR son San Jerónimo, Silvia Pijao y Cauca-Almaguer (Maya y González, 1995) (Fig. 4B). Así, regionalmente los complejos Quebradagrande, Arquía y Cajamarca, los cuales afloran a lo largo de las Cordilleras Occidental y Central, se encuentran delimitados por estas fallas (e.g., Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Nivia et al., 2006).

A partir de las señales sísmicas e imágenes tomográficas se han propuesto varios modelos enfocados en comprender la interacción entre las placas asociadas en la tectónica de Los Andes colombianos (e.g., Pennington, 1981; Van der Hilst y Mann, 1994; Ojeda y Havskov, 2001; Cortés y Angelier, 2005; Vargas y Mann, 2013; Yarce et al., 2014; Syracuse et al., 2016). De manera general, se han establecido dos fragmentos tectónicos denominados como segmentos Cauca y Bucaramanga (Pennington, 1981), los cuales estarían separados por la Sutura de Caldas (*Caldas Tear*), propuesta por Vargas y Man (2013) (Fig. 4A). El segmento Bucaramanga está relacionado a la interacción de las placas Nazca, Caribe y Sudamericana, lo que genera que esta zona sea considerada como una de las regiones con más registro de sismos de profundidad intermedia a nivel mundial (Prieto et al., 2012; Syracuse et al., 2016) (Fig. 4A). Por su parte, el segmento Cauca se asocia a una subducción normal, dada por la placa Nazca (~14 Ma; Hardy, 1991, en Marín-Cerón et al., 2019), con respecto a la placa Sudamericana, con un buzamiento de 30° a 40°, lo que causa la generación de un arco volcánico localizado por encima de la zona de Benioff (Bourdon et al., 2003; Vargas y Man, 2013; Marín-Cerón et al., 2019) (Fig. 4A). Dicho arco, está constituido por una subducción vulcanogénica representada por prominentes cuerpos volcánicos, que se han venido formando desde hace 4 Ma hasta el presente (Wagner et al., 2017).



**Figura 4.** Ilustración general de los procesos tectónicos asociados a Los Andes colombianos. **A.** Mapa con registro de hipocentros sísmicos asociados a los segmentos Cauca (SC) y Bucaramanga (SB), los cuales estarían limitados por la Sutura de Caldas (*Caldas Tear*). AB: Cuenca de Amagá; CB: Cuenca del Chocó; CPB: Cuenca Cauca-Patía; TB: Cuenca Tumaco; UM: Valle del Alto Magdalena; MM: Valle del Magdalena Medio; DPRF: Falla Dabeiba-Puerto Rico; GrF: Falla Garrapatas; RFS: Sistema de Fallas de Romeral; OPF: Falla Otu-Pericos; GF: Falla de Guicaramo; SMBF: Falla de Santa Marta-Bucaramanga; OF: Falla de Oca; GzM: Macizo Garzón; QtM: Macizo de Quetame; y SrM: Macizo de Santander. Tomado y modificado de Wagner et al. (2017). **B.** Mapa estructural con las principales fallas de Colombia. Las líneas continuas de color rojo representan al Sistema de Fallas Romeral (SFR), el cual al sur del país controla al Complejo Volcánico Galeras (CVG). CO: Cordillera Oriental, CC: Cordillera Central, COC: Cordillera Occidental. Tomado y modificado de Toussaint y Restrepo (2020).

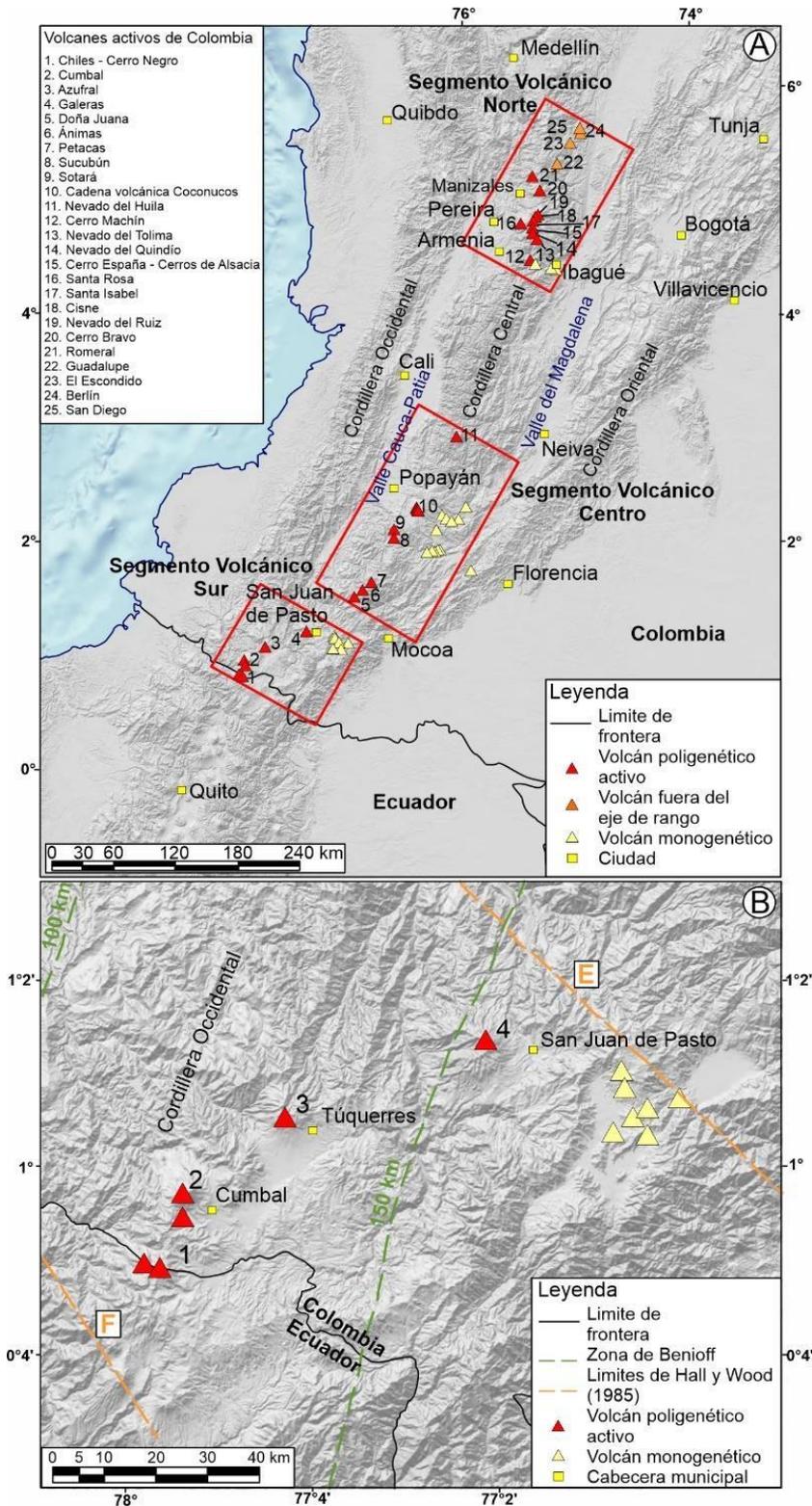
Para Colombia, el vulcanismo actual está conformado por tres segmentos volcánicos, los cuales se han nombrado como Segmento Volcánico Sur (SVS), Segmento Volcánico Centro (SVC) y Segmento Volcánico Norte (Hall y Wood, 1985 en Monsalve, 2020) (Fig. 5A).

El arco volcánico del suroeste del país se asocia al SVS descrito por Monsalve (2020), el cual a su vez se correlaciona tectónicamente dentro del Segmento Cauca definido por Pennington (1981). Según las delimitaciones realizadas por Hall y Wood (1985), las cuales se ilustran en Monsalve (2020), el SVS se extiende al sur hasta el límite F, trazado por el río Mira, y al norte hasta el límite E o falla Guairapungo (Fig. 5B). Así, dentro del SVS se

*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*

encuentran volcanes poligenéticos como Chiles, Cerro Negro, Azufral, Cumbal y Galeras, y cuerpos monogenéticos, como el Campo Volcánico Monogenético Guamuez – Sibundoy (Rivera, 2021) (Fig. 5B). Análisis petrográficos realizados en el SVS indican una composición andesítica a dacítica, con una firma calco-alcalina y una serie de potasio medio (Droux y Delaloye, 1996; Calvache y Williams, 1997a; Marín-Cerón et al., 2010).

*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*



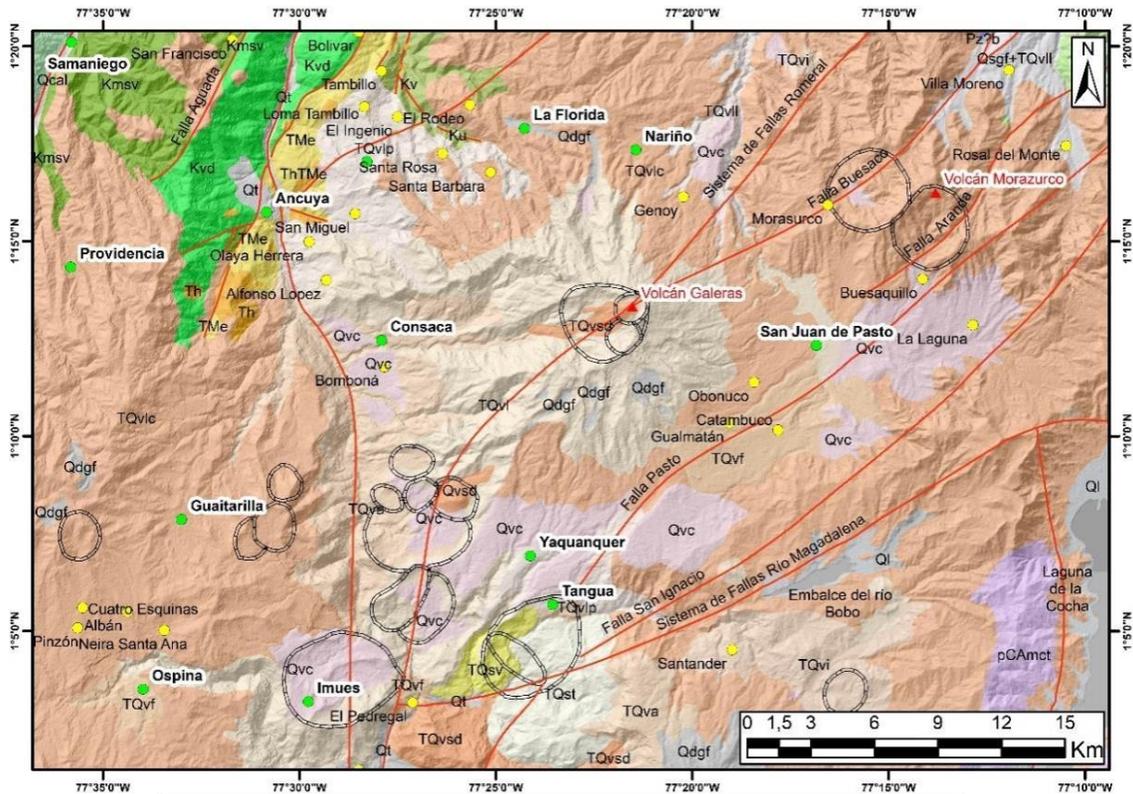
**Figura 5.** Mapa esquemático del arco volcánico del suroeste de Colombia. **A.** Ubicación geográfica de los segmentos volcánicos del país. **B.** Zoom del Segmento Volcánico Sur, el cual se encuentra conformado por los volcanes Cerro Negro, Chiles, Cumbal, Azufral, Galeras y por el Campo Volcánico Monogenético Guamuez – Sibundoy, ilustrado en la parte derecha de la imagen. Tomado y modificado de Monsalve (2020).

## **2.2 Complejo Volcánico Galeras**

El Complejo Volcánico Galeras (CVG), yace sobre la depresión interandina Cauca-Patía, la cual marca el límite topográfico entre las cordilleras Central y Occidental (Calvache, 1995). Por este motivo, el basamento del CVG corresponde a secuencias volcano-sedimentarias del Cretácico Superior, que presentan un metamorfismo de grado bajo, conocidas como Grupo Diabásico (Murcia y Cepeda, 1991). Litológicamente, el Grupo Diabásico se divide en tres conjuntos denominados como: Conjuntos Kvs, Kvd y Kv (Murcia y Cepeda, 1991). De estas tres unidades, El Conjunto Kv, el cual está conformado por rocas metadiabasas, metabasaltos y metasedimentarias, es el que se asocia al CVG (Murcia y Cepeda, 1991) (Fig. 6). A parte del Grupo Diabásico, otras unidades geológicas que conforman el basamento del CVG, son el Grupo Dagua y el Complejo Quebradagrande (Calvache et al., 1997) (Fig. 6), los cuales de manera general se conforman por metabasaltos, sedimentos marinos, metalimolitas y metagrawacas (Murcia y Cepeda, 1991). A su vez, estas rocas están cubiertas por unidades sedimentarias de la Formación Mosquera y la Formación Esmita (Calvache, 1990).

A escala regional, el CVG presenta un control estructural marcado por la falla Silvia-Pijao, del SFR descrito anteriormente (París y Romero, 1993). Sin embargo, localmente el modelo estructural del CVG y de las zonas aledañas a éste, está representado por las fallas Buesaco, Aranda y Pasto, todas ellas con evidencia de movimiento del Pleistoceno – Holoceno, y con un componente de rumbo lateral derecho (Tibaldi y Romero, 2000; Rovida y Tibaldi, 2005) (Fig. 6). La falla Buesaco se ha descrito como un segmento de la falla Silvia-Pijao (París y Romero, 1993). Está falla con una longitud de 29 km, atraviesa al CVG y se extiende hasta el municipio de Buesaco. Por tanto, éste es el principal lineamiento estructural asociado al magmatismo del CVG (Tibaldi y Romero, 2000). La falla Aranda, ubicada en el medio de las fallas Buesaco y Pasto, tiene una longitud de 13 km, se delimita desde el noreste de la ciudad de San Juan de Pasto, hasta el corregimiento de Villa Moreno, cortando la ladera sureste del volcán Cerro Morasurco (Tibaldi y Romero, 2000). Finalmente, la falla Pasto con una longitud de 11 km, se localiza al este de la ciudad de San Juan de Pasto (Rovida y Tibaldi, 2005).

## Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.



Leyenda	
<b>Geología de la plancha 429 de Pasto</b>	
Qcal	Depósitos coluviales y aluviales
Qt	Terrazas
Ql	Depósitos lacustres
Qdgr	Depósitos glaciares y fluvio-glaciares
Qvc	Lluvia de ceniza
Tqvl	Lahares y lava
Tqvlp	Lahares y piroclastos
Tqst	Conjunto sedimentario de Tapialquer
Tqsv	Conjunto sedimentario volcánico de la Magdalena
Tqvi	Lava
Tqva	Avalanchas ardientes y de escombros
Tqvi	Ignimbritas eutaxíticas
Tqví	Flujos de ceniza y pumita
Tqvc	Lavas y ceniza
Tqvsd	Depósitos volcánico-clásticos sin diferenciar
Th	Rocas ígneas hipoabisales
Tme	Formación Esmita
Ku	Rocas ultramáficas de Chacaguaico
Ksv	Complejo Quebradagrande
Kvs	Grupo Diabásico
Kvd	
Kv	
Kmsv	Grupo Dagua
Pz?b	Secuencia metamórfica de Buesaco
pCAMct	Complejo migmatítico de la Cocha - Río Tellez
<b>Geología estructural</b>	
— Fallo definida	
<b>Base cartográfica</b>	
 Caldera erosionada  Cabecera municipal  Corregimiento  Volcán	

**Figura 6.** Mapa de unidades litológicas generales del Complejo Volcánico Galeras y zonas aledañas. En este se ilustra el basamento y las principales fallas relacionadas al complejo. Tomado y modificado de Murcia y Cepeda (1991).

La evolución del CVG se ha dado a partir de la formación y destrucción de edificios volcánicos, marcando así una secuencia conformada por un total de seis etapas, que se han

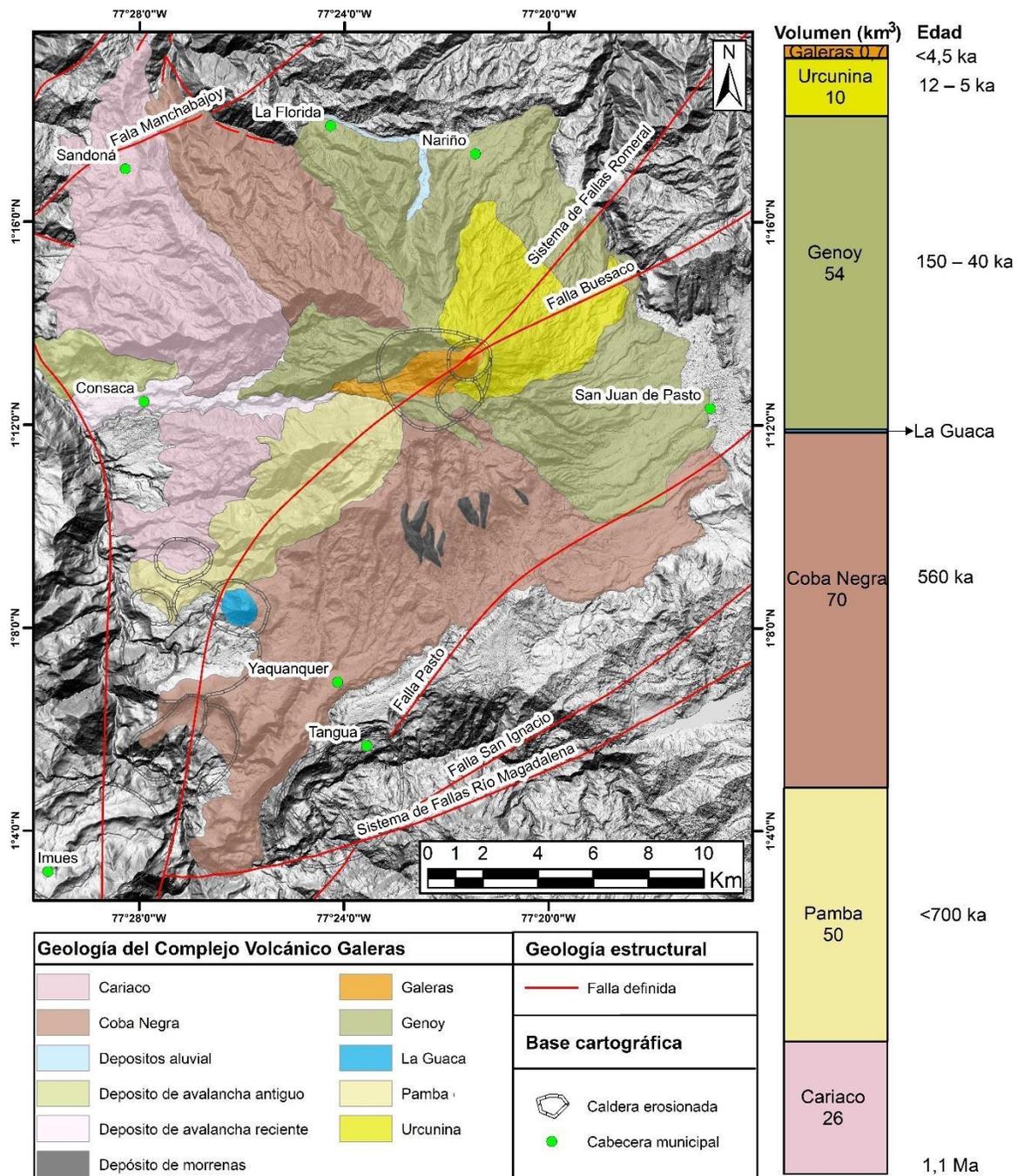
desplazado de oeste a este hasta su posición actual (Calvache et al., 1997). Estas etapas definidas a partir de características morfológicas tales como el grado de erosión, la presencia de características glaciales, el grado de erosión glacial, los cambios bruscos de pendiente, la posición estratigráfica relativa del centro de erupción sospechoso, la litología y la edad, cronológicamente, desde la más antigua a la más reciente, se conocen como: Cariaco (1,1 Ma), Pamba (<700 ka), Coba Negra (560 ka), Genoy (150 – 40 ka), Urcunina (12 – 5 ka), y Galeras (<4,5 ka) (Calvache, 1995) (Fig. 7 y 8A). A continuación, se describen de manera general cada una de estas etapas, según lo establecido por Calvache et al. (1997):

1. Etapa Cariaco, ubicada en la parte suroeste del complejo y con un volumen de 26 km<sup>3</sup>, se compone de depósitos de flujos piroclásticos compuestos por fragmentos de pómez con biotita, depósitos de bloques y ceniza, flujos de lavas de composición andesítica y depósitos de avalancha de escombros con fragmentos de pómez redondeados.
2. Etapa Pamba, localizada al norte de la etapa Cariaco y con un volumen de 50 km<sup>3</sup>, se caracterizó inicialmente por ser una etapa explosiva, compuesta por un depósito de bloques y ceniza soldado, con líticos volcánicos rojizos y fragmentos de pómez, seguido de un flujo de lava con un alto contenido de gases que a su vez generó depósitos por colapso de los frentes de lava. Por tanto, en total esta etapa representa un volumen de 70 km<sup>3</sup>.
3. Etapa Coba Negra, una de las etapas más extensas del CVG, está constituida por flujos de lava que abarcan un volumen total de 54 km<sup>3</sup>. Estos flujos se encuentran infrayacidos por depósitos de flujos de escoria con fragmentos altamente vesiculados, e intercalados con depósitos de caída. Los depósitos de flujos de escoria están relacionados a una actividad explosiva ocurrida hace 560 ka, la cual habría generado una caldera de 5 km de diámetro.
4. Etapa Genoy, cuyo foco eruptivo se localizó al este de la etapa Coba Negra, tiene un volumen de 64 km<sup>3</sup> y se conforma por una secuencia de flujos de lava intercalados por depósitos de flujos de pómez y escoria, los cuales a su vez se superponen a un depósito de caída con fragmentos de pómez y un alto contenido de cristales libres de

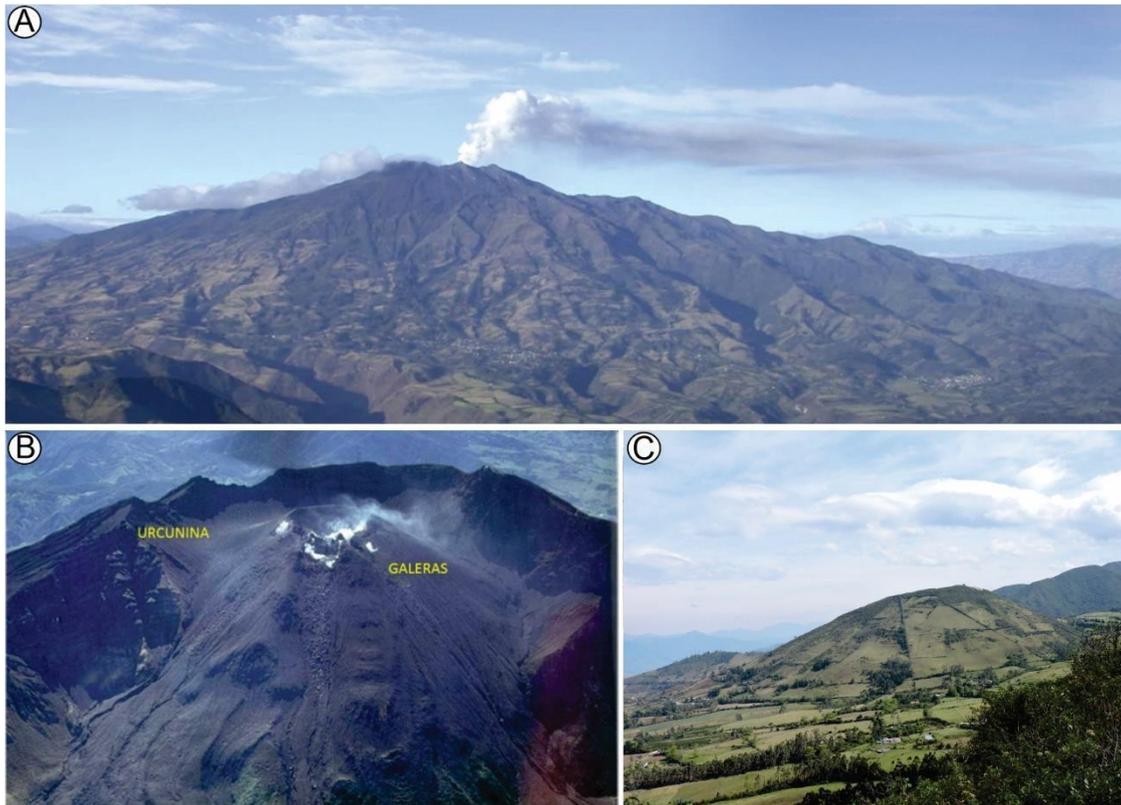
- biotita, datado en 288 ka. Al igual que en la etapa Coba Negra, los depósitos de flujos de pómez y escoria representan una evolución volcánica formadora de caldera.
5. Etapa Urcunina (Fig. 8B), con un volumen de  $10 \text{ km}^3$ , corresponde a la última etapa eruptiva presente antes de la formación del centro eruptivo actual. Esta etapa tiene dos características principales: 1) la ausencia de procesos glaciales, y 2) el colapso sin-eruptivo de gran parte de su estructura. Así, la etapa está asociada a un depósito de avalancha de escombros que yace sobre el río Azufral, en la parte oeste del CVG, y flujos de lava alterados hidrotermalmente, que forman un anfiteatro en forma de herradura que se pueden observar desde la ciudad de San Juan de Pasto.
  6. Etapa Galeras (Fig. 8B), corresponde al actual foco emisor del CVG. A grandes rasgos esta etapa se asocia a erupciones típicamente vulcanianas, las cuales han generado principalmente flujos de lava y depósitos de flujos piroclásticos dados por el colapso gravitacional de una columna eruptiva.

Al suroeste del CVG se halla un cuerpo volcánico asociado a un estilo eruptivo monogenético que se formó hace  $166 \pm 34 \text{ ka}$  y se conoce como La Guaca (Calvache et al., 1997) (Fig. 7 y 8C). Este volcán, con un volumen de  $0,2 \text{ km}^3$ , se compone de depósitos de flujos de escoria y flujos de lava de composición andesítica basáltica con fenocristales de olivino. Además, presenta una firma más alcalina en comparación con el resto del CVG, que es típicamente calco-alcalino (Calvache et al., 1997; Calvache y Williams, 1997a; Calvache y Duque-Trujillo, 2016).

Por otra parte, al oeste del CVG, se observa una secuencia de tres depósitos volcanoclásticos secundarios de tipo avalancha de escombros que superan los 200 m de espesor (Calvache et al., 1997) (Fig. 7). De estos depósitos, los dos depósitos más antiguos, que tienen un volumen de  $2 \text{ km}^3$  y  $0,4 \text{ km}^3$ , no están asociados a alguna de las etapas del CVG. Sin embargo, el depósito más joven, con un volumen de  $3,1 \text{ km}^3$ , se ha correlacionado con la etapa Urcunina, a partir de su litología y grado de alteración (Calvache et al., 1997).



**Figura 7.** Mapa geológico del Complejo Volcánico Galeras. En este se ilustra la distribución de las etapas que componen al complejo, según su edad y volumen. Tomado y modificado de Calvache et al. (1997).



**Figura 8.** Ilustración fotográfica del Complejo Volcánico Galeras. **A.** Fotografía del edificio volcánico del Complejo Volcánico Galeras. Tomado del Servicio Geológico Colombiano (2022). **B.** Ilustración del anfiteatro de la etapa Urcunina y el cono activo de la etapa Galeras. Tomada de Calvache y Duque-Trujillo (2016). **C.** Fotografía del volcán monogenético La Guaca.

### 2.2.1 Volcán Galeras

El volcán Galeras (Fig. 8B y 9A), considerado uno de los volcanes más activos de Colombia, corresponde a la actual etapa eruptiva de CVG (SGC, 2015). El volcán Galeras morfológicamente está conformado por un cono compuesto de 150 m de altura, el cual en su parte superior tiene un cráter principal con un diámetro de 350 m, y cuatro cráteres pequeños, entre los que se destaca el cráter El Pinta (Calvache, 1990; Calvache y Duque-Trujillo, 2016) (Fig. 9A). Se estipula a partir de dataciones de  $^{14}\text{C}$ , que este cono volcánico se ha venido formado hace  $\sim 4,5$  ka (Banks et al., 1997). En el transcurso de este tiempo, el volcán Galeras ha expulsado principalmente flujos de lava y flujos piroclásticos que en la actualidad abarcan un volumen total de  $0,7 \text{ km}^3$  (Calvache, 1990). La distribución espacial de estos dos tipos de productos ha estado controlada topográficamente por el anfiteatro de la etapa Urcunina (Calvache, 1990; Banks et al., 1997) (Fig. 8B). Así, los flujos piroclásticos se han distribuido principalmente hacia los flancos noreste y noroeste del CVG (Fig. 9B), mientras que los

flujos de lava se encuentran confinados en el valle del río Azufral (Calvache, 1990; Banks et al., 1997). En menor proporción, otros eventos generados por el volcán Galeras son los depósitos de caída piroclástica, lahares, proyectiles balísticos y ondas de choque (Calvache, 1990; Banks et al., 1997).

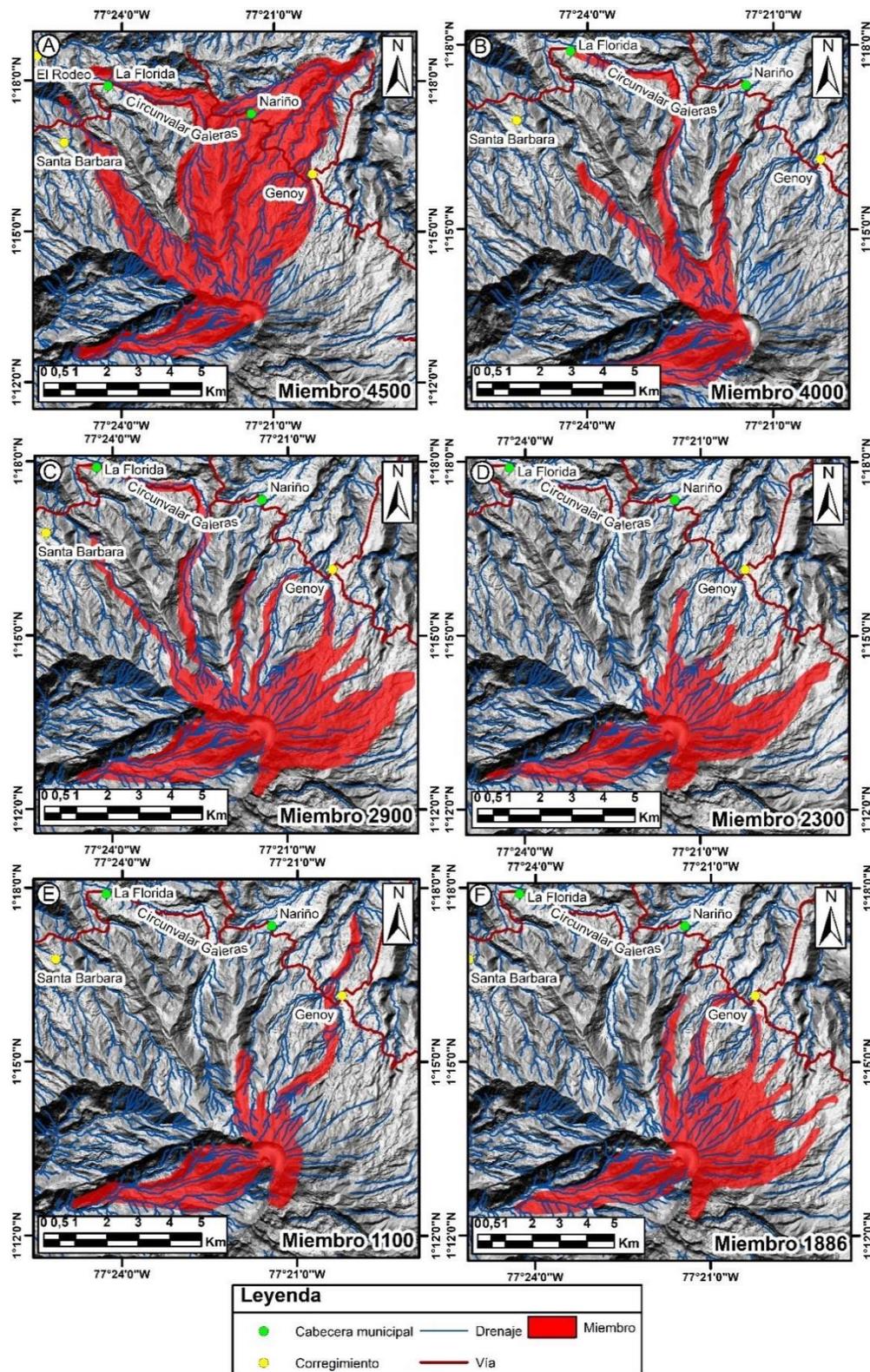
La actividad eruptiva del volcán Galeras, al contrario que las etapas anteriores del CVG, se caracteriza por ser más explosiva, con columnas eruptivas que, según los registros históricos, nunca han alcanzado las decenas de kilómetros (Calvache, 1990). Sin embargo, la ceniza del volcán se ha registrado 200 km al sur, hasta la ciudad de Quito en Ecuador (Calvache, 1990). Ejemplo de esto es la erupción del 10 de octubre de 1932, cuya columna pudo haber alcanzado 4 km de alto, con una dispersión de ceniza de 180 g por metro cuadrado (Cepeda, 2020) (Fig. 9B).



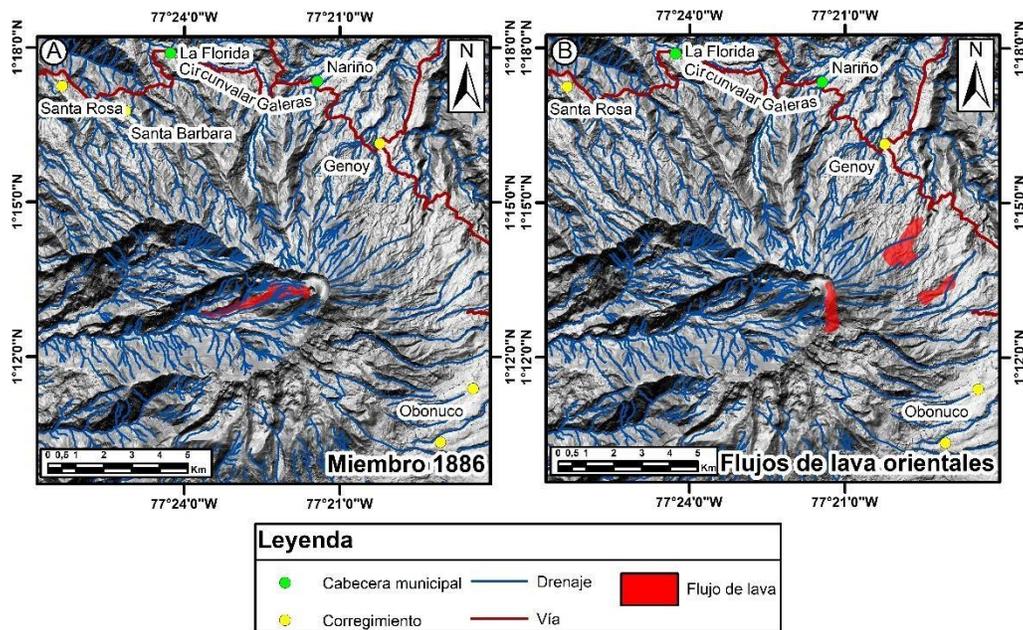
**Figura 9.** Ilustración del volcán Galeras y su actividad eruptiva. **A.** Imagen aérea del volcán Galeras. Tomado y modificado del Servicio Geológico Colombiano (2022). **B.** Imagen de la erupción del volcán Galeras ocurrida el 10 de octubre de 1932. Tomado del Servicio Geológico Colombiano (2022).

Calvache (1990), distribuye la historia eruptiva del volcán Galeras, en seis grandes erupciones (~4,5 ka – 1989), agrupadas en miembros y denominadas como: Miembro 4500, Miembro 4000, Miembro 2900, Miembro 2300, Miembro 1100 y Miembro 1866 (Fig. 10 y 11). El Miembro 4500 (Fig. 10A), consiste en una secuencia conformada de base a techo, por depósitos de bloques y ceniza, flujo de pómez, lahar y una caída piroclástica; así, esta secuencia aflora en la parte alta de los afluentes Genoy, El Barranco, Loma Redonda y Chorrillo (Calvache, 1990). Infrayaciendo a este miembro se encuentra un depósito de caída piroclástica rico en cristales libres de biotita, conocido como Marcador de Biotita (MB), cuya

fuelle posiblemente está asociada a una etapa formadora de caldera ubicada en Ecuador (Calvache, 1990, Banks et al., 1997). Suprayaciendo a MB, se halla la secuencia del Miembro 4000 (Fig. 10B), la cual esta asocia a un depósito de bloques y ceniza, infrayacido por un depósito de CDP diluida (nube acompañante), que afloran en los ríos El Barranco, Loma Redonda y Mapachico (Calvache, 1990). Los miembros 2900 y 2300 (Fig. 10C y D), están constituido por depósitos de bloques y ceniza y flujo de pómez, que afloran respectivamente en los ríos Chacaguaico y Chorrillo (Calvache, 1990). El Miembro 1100 (Fig. 10E), se encuentra sobre las quebradas Maragato y San Francisco, tiene una secuencia que inicia con un depósito amarillo asociado a una oleada más que a un flujo piroclástico, seguido por depósitos de flujos de pómez intercalados con depósitos de oleajes, que a su vez estarían cubiertos por un depósito de caída (Calvache, 1990). El último miembro, el Miembro 1886 (Fig. 10F), el cual yace sobre El Camino Real y las quebradas Genoy y Guaico, está compuesto por depósitos de flujos de bloques y ceniza, suprayacidos por un flujo piroclástico con líticos volcánicos y fragmentos de pómez, en igual proporción (Calvache, 1990). Adicionalmente, este miembro está asociado a flujos de lava que se encuentran sobre el valle del río Azufral. Estos flujos junto con los flujos de lava, ubicados cronológicamente entre los miembros 1100 y 1866, y cartografiados en la parte oriental del volcán representan una fase efusiva del volcán Galeras (Calvache, 1990) (Fig. 11).

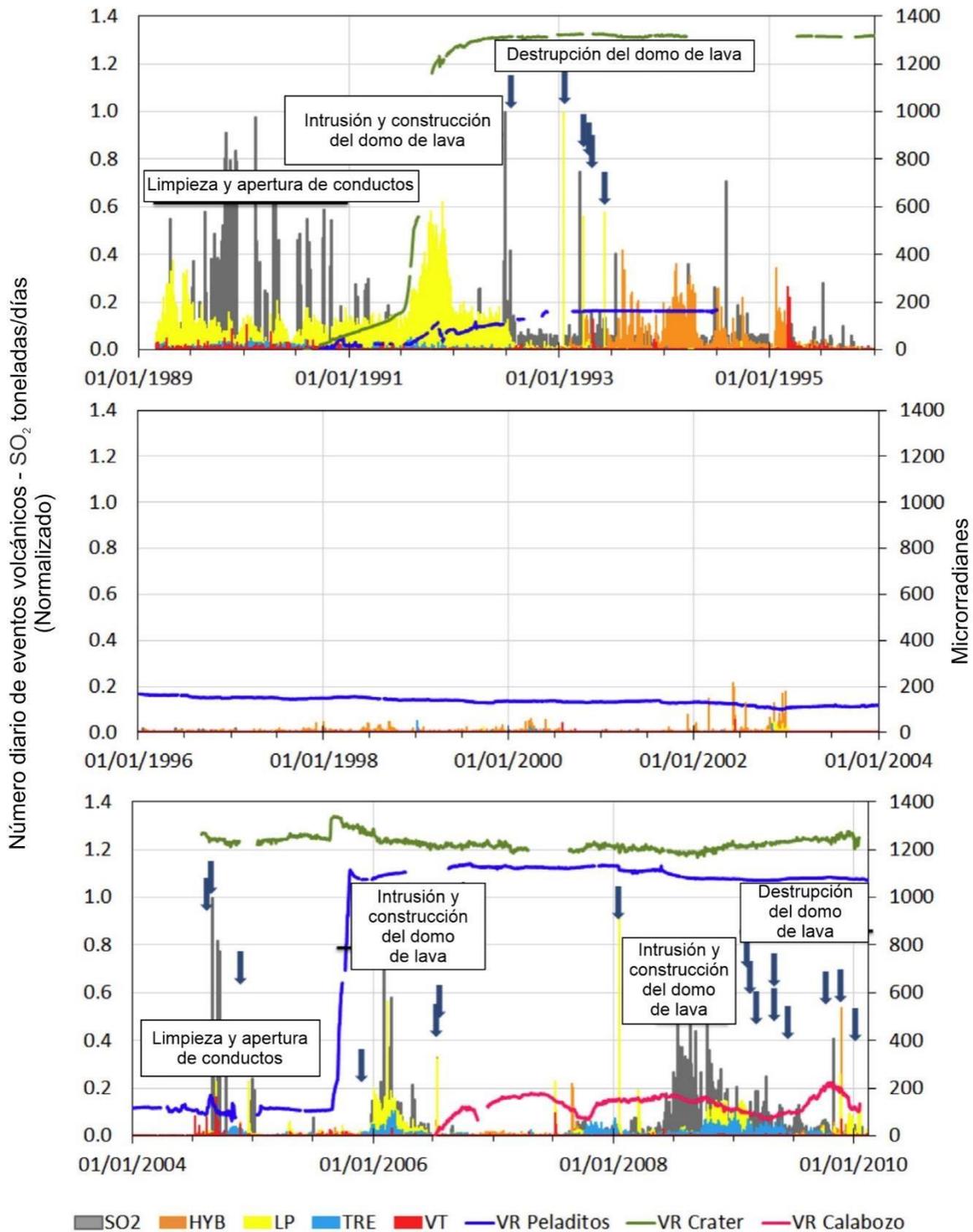


**Figura 10.** Mapa de distribución espacial de los flujos piroclásticos de cada uno de los miembros cartografiados en el Complejo Volcánico Galeras. **A.** Miembro 4500. **B.** Miembro 4000. **C.** Miembro 2900. **D.** Miembro 2300. **E.** Miembro 1100. **F.** Miembro 1886. Tomado y modificado de Calvache (1990).



**Figura 11.** Mapa de distribución de las etapas efusivas del volcán Galeras. **A.** Flujos de lava del miembro 1886. **B.** Flujos de lava orientales. Tomado y modificado de Calvache (1990).

La historia eruptiva de los últimos 480 años del volcán Galeras está marcada por 30 periodos eruptivos, de los cuales 20 fueron erupciones volcánicas breves, con un VEI de 1 a 2, y 10 erupciones más poderosas que llegaron a un VEI 3 (Narváez et al., 2017). La mayoría de los periodos volcánicos del volcán Galeras, inicia con la formación de un domo que obstruye el conducto, llegando a general sobrepresión a profundidad (Calvache, 1990). Posteriormente, dependiendo de la magnitud eruptiva, una sucesión de eventos explosivos, destruye total o parcialmente este domo de lava, involucrando material de este tapón externo y fragmentos juveniles formados a partir de un magma en ascenso descomprimido (Stix et al., 1997; García et al., 2011). Finalmente, la expulsión de material volcánico termina cerrando nuevamente el ciclo con una nueva obstrucción en el conducto (Gómez et al., 2009; Narváez et al., 2017) (Fig. 12).



**Figura 12.** Registro sísmológico del volcán Galeras entre 1989 y 2010. Las flechas representan eventos explosivos con emanación de ceniza y el color de las barras clasifica el tipo de evento sísmico registrado. VT: sismos volcano-tectónicos. LP: sismos de largo periodo. HYB: sismos híbridos. TRE: sismos asociados a perturbación de presión sostenida. VR: Inclínómetros. Tomado y modificado de Narváez et al. (2017).

***Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.***

La actividad eruptiva del volcán Galeras es monitoreada continuamente por medio de una red sísmica conformada por redes de monitoreo en deformación, en geoquímica y en geofísica (Servicio Geológico Colombiano, 2022). De esta manera, el Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Pasto, ente encargado del monitoreo del volcán Galeras, cuenta con un total de 17 estaciones sísmicas, seis sistemas globales de navegación por satélite, ocho inclinómetros electrónicos telemétricos y 11 medidores eléctricos de distancia (Narváez et al., 2017). Actualmente, el volcán Galeras se encuentra en alerta amarilla de grado III, lo que significa que presenta cambios en el comportamiento de su actividad (Servicio Geológico Colombiano, 2022).

### **3. Marco teórico**

#### **3.1 Estilo eruptivo**

##### **3.1.1 Erupciones vulcanianas**

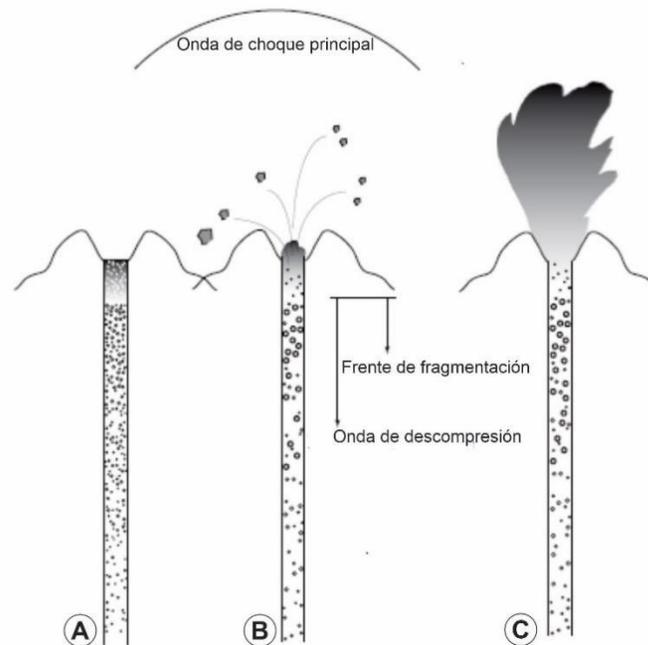
El estilo eruptivo vulcaniano fue descrito por primera vez por Mercalli y Silvestri (1891), en la actividad eruptiva de 1888 y 1890, del volcán Vulcano, en las islas Eolias, en Italia (Clarke, 2013; Selva et al., 2020). En esta erupción tuvieron lugar numerosas explosiones separadas, las cuales duraron de segundos a minutos y produjeron columnas eruptivas de varios kilómetros de altura (Belousov et al., 2021).

Las erupciones vulcanianas son eventos violentos de corta duración, producidos por la descompresión súbita de un magma vesiculado a alta presión, que se encontraba inicialmente contenido en el conducto volcánico (Self et al., 1979; Woods, 1995a; Stix et al., 1997). Estas erupciones pueden suceder de manera discreta o como precursoras de erupciones subplinianas o plinianas sostenidas (Nairn y Self, 1978 en Wright et al., 2007). Normalmente, las erupciones vulcanianas descargan entre  $10^2$  a  $10^6$  m<sup>3</sup> de magma, generando columnas eruptivas de 5 a 20 km de altura, alcanzando un Índice de Explosividad Volcánica (VEI, por sus siglas en inglés) de 3; la mayor parte del material eyectado se establece en una escala de tiempo de 10 a  $10^3$  s, con velocidades de salida registradas entre un rango de 50 a 300 m/s (Self et al., 1979; Newhall y Self, 1982; Fagents y Wilson, 1993).

Estas erupciones se relacionan a dos mecanismos principales: freatomagmático y magmático (Clarke et al., 2015; Pérez y Rodríguez, 2015). Las erupciones freatomagmáticas “vulcanianas” se asocian a la interacción explosiva de un magma ascendente, con el agua subterránea y/o al sistema hidrotermal del cuerpo volcánico (Druitt et al., 2002; Clarke et al., 2015; Németh y Kósik, 2020). Por otro lado, las erupciones magmáticas de este tipo, involucran volátiles que se disuelven gradualmente a partir de un magma en proceso de cristalización y se concentran en forma de burbujas presurizadas, debajo de un domo desgaseado (Clarke et al., 2015). Este estilo eruptivo se atribuye al colapso total o parcial de un domo o tapón que obstruye el conducto, generando sobrepresión en el sistema (e.g. Self et al., 1979; Stix et al., 1997; Clarke et al., 2002; Druitt et al., 2002; Formenti et al., 2003; Formenti y Druitt, 2003; Clarke, 2013; Clarke et al., 2015; Cassidy et al., 2018). La

geofoma de domo se forma debido a la exsolución de volátiles y la cristalización de microlitos, lo cual genera un aumento en la viscosidad del magma (Sparks et al., 1997), y al escape de gas del conducto, lo que produce el colapso de las burbujas y la desgasificación del magma (Hammer et al., 1999; Cashman y McConnell, 2005). A medida que el magma asciende, la disminución de la presión hace que la disolución del agua fomente la cristalización de las fases anhidras, favoreciendo así la viscosidad del magma en la parte superior del edificio, y la desgasificación en la parte basal (Clarke et al., 2015). Adicionalmente, según Diller et al. (2006), si el magma sobrepresionado y la roca que rodea al conducto son permeables, la desgasificación ocurre tanto verticalmente, como a través de las paredes del conducto, creando una región de magma denso y de baja vesicularidad, que termina cerrando el sistema eruptivo.

De manera “cíclica”, los procesos involucrados en la formación del domo, también están implicados en el colapso de éste, puesto que, la presión aumenta debido al enfriamiento del magma ascendente y al crecimiento de burbujas en un medio altamente viscoso (Clarke et al., 2015). Por tanto, en el momento en que la presión del conducto incrementa lo suficiente (hasta 10 – 15 MPa, generalmente <5 MPa), la resistencia del tapón sede (Clarke et al., 2015). Cuando el domo falla mecánicamente, ondas de descompresión y fragmentación viajan hacia el interior del conducto, generando a través de su paso, una mezcla de gas en expansión y fragmentos piroclásticos, que se proyectan hacia arriba, siendo expulsados del centro volcánico (Woods, 1995a; Clarke, 2013; Clarke et al., 2015) (Fig. 13).



**Figura 13.** Modelo esquemático de una erupción vulcaniana. **A.** Sistema cerrado a partir de un domo o tapón, por debajo del cual se encuentra contenido un magma con burbujas. **B.** Colapso mecánico del domo, liberación de presión y fragmentación hacia abajo del magma. **C.** Expulsión de gases y magma fragmentado a la atmósfera. Tomado y modificado de Clarke et al. (2015).

Previo a la ocurrencia de una erupción vulcaniana, el edificio volcánico incrementa su volumen a causa de la expansión de la fase gaseosa contenida en el fundido; como ejemplo de esto, se tiene la actividad eruptiva del volcán Semeru en Indonesia, donde se registró una inflación acelerada del edificio, 200 a 300 s antes de la ocurrencia del evento (e.g., Nishimura et al., 2012).

En el momento de la erupción, a la vez que una onda de fragmentación viaja al interior del conducto, una onda de choque se proyecta desde la fuente hacia la atmósfera (e.g., Woods, 1995a; Clarke et al., 2002; SGC, 2015; Cepeda, 2020). La onda de choque se da por la discontinuidad de la presión entre el magma rico en gas y de alta presión en el conducto, y la atmósfera; está se propaga por delante de la columna eruptiva y ayudan a impulsar el material piroclástico a la superficie (Clarke, 2013). Posterior a la onda de choque, la columna eruptiva que se eyecta a partir de la erupción, se proyecta a velocidades supersónicas y con un carácter impulsivo, lo cual representa la rápida descarga de magma desde un conducto presurizado de volumen finito; inicialmente, el flujo de material aumenta rápidamente, llegando a estabilizarse en la atmósfera por un corto tiempo, para luego disminuir drásticamente; cuando

la velocidad de ventilación baja y el tamaño de los fragmentos piroclásticos es mayor a 1 mm, el sistema se densifica, fomentando el posible colapso de la columna y la formación de corrientes de densidad piroclásticas (CDPs) (Clarke et al., 2015).

Otro evento característico de las erupciones vulcanianas, es la eyección de proyectiles balísticos con una trayectoria parabólica, los cuales se pueden desplazar varios kilómetros de distancia con respecto al foco emisor, generando un fuerte impacto en la topografía circundante al volcán (Wright et al., 2007; Konstantinou, 2015; SGC, 2015; Rodríguez et al., 2018). Adicionalmente, el estilo vulcaniano también puede producir finas caídas de ceniza y estar asociado a avalanchas de escombros (Wright et al., 2007).

### **3.1.2 Erupciones plinianas**

El término “*Erupción Pliniana*” alude a la memoria del escritor romano Plinio el Joven, quien realizó una descripción detallada de una de las erupciones más conocidas de la historia: la erupción del volcán Vesubio en el año 79 D.C, al suroeste de Italia (<https://www.ov.ingv.it/index.php/storia-vesuvio/pompei>). Según las cartas escritas por Plinio el Joven al historiador Tácito (en las que recuenta la muerte del naturalista Plinio el Viejo), el 24 de agosto a la séptima hora del día (13:00 p.m), una nube con forma semejante a la de un árbol de pino mediterráneo, fue impulsada por una ráfaga repentina de aire proveniente del monte Vesubio, extendiéndose lateralmente y cubriendo las poblaciones aledañas, con una capa sostenida de ceniza (Giacomelli et al., 2003; Soto, 2015). La erupción del Vesubio se caracterizó por el desarrollo de dos fases principales (Sigurdsson et al., 1982, 1985; Luongo et al., 2003), la primera fase estuvo representada por la eyección constante de fragmentos volcánicos (mayoritariamente pómez), que generaron una columna eruptiva de 14 a 32 km de altura; la segunda fase se asoció al colapso de la columna, y al subsecuente desplazamiento de oleadas y flujos piroclásticos (Lirer et al., 1973; Carey y Sigurdsson, 1987). Ambas fases causaron grandes catástrofes en la región de Campania, al destruir las ciudades de Pompeya, Herculano, Oplonti y Stabiae (Rittman, 1950 en Walker, 1981; Lirer, 1973; Sigurdsson et al., 1982, 1985; Capasso, 2000; Giacomelli et al., 2003).

Específicamente, una erupción pliniana es un evento explosivo de gran magnitud, en el que una columna sostenida y turbulenta, de magma fragmentado y gas magmático se libera

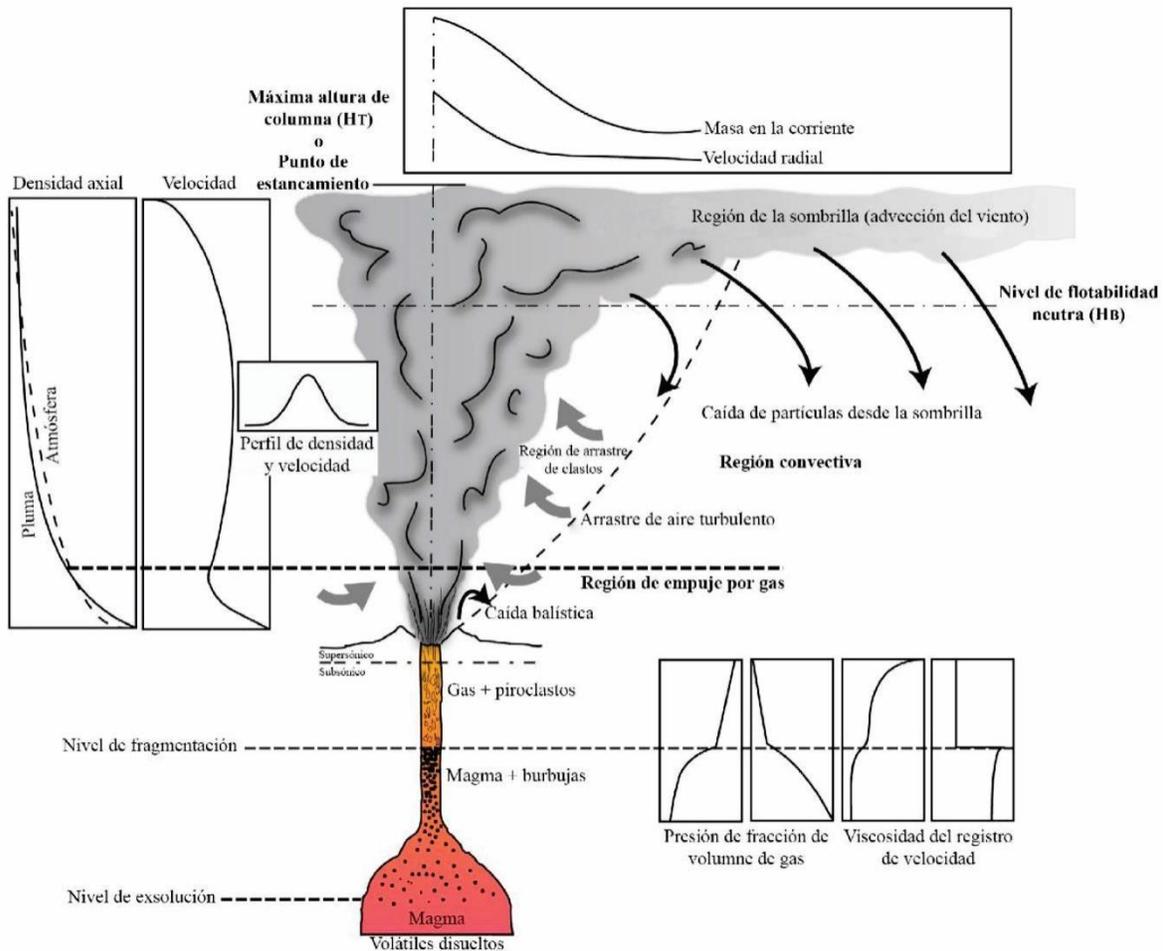
a alta velocidad desde una fuente volcánica (Walker y Croasdale, 1971; Walker, 1973; Wilson, 1976; Sheridan et al., 1981). Según Walker (1981), las erupciones plinianas presentan cuatro atributos importantes: 1) la alta eyección de material juvenil, principalmente fragmentos de pómez; 2) una alta tasa de descarga, que conduce a una amplia dispersión de fragmentos; 3) la morfología de los fragmentos de pómez; y 4) la continuidad y homogeneidad de sus depósitos.

El magma relacionado a este estilo eruptivo, por lo general es de composición ácida a intermedia, muy viscoso y con un alto contenido de volátiles disueltos (Cioni et al., 2015; Pérez-Torrado y Rodríguez-González, 2015). Sin embargo, también se han reportado erupciones plinianas asociadas a magmas básicos (e.g., Walker et al., 1984; Goepfert y Gardner, 2010; Moitra et al., 2018).

En estas erupciones consiguen estar presente dos procesos diferentes de fragmentación magmática, conocidos como aceleración rápida (fragmentación ascendente en un sistema abierto), y descompresión rápida (fragmentación descendente en un sistema cerrado) (Alidibirov y Dingwell, 1996; Cashman y Scheu, 2015; Scheu y Dingwell, 2022). De esta manera, estas erupciones pueden detonarse por tres aspectos específicos: 1) la sobrepresión del gas que altera la resistencia a la tracción de la roca y del fundido, 2) una tasa de deformación viscosa más alta que la tasa de deformación del fundido, y 3) la interacción del agua con un magma ascendente (Spieler et al., 2004; Gonnermann, 2015). Cuando el magma asciende, el fundido empieza a sobresaturarse en volátiles por descompresión, generando una fase gaseosa, que no puede escapar del fundido debido a la alta viscosidad de éste (nivel de nucleación) (Mangan y Sisson, 2000; Cioni et al., 2015). Progresivamente, las burbujas comienzan a crecer por difusión de gas, desde el magma hacia la burbuja, creando sobrepresión interna (Ruzié y Moreira, 2010). Así, a medida que el magma se acerca a la superficie ( $< 1$  km), está sobrepresión excede el umbral de resistencia de las paredes de las burbujas, causando la fragmentación violenta del magma, e incluso del material encajanste presente en el conducto volcánico (Sparks, 1978; Gardner et al., 1996; Pérez-Torrado y Rodríguez-González, 2015). Una vez el material ha cruzado la línea de transición vítrea, un chorro de gas y fragmentos piroclásticos son expulsados a la atmósfera, con una velocidad de 100 a 600 m/s, produciendo una columna eruptiva de tipo pliniana, la

cual puede alcanzar una altura de 10 a más de 50 km (Tabla 1) (Wilson, 1976; Newhall y Self, 1982; Thomas et al., 1994; Woods, 1995b; Kaminski y Jaupart, 1998; Parfitt y Wilson, 2008; Pérez-Torrado y Rodríguez-González, 2015).

Las columnas de estilo pliniano están controladas por tres zonas de comportamiento físico, conocidas como: la región de “empuje por gas”, la región de “convección por gas” y la región de “sombriilla” (Sparks, 1986) (Fig. 14). Hacia la parte inferior de la columna, en la región de “empuje por gas”, los fragmentos piroclásticos y el gas volcánico, se mezcla con el aire atmosférico provocando una rápida desaceleración y enfriamiento en el chorro; sin embargo, la mezcla inicial contiene una carga alta de sólidos que la hacen muy densa (flotabilidad negativa), en comparación con el aire del ambiente, lo que genera un chorro impulsivo, controlado por fuerzas de inercia (Wilson, 1976; Wilson y Walker, 1987; Woods, 1995b; Kaminski y Jaupart, 1997; Veitch y Woods, 2000). El aire arrastrado se calienta dentro de la nube, se expande y asciende junto con los fragmentos (Settle, 1978). Así, en la región de “convección por gas”, la cual puede representar más del 90 vol.% de la altura de la columna (Wilson, 1976), el impulso inicial de los productos volcánicos se atenúa sustancialmente, y el ascenso posterior de la nube pasa a ser controlado por la flotabilidad terminal? de la mezcla (Settle, 1978; Carey y Sparks, 1986; Veitch y Woods, 2000), convirtiéndose en fuerza motriz dominante (Wilson y Walker, 1987). Después de que la columna alcanza su máxima altura, está finalmente se propaga lateralmente y de manera radial, formando la región de “sombriilla” (Veitch y Woods, 2000; Cioni et al., 2015). Según Carey y Sparks (1986), la base de la “sombriilla” se encuentra definida por el nivel de densidad neutro (altura HB), donde la pluma ascendente, tiene la misma densidad que la atmósfera circundante, mientras que la parte superior de esta región, está controlada por el impulso de la columna a la altura de HB, lo que hace que la columna se eleve más allá que HB (Fig. 14). Cuando un fragmento alcanza esta zona, su propagación entra a ser controlada por la dirección del viento preferencial durante la erupción (e.g., Koyaguchi et al., 2009; Costa et al., 2013; Maeno et al., 2019).



**Figura 14.** Esquema general de parámetros físicos y volcánicos, que tienen lugar en un modelo eruptivo sostenido y variable, como el estilo pliniano. Tomado y modificado de Cioni et al. (2015).

Todos los eventos volcánicos del régimen pliniano a menudo son referidos de manera general como “erupciones plinianas” (Cioni et al., 2015). Sin embargo, estas abarcan los estilos pliniano *sensu stricto*, subpliniano y ultraplino (Tabla 1) (Cioni et al., 2000; Parfitt y Wilson, 2008; Pérez-Torrado y Rodríguez-González, 2015). Así, con base en la magnitud e intensidad de la erupción, el VEI en estos estilos es de 4 para las erupciones subplinianas, entre 5 y 6 para las plinianas *sensu stricto* e igual a 7 en los eventos ultraplino (Newhall y Self, 1982; Cioni et al., 2015; Pyle, 2015). A continuación, se detallan las erupciones subplinianas, debido a que estas son el principal estilo referenciado en esta investigación.

### 3.1.2.1 Erupciones subplinianas

El término subpliniano fue empleado por primera vez por Walker (1973), quien observó que depósitos de caída piroclástica asociados a las erupciones de los volcanes Hekla (1970 D.C) y Vesubio (1906 D.C), presentaban unos índices de dispersión (D en km<sup>2</sup>) y fragmentación (F en vol.%), menores con respecto a los valores reportados para las erupciones plinianas *sensu stricto*.

Estas erupciones corresponden a eventos pulsatorios, de composición intermedia, con una descarga de magma fuertemente inestable (Cioni et al., 2008). Así, estas erupciones están determinadas por fases oscilatorias de periodos cortos (minutos), con pausas de tiempo que pueden repetirse varias veces durante períodos más largos (días a semanas) (Cioni et al., 2015). El comportamiento pulsatorio es producto del desacoplamiento entre la tasa de suministro de magma desde la cámara magmática, y la tasa de descarga en la superficie (Scandone y Malone, 1984, en Bursik, 1993). En consecuencia, la inestabilidad eruptiva conlleva a que una erupción subpliniana esté representada por tasas de descarga de 10<sup>6</sup> y 10<sup>7</sup> km/s, un volumen de eyección entre 10<sup>8</sup> y 10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> y una altura de la columna de <20 km (Tabla 1) (Newhall y Self, 1982; Cioni et al., 2015; Pyle, 2015; Arzilli et al., 2019).

Debido a la menor intensidad y a la altura de la columna, las nubes de erupciones subplinianas tienden a eyectar una menor cantidad de material volcánico a la estratósfera, si es que lo hacen; por lo que, las regiones verticales y de sombrilla de la columna, son propensas a doblarse formando delgados depósitos de caída piroclástica y CDPs que pueden estar intercalados entre sí (Tabla 1) (Cioni et al., 2015). Los componentes principales de estos depósitos son los fragmentos juveniles de pómez/escoria, seguidos por líticos accidentales y accesorios, y cristales libres (e.g., Romero, 2012; Bonadonna et al., 2015; Cioni et al., 2015; Castruccio et al., 2016; Arzilli et al., 2019).

**Tabla 1.** Características generales de las erupciones subplinianas, en contraste con los estilos plinianos *sensus stricto* y ultraplínianos. Tomado de Cioni et al. (2000). \*El volumen está establecido con base en el Índice de Explosividad Volcánica (VEI), determinado por Newhall y Self (1982).

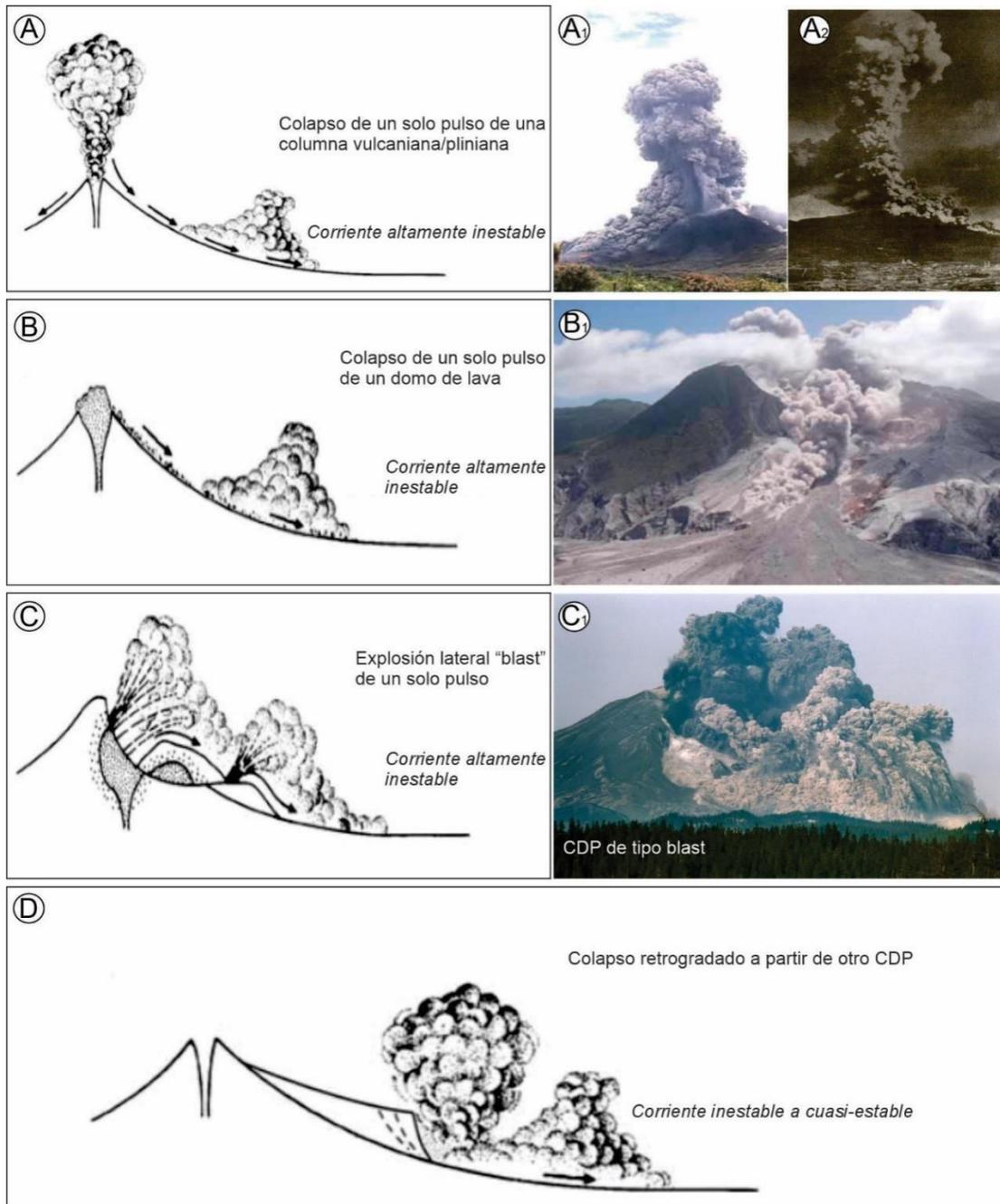
Tipo de erupción	Subpliniana	Pliniana	Ultraplíniana
Magnitud (kg)	$\approx 10^{11}$	$10^{11} - 10^{13}$	$> 10^{13}$
Intensidad (kg/s)	$\approx 10^6$	$10^6 - 10^8$	$> 10^8$
Altura de columna (km)	$< 20$	20- 35	$> 35$
*Volumen (m <sup>3</sup> )	$10^8 - 10^9$	$10^9 - 10^{11}$	$> 10^{11}$
Espesor distancia media	0,5- 4	2- 10	$> 10$
Clasto distancia media	1- 3	3- 8	8-15
Fases principales	Columna convectiva sostenida e inestable	Columna convectiva sostenida y estable	Columna sostenida
Estilos eruptivos asociados	Generación de CDPs diluidas, extrusión de domo	Colapso parcial o total de la columna	Columna convectiva con tasa de flujo creciente
Dominio depósitos de caída	Ligeramente estratificado	Masivo a diversamente gradado	Generalmente con gradación inversa
Dominio depósitos de flujo	CDPs diluidas y flujos de pómez y escoria de tamaños pequeños	Pómez y flujos de ceniza	Ignimbritas de alto y bajo grado
Caída / flujo vol. Proporción Típica	$> 1$	$> 1$	$\ll 1$
composición del magma	Levemente evolucionado (dacítico, fonotefrítico)	Altamente evolucionado (riolítico, traquítico, fonolítico)	Altamente evolucionado (riolítico, traquítico)

### 3.2 Corrientes de densidad piroclástica

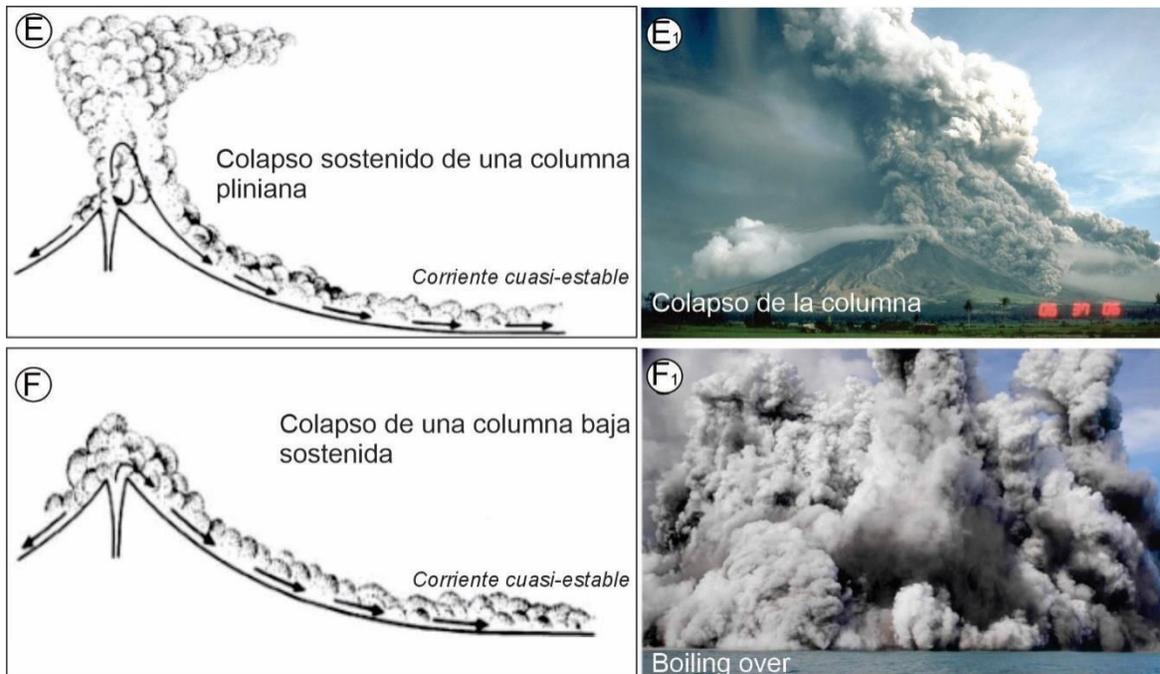
Las corrientes de densidad piroclástica (CDPs, o PDCs según sus siglas en inglés), consisten en mezclas heterogéneas, conformadas por fragmentos volcánicos y gas (en ocasiones también agua), que fluyen a través de un medio circundante menos denso, casi isotrópico (la atmósfera) (Sulpizio y Dellino, 2008; Murcia et al., 2013; Dufek, 2016; Palladino, 2017). Estos eventos se generan durante una erupción explosiva magmática o freatomagmática y se mueven bajo la acción de la fuerza de gravedad (Freundt et al., 2000; Branney y Kokelaar, 2002; Burgissier y Bergantz, 2002; Sulpizio et al., 2007; Sulpizio y Dellino, 2008). Las CDPs modelan drásticamente la morfología aledaña al volcán emisor,

puesto que se emplazan a temperaturas promedio de 200 a 600°C, con una velocidad de 10 a >300 m/s, por más de 100 km, cubriendo extensas áreas (Bursik y Wood, 1996; Wallace et al., 2003; Sheridan y Wang, 2005; Heap et al., 2014; Brown y Andrews, 2015; Dufek, 2016). Por esta razón, las CDPs son consideradas como uno de los eventos volcánicos más peligrosos (Cole et al., 2015; Pérez-Torrado y Fernández-Turiel, 2015).

Las CDPs se originan de diferentes maneras y desde varias fuentes (Fig. 15); pueden ser fenómenos muy inestables y de corta duración, dados por: 1) el colapso momentáneo de una columna eruptiva de tipo vulcaniana o pliniana, 2) el colapso gravitacional de un domo de lava, y 3) la descompresión catastrófica del sistema magmático y/o hidrotermal, que determina inicialmente una explosión lateral dirigida (“*blast*”) (Fig. 15A – C); también consiguen ser eventos inestables a cuasi-estables definidos por el colapso retrogradado de otro depósito de CDP (“*co-ignimbrita*”) (Fig. 15D); o fenómenos de larga duración, cuasi-estables, causados por: 1) el colapso sostenido de una columna eruptiva preferencialmente pliniana, y 2) el colapso de una columna baja sostenida, conocida como “*boiling over*” (Fig 15E y F) (Branney y Kokelaar, 2002).



**Figura 15.** Representación gráfica de los diferentes orígenes de las corrientes de densidad piroclástica (CDPs). **A.** Esquema de una corriente de un solo pulso derivada del colapso de una columna eruptiva vulcaniana o pliniana. **A<sub>1</sub>** y **A<sub>2</sub>**. Corrientes de densidad piroclástica dadas por el colapso parcial de las columnas eruptivas vulcanianas generadas por los volcanes Soufriere Hills, Montserrat y Galeras, Colombia. **B.** Esquema de una corriente de un solo pulso derivada del colapso gravitacional de un domo de lava. **B<sub>1</sub>**. Colapso gravitacional del domo del volcán Soufriere Hills, Montserrat. **C.** Esquema de una corriente de un solo pulso (o múltiples), procedente de una explosión lateral dirigida o "blast". **C<sub>1</sub>**. Explosión lateral dirigida del 18 de mayo de 1980, en el volcán Monte Santa Helena, Estados Unidos. **D.** Esquema de una corriente inestable a cuasi-estable originada desde el colapso retrogrado de una corriente preexistente. **A – D.** Imágenes tomadas y modificadas de Branney y Kokelaar (2002). **A<sub>1</sub> – C<sub>1</sub>**. Imágenes tomadas y modificadas de Sulpizio et al. (2014). **A<sub>2</sub>**. Imagen tomada del Servicio Geológico Colombiano (2022).

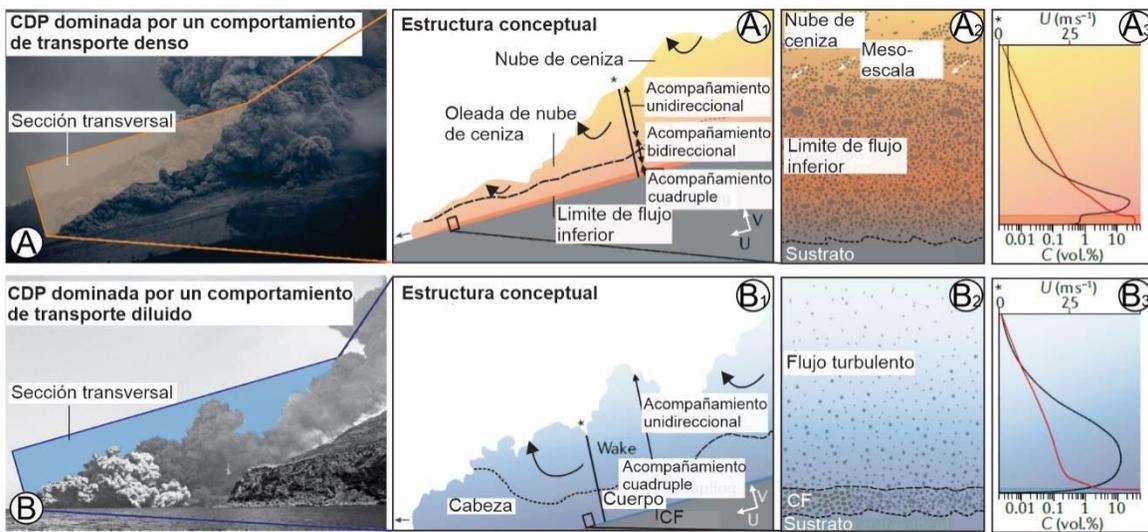


**Figura 15 (continuación).** Representación gráfica de los diferentes orígenes de las corrientes de densidad piroclástica (CDPs). **E.** Esquema de una corriente sostenida procedente de una fuente piroclástica prolongada. **E1.** Corriente de densidad piroclástica dada por el colapso parcial de la columna eruptiva generada el 23 de septiembre de 1984, en el volcán Mayon. **F.** Esquema de una corriente sostenida derivada de una erupción baja prolongada, también conocida como “boiling over”. **F1.** Corriente de densidad piroclástica por ebullición dada el 18 de marzo de 2009, en Tonga. **E y F.** Imágenes tomadas y modificadas de Branney y Kokelaar (2002). **E1 y F1.** Imágenes tomadas y modificadas de Sulpizio et al. (2014).

Las CDPs se encuentran estratificadas por la acción de la densidad y la velocidad; esto determina un gradiente de concentración que varía la agrupación de sólidos de base a techo (cambio de tamaño, forma y densidad, a través de la altura de la CDP) (Valentine, 1987; Druitt, 1998; Branney y Kokelaar, 2002). Esta variación divide a la corriente en CDP concentrada o “flujo piroclástico”, y CDP diluida u “oleada piroclástica” (Fig. 16A y B) (Wright et al., 1980; Cas y Wright, 1987; Burgissier y Bergantz, 2002; Murcia et al., 2013; Doronzo y Dellino, 2014). El flujo piroclástico por lo general se encuentra confinado hacia la base de la CDP y puede alcanzar una concentración de sólidos entre 40 y 45 vol.% (Fig. 16A<sub>1</sub> – A<sub>3</sub>) (Branney y Kokelaar, 2002), mientras que la oleada piroclástica se distribuye preferencialmente hacia la parte superior, sin lograr superar el 5 vol.% de fragmentos en su mezcla (Fig. 16B<sub>1</sub> – B<sub>3</sub>) (Bursik y Wood, 1996).

Las partículas transportadas en una CDP deben pasar a través de una zona de límite de flujo inferior (zona ubicada entre la CDP y el sustrato) para poder depositarse; con una

baja concentración de fragmentos, el soporte y transporte de las partículas está dominado por la fuerza de arrastre de partícula-gas; en tanto que, a una mayor concentración, la colisión entre las partículas, la fricción y la presión intersticial del gas actúan para redistribuir el impulso de la CDP (Burgissier y Bergantz, 2002; Branney y Kokelaar, 2002; Dufek et al., 2015; Dufek, 2016). Así, la naturaleza preferentemente masiva y mal seleccionada de las CDPs concentradas indica la depositación de una alta concentración de partículas, dominadas por un régimen de flujo granular (dominio de la interacción grano a grano) y/o un régimen de escape de fluidos (flujo ascendente de gas polvoriento, por depositación de las partículas de mayor tamaño) (Fig. 16A<sub>2</sub>); por demás, el entorno mayoritariamente estratificado y bien seleccionado de las CDPs diluidas, es el resultado de una sedimentación de baja concentración de partículas dada por regímenes de caída, turbulencia, tracción o saltación (Fig. 16B<sub>2</sub>) (Branney y Kokelaar, 2002; Burgissier y Bergantz, 2002; Sulpizio et al., 2008; Brown y Andrews, 2015).



**Figura 16.** Modelo gráfico de una corriente de densidad piroclástica (CDP). **A.** Corriente de densidad piroclástica del volcán Sinabung en 2014. **B.** Corriente de densidad piroclástica del volcán Stromboli en 2019. **A1.** y **B1.** Transectas que representan la estructura conceptual de una corriente de densidad piroclástica concentrada y diluida. **A2.** Dominio de un régimen de flujo granular. **B2.** Dominio de un régimen turbulento. **A3** y **B3.** Perfiles verticales generalizados de velocidad promedio ( $U$ ) y concentración de partículas volumétricas ( $C$ ). \*Perfiles de velocidad. CF: Carga de fondo. Tomada y modificada de Lube et al. (2020).

La movilidad de una CDP, está controlada por la masa y la altura de generación de la corriente (energía potencial), la eficiencia de conversión de esta energía potencial en energía cinética (pérdida del impulso inicial, por fuerzas de fricción, tanto hacía la base como a los

lados de la corriente) y la tasa de arrastre de aire atmosférico (Sulpizio y Dellino, 2008). Así, la dinámica de una CDP cambia según la variación de la energía cinemática, la concentración volumétrica de fragmentos piroclásticos y la tasa de depositación (Sulpizio et al., 2014). Bajo estos parámetros, la distribución espacial de una CDP se verá afectada por la topografía, ya que cambios en la pendiente y/o en las características del sustrato alteran las líneas de flujo de la corriente, redirigiendo la dirección del movimiento y/o induciendo a la sedimentación (Calder et al., 2000; Denlinger e Iverson, 2001; Saucedo et al., 2004; Brown y Branney, 2013; Doronzo y Dellino, 2014; Sulpizio et al., 2014). Adicionalmente, se ha observado que los flujos piroclásticos tienden a depositarse sobre los valles (depressiones topográficas) (e.g., Saucedo et al., 2004), y las oleadas piroclásticas pueden sobrepasar las crestas adyacentes (altos topográficos) (e.g., Douillet et al., 2013; Piedrahita et al., 2018) (Fig. 17).



**Figura 17.** Esquematización básica del control de la topografía sobre las corrientes de densidad piroclástica. Tomada y modificada de Brown y Andrews (2015).

### 3.2.1 Subtipos de corrientes de densidad piroclástica

Existe una división detallada entre los parámetros de “*flujo piroclástico*” y “*oleada piroclástica*”; la cual determina que las CDPs concentradas se subdividen en flujos de bloques y ceniza, flujo de bombas y ceniza, y flujos de pómez/escoria (“*ignimbrita*”), mientras que las CDPs diluidas se subdividen en oleada por explosión lateral dirigida (“*blast*”) y oleada basal húmeda y seca (Cas y Wright, 1987; Murcia et al., 2013). Con base en esta clasificación, a continuación, en este trabajo se detalla de manera teórica los conceptos de CDPs de tipo flujos de bloques y ceniza (FBCs), flujos de pómez (FPs) y *blast*, ya que estos se asocian a los depósitos aflorantes en el valle del río El Barranco.

#### 3.2.1.1 Corrientes de densidad piroclástica de tipo flujo de bloques y ceniza

Los flujos de bloques y ceniza (FBCs), son CDPs concentradas de pequeño volumen ( $10^3 - 10^8 \text{ m}^3$ ), que se desplazan a altas temperaturas (aproximadamente de 400 a 600°C), alcanzando distancias de desplazamientos que rara vez superan los 10 km (Boudon et al.,

1993; Calder et al., 1999; Cole et al., 2002; Saucedo et al., 2004; Charbonnier y Gertisser, 2011). Estos se generan a partir del colapso gravitacional o explosivo de un domo de lava de composición típicamente andesítica a dacítica (Fig. 15B) (Fisher y Heiken, 1983; Cas y Wright, 1987), o por el colapso de una columna derivada de una erupción vulcaniana (Fig. 13 y 15A) (Branney y Kokelaar, 2002; Brown y Andrews, 2015). Los FBCs se subdividen en dos tipos: Merapi y Pelée (Ui et al., 1999). Los FBCs tipo Merapi, descritos por primera vez en las erupciones de 1920 y 1930 del volcán Merapi, en Indonesia, se dan cuando la extrusión del material magmático y la presión de gases son bajas, de modo que el material solidificado que aún está caliente, colapsa gravitacionalmente (Fig. 15B y 15B<sub>1</sub>) (Escher, 1933; Boudon et al., 1993). Por su parte, los FBCs tipo Pelée, descritos inicialmente por La Croix (1904), en la erupción de 1902 del Monte Pelée, en Martinica, corresponden a CDPs producidas a partir de colapsos explosivos (fracturamiento mecánico del domo por sobrepresión de poros) (Fig. 15A<sub>1</sub>) (Fisher y Heiken, 1983; Sato et al., 1992; Ui et al., 1999).

Los FBCs pueden estar asociados a un solo pulso (duración de minutos), o múltiples pulsos que reflejan eventos de colapso repetidos (duración de horas) (Cole et al., 2002). La velocidad promedio de un FBC es de 30 m/s en las partes proximales y de 10 m/s para las regiones distales (Loughlin et al., 2002a, b). Sin embargo, pueden llegar a velocidades máximas de 100 m/s (Cole et al., 2002).

Un esquema general de estas CDPs, está conformado por tres componentes: 1) una avalancha de alta densidad, en el que se transporta la mayor cantidad de material, 2) una oleada basal, y 3) una nube de ceniza acompañante (Fig. 16A<sub>1</sub> y A<sub>2</sub>) (Druitt, 1998; Freundt et al., 2000; Schwarzkopf, 2005; Charbonnier y Gertisser, 2011; Correa y Valencia, 2018). El depósito resultante de la avalancha basal, se caracteriza por ser masivo, con espesores de decenas de metros acumulados en valles profundos, clasto soportado en las regiones proximales y matriz soportado en las partes distales, mal seleccionado, con bloques centimétricos a decimétricos, envueltos en una matriz de tamaño ceniza a lapilli, de igual composición que los bloques (monolitológico) (Cas y Wright, 1987; Druitt, 1998; Saucedo et al., 2004; Schwarzkopf, 2005; Sarocchi, 2007; Charbonnier y Gertisser, 2011; Macorps et al., 2018). Por su parte, la oleada basal y la nube de ceniza acompañante, se hallan en la parte superior de la CDPs y sus depósitos se identifican por ser capas bien seleccionadas,

estratificadas, con espesores menores a 1 m y un tamaño de los fragmentos que va de ceniza muy fina a lapilli fina (Murcia et al., 2013; Correa y Valencia, 2018)

Los FBCs se componen predominantemente de fragmentos juveniles densos, preferentemente líticos andesíticos con densidades entre 1,7 y 2,7 g/cm<sup>3</sup>; los fragmentos juveniles son angulares a subangulares y pueden presentar textura en corteza de pan, a causa de la expansión de las vesículas después de la fragmentación (Brown y Andrews, 2015). Otras características de los depósitos de FBCs, es la presencia de chimeneas de desgasificación y fragmentos de madera carbonizada (Pérez-Torrado y Fernández-Turiel, 2015). Por lo general, estos depósitos no están soldados, sin embargo, se han descrito algunos casos de FBCs que sí exhiben resultados de procesos de soldadura (e.g., Alarcón et al., 2020).

### **3.2.1.2 Corrientes de densidad piroclástica de tipo flujo de pómez**

Los flujos de pómez (FPs), también conocidos como “*ignimbritas*” (término introducido a la geología por Marshall en 1935), son CDPs concentradas ricas en fragmentos de pómez, con volúmenes que varían de 0,001 a >1000 km<sup>3</sup>, espesores de menos de 1 m hasta miles de metros, que cubren áreas de 10<sup>-3</sup> a >10<sup>4</sup> km<sup>2</sup> (incluso 20.000 km<sup>2</sup>), y distancias de desplazamiento de más de 200 km (Spark et al., 1973; Walker, 1983; Cas y Wright, 1987; Dade y Huppert, 1996; Murcia et al., 2013; Brown y Andrews, 2015; Giordano y Cas, 2021). Estas CDPs se derivan del colapso puntual o sostenido de una columna subpliniana/pliniana generada a cráter abierto (Fig. 15A y E), de una expansión lateral (“*blast*”) (Fig. 15C), o por medio del desbordamiento por ebullición (“*boiling over*”) (Fig. 15F) (Spark et al., 1973; Freundt et al., 2000; Branney y Kokelaar, 2002; Brown y Branney, 2013; Murcia et al., 2013; Brown y Andrews, 2015). Los FPs de pequeño volumen por lo general son de composición andesítica a dacítica y tienden a formar depósitos de rellenos de valles; en tanto que, los FPs de gran volumen son preferentemente riolíticos, logran superar barreras topográficas, generan facies más diluidas y suelen estar asociados a eventos formadores de calderas (Cas y Wright, 1987; Cas et al., 2011; Smith et al., 2020).

Walker (1983) propuso un parámetro no genético conocido como: la relación de aspecto (V/H; donde V es el espesor promedio y H es el diámetro de un círculo con igual extensión de área que el depósito), el cual buscaba describir la geometría general de una

unidad volcánica. Bajo este parámetro, Walker (1983) clasificó a las ignimbritas en emplazamientos de alta y baja relación de aspecto (HARI y LARI, según sus siglas en inglés). Así, según este autor, la diferencia básica entre estos dos esquemas es que los flujos HARI (V/H entre  $10^{-2}$  a  $10^{-3}$ ) están controlados por la topografía y los flujos LARI (V/H de  $10^{-4}$  a  $10^{-5}$ ) se extienden radialmente sin una relevante intervención del sustrato.

Los depósitos de los FPs tienen una variedad amplia de estructuras sedimentarias (masiva, estratificación plana y cruzada, etc.) de empaquetamiento y/o texturas (clasto soportado a matriz soportado), además de ser mal seleccionados (Cas y Wright, 1987; Brown y Andrews, 2015). La composición de este tipo de depósitos está representada por fragmentos juveniles moderadamente a altamente vesiculados (fragmentos de pómez o escoria, caso para el cual la CDP se denomina flujo de escoria), con un tamaño de lapilli a bloque, seguidos por cristales libres en las fracciones de ceniza y fragmentos líticos provenientes de las paredes del conducto, el basamento o de la superficie del sustrato (Freundt et al., 2000).

La temperatura de emplazamiento de los FPs abarca un amplio rango, que va de 200 a 800°C (Cole et al., 2015). Una depositación por encima o cercana a las temperaturas magmáticas (>800°C) incita la ocurrencia de ignimbritas soldadas, en las cuales los fragmentos juveniles del magma se comportan de manera plástica (generación de fiammes), reduciendo la porosidad intersticial, aumentando la densidad y favoreciendo a la litificación (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Freundt et al., 2000; Branney y Kokelaar, 2002; Bull y McPhie, 2007; Brown y Andrews, 2015).

### **3.2.1.3 Corrientes de densidad piroclástica de tipo “blast”**

Las oleadas por explosión lateral dirigida o *blast*, son CDPs de alta energía y velocidad, que están dominados inicialmente por fuerzas inerciales de expansión radial y subsecuentemente por fuerzas de gravedad (Hoblitt et al., 1981; Branney y Kokelaar, 2002; Komorowski et al., 2013; Murcia et al., 2013). Estudios realizados en este tipo de CDPs, han determinado temperaturas de emplazamiento entre 100°C a 350°C y una velocidad promedio de 80 m/s (e.g., Moore y Sisson, 1981; Sparks et al., 2002; Belousov et al., 2007; Komorowski et al., 2013; Brown y Andrews, 2015).

Los *blasts* se dan por la descompresión súbita de un domo de lava o criptodomo, debido a un colapso gravitacional que genera una explosión lateral dirigida (Fig. 15C) (Brown y Andrews, 2015). Una explosión lateral dirigida corresponde a una erupción vulcaniana oblicua, altamente dirigida (Belousov et al., 2007). Existen tres partes en la explosión: 1) la fase explosiva, donde la mezcla es impulsada violentamente por la energía cinética, 2) la fase de colapso asimétrico, en la que la mezcla es más densa que el aire atmosférico, por lo que no flota y cae inclinadamente, y 3) la fase de generación de una CDP canalizada, donde el *blast* se desplaza circundantemente sobre la topografía (Belousov et al., 2007; Esposti Ongaro et al., 2008; Esposti Ongaro et al. al., 2011; Belousov et et al. 2020). Como resultado de estas explosiones, a parte del depósito de *blast*, es común encontrar un depósito de avalancha de escombros correspondiente al material desplazado y fragmentado del edificio volcánico, cuyo desprendimiento suele dejar una geoforma de herradura (Belousov y Belousova 1996, 1998; Voight et al. 2002).

Debido a los efectos de compresibilidad y/o comportamiento turbulento, la mezcla del *blast* es preliminarmente heterogénea y con densidades irregulares (Branney y Kokelaar, 2002). Sin embargo, a lo largo de su transporte llega a estratificarse por densidad (e.g. Komorowski et al., 2013).

En función de su área de influencia, erupciones históricas permiten inferir tres categorías coligadas a un *blast*: 1) explosiones muy extensas asociadas con deslizamientos voluminosos presentes en los flancos de los edificios volcánicos, como en las erupciones de Bezymianny en 1956 (365 – 500 km<sup>2</sup>) o Monte Santa Helena en 1980 (623 km<sup>2</sup>) (Fig. 15C<sub>1</sub>), 2) explosiones dirigidas verticalmente, como en Lamington en 1951 (247 km<sup>2</sup>), y 3) explosiones menores producidas por el colapso de domos, como en Soufriere Hill en 1997 (42 km<sup>2</sup>), Monte Pélee en 1902 (~60 km<sup>2</sup>), y Merapi en 2010 (22 km<sup>2</sup>) (Lipman et al., 1981; Sparks et al., 2002; Voight et al., 2002; Boudon et al., 2005; Belousov et al., 2007; Komorowski et al., 2013; Belousov et al., 2020).

Según Belousov et al. (2007) el depósito de voladura resultante de un *blast* está compuesto principalmente por fragmentos juveniles densos como líticos andesíticos y dacíticos pobremente vesiculados (> 50 vol%), y en menor proporción por líticos accidentales que representan rocas antiguas de diferentes litologías. La estratigrafía planteada

*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*

por Belousov et al. (2007) establece que la parte proximal de un depósito tipo *blast* está representado por dos ambientes depositacionales: interfluvios y grandes valles; las facies de interfluvios presentan tres capas características: A) capa mal seleccionada, de tamaño ceniza a lapilli, con porciones de suelo y materia vegetal, arrancadas del sustrato, B) capa masiva a gradada normalmente, moderadamente seleccionada, con clastos de tamaño bloque que se depositaron hacia la base, puesto que no pudieron ser sostenidos turbulentamente, C) capa masiva, mal seleccionada, matriz soportada, con una matriz de tamaño arena a lapilli, que hacia el techo presenta una fina laminación interna y recurrencia de tuberías de desgasificación con materia vegetal; por su parte, las facies en ambientes de grandes valles son masivas, con espesores de metros a decenas de metros, ricos en clastos de tamaño bloque, envueltos en una matriz de tamaño lapilli gruesa, por lo que se asemejan a flujos piroclásticos. Continuando con las descripciones de Belousov et al. (2007), la zona distal de estos depósitos se caracteriza por tener una combinación de las diferentes facies de interfluvios, en una capa con laminación ondulada pobre, gradada normalmente y de tamaño lapilli, la cual se sedimenta principalmente por tracción.

## **4. Metodología**

El trabajo llevado a cabo en esta investigación se desarrolló a partir de análisis de fotointerpretación, de distribución de depósitos y definición de facies, vesicularidad, granulométricos y de componentes, microtexturales, y finalmente de análisis geocronológicos. A continuación, se describe cada uno de ellos.

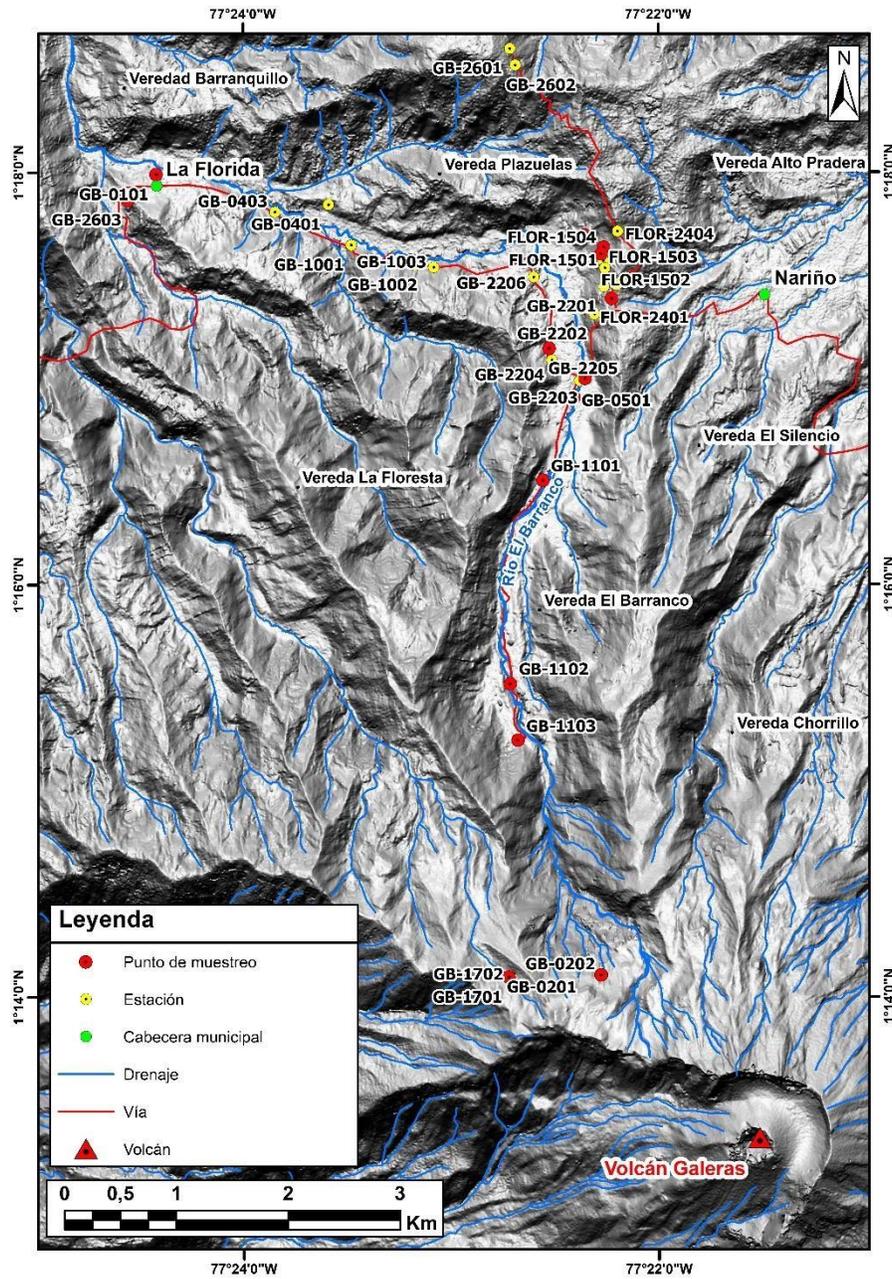
### **4.1. Fotointerpretación**

Este análisis se realizó en el programa Qgis 3.18.1 con GRASS 7.8.5 a partir de dos Modelos de Elevación Digital (DEM); uno con una resolución de 3 m que cubre todo el municipio de La Florida y el otro con una resolución de 4 cm que abarca parte de la microcuenca del río El Barranco. Además de los DEM, también se empleó un ortofotomosaico de 4 cm de resolución que ilustra la infraestructura vial y distribución de viviendas en la microcuenca.

El estudio fotointerpretativo se hizo con el propósito de identificar y establecer la distribución espacial de los depósitos de CDPs a lo largo de la cuenca El Barranco y con el fin de contribuir en la construcción de una óptima bitácora para las campañas de campo.

### **4.2 Distribución de depósitos y definición de facies**

Para este análisis se realizó un levantamiento cartográfico y estratigráfico soportado por 34 estaciones (Fig. 18; Tabla 2), en donde además de la recolección de muestras para los posteriores análisis, se llevó a cabo una caracterización a partir de la definición de parámetros tales como: geometría (distribución, espesor, límites de los depósitos), características internas (relación clastos/matriz, selección, estructuras internas) y análisis macroscópico de componentes (textura y mineralogía de los fragmentos).



**Figura 18.** Mapa de estaciones georeferenciadas espacialmente sobre un Modelo de Elevación Digital de 12,5 m. Los círculos rojos representan las estaciones en las que se tomaron muestras para los análisis de vesicularidad, microtexturas, componentes y granulometría.

**Tabla 2.** Localización de las estaciones registradas en campo.

Estación	Coordenadas	Altura (msnm)
FLOR-1501	1°17'32.06"N 77°22'15.75"W	2472
FLOR-1502	1°17'34.26"N 77°22'16.31"W	2473
FLOR-1503	1°17'36.37"N 77°22'16.84"W	2469
FLOR-1504	1°17'38.13"N 77°22'16.07"W	2466
FLOR-1505	1°17'42.02"N 77°22'21.69"W	2433
FLOR-2401	1°17'23.31"N 77°22'13.86"W	2509
FLOR-2402	1°17'27.09"N 77°22'12.44"W	2518
FLOR-2403	1°17'28.11"N 77°22'11.14"W	2514
FLOR-2404	1°17'42.74"N 77°22'12.11"W	2537
GB-2201	1°17'26.66"N 77°22'16.04"W	2485
GB-2202	1°17'18.62"N 77°22'18.78"W	2463
GB-2203	1°16'59.98"N 77°22'21.48"W	2410
GB-2204	1°17'5.21"N 77°22'31.10"W	2395
GB-2205	1°17'8.59"N 77°22'31.82"W	2400
GB-2206	1°17'29.39"N 77°22'36.36"W	2354
GB-0501	1°16'59.25"N 77°22'23.05"W	2425
GB-0502	1°16'54.46"N 77°22'24.79"W	2440
GB-1101	1°16'30.24"N 77°22'33.64"W	2511
GB-1102	1°15'31.15"N 77°22'42.97"W	2696
GB-1103	1°15'14.55"N 77°22'40.87"W	2764
GB-1001	1°17'38.77"N 77°23'29.05"W	2215
GB-1002	1°17'32.92"N 77°23'10.63"W	2253
GB-1003	1°17'32.29"N 77°23'5.20"W	2273
GB-0401	1°17'50.55"N 77°23'35.66"W	2202
GB-0402	1°17'45.50"N 77°23'44.77"W	2185
GB-0403	1°17'48.43"N 77°23'51.07"W	2188
GB-2601	1°18'35.94"N 77°22'43.17"W	2590
GB-2602	1°18'31.09"N 77°22'41.65"W	2577
GB-2603	1°17'51.90"N 77°24'33.29"W	2187
GB-0101	1°17'59.34"N 77°24'25.37"W	2158
GB-1701	1°14'5.62"N 77°22'43.48"W	3615
GB-1702	1°14'5.82"N 77°22'43.27"W	3631
GB-0201	1°14'8.60"N 77°22'37.09"W	3667
GB-0202	1°14'6.32"N 77°22'16.73"W	3634

### 4.3 Granulometría, vesicularidad, microtexturas, y componentes

Las muestras de cada depósito recolectadas en las campañas de campo, se estudiaron por medio de cuatro análisis: 1) análisis granulométricos, 2) análisis de vesicularidad en fragmentos de pómez, 3) análisis microtextural y/o morfológico en el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), y 4) análisis de componentes bajo la lupa binocular. La preparación de las muestras, así como la ejecución de los análisis se llevaron a cabo en las instalaciones del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) de la Universidad de Caldas.

### **4.3.1 Análisis granulométrico**

El tamaño de las partículas y su distribución con la distancia, son parámetros útiles de emplear en el estudio de depósitos no consolidados (Murcia et al., 2008). Así, la granulometría de un depósito volcanoclástico puede ser estudiada a partir de la implementación de tres métodos granulométricos determinados según el tamaño de la partícula; estos métodos son: 1) análisis textural por el método de la malla o conteo de puntos, aplicado a una clase de partículas gruesas, 2) análisis textural por el método del tamizado, para partículas de clase media, y 3) análisis textural por el método de la pipeta, el cual se emplea en partículas de clase fina (Murcia et al., 2008). De estos tres métodos, el análisis textural por el método de tamizado, fue el implementado en el estudio de los depósitos de CDPs.

La metodología empleada para este método se basa en los procesos descritos en Murcia et al. (2008) y se describe a continuación.

#### **4.3.1.1 Análisis textural por el método del tamizado por vía seca**

El método del tamizado ya sea por vía seca o húmeda, permite cuantificar la distribución y proporción de los tamaños de las partículas en una muestra (Murcia et al., 2008).

La clase media de este trabajo, comprendió las fracciones entre  $-3$  y  $4 \phi$  (8 y  $63 \mu\text{m}$ ). Para su estudio se realizó el método del tamizado por vía seca. Para llevar a cabo este análisis, se colectaron muestras de los depósitos de CDPs de las unidades U1 – U8 (Fig. 18). Sin embargo, debido al grado de alteración y al alto contenido de agregados de arcilla presentes en los depósitos de las unidades U1, U2, U3, U4 y U6, los análisis se realizaron solamente para las unidades U5, U7 y U8, las cuales corresponden a los depósitos con componentes volcánicos más frescos.

Para estos análisis se colectó 1 kg de material por cada muestra, el cual se secó a  $60^{\circ}\text{C}$  en un horno eléctrico por 24 horas (Fig. 19A). Posteriormente, se dividió en dos la muestra a través de un proceso de cuarteo; una parte fue guardada como testigo y la otra fue analizada por tamizado. Los tamaños de tamices empleados en este proceso fueron de 0,0625, 0,125, 0,25, 0,5, 1, 2, 4 y 8 mm, los cuales corresponden respectivamente en unidades  $\phi$  (phi) a: 4,

3, 2, 1, 0, -1, -2 y -3. Para el tamizado, las muestras fueron agitadas a mano por 10 minutos (Fig. 19B). Posteriormente, el material retenido en cada tamiz fue pesado (Fig. 19C), se anotaron estos valores y finalmente, se calculó el porcentaje en peso de cada tamiz, respecto al peso de muestra total.

Después de tamizar cada muestra, los tamices se lavaron cuidadosamente por medio de un ultrasonido BRANSON 2510 y se colocaron a secar en el horno eléctrico antes de tamizar la siguiente muestra (Fig. 19D). Este proceso se realizó con el fin de evitar contaminación entre las muestras a estudiar.



**Figura 19.** Representación del análisis granulométrico por el método del tamiz por vía seca. **A.** Horno de secado de las muestras. **B.** Representación del proceso de tamizado a mano. **C.** Pesado del material. **D.** Proceso de lavado para evitar contaminación.

#### **4.3.1.2 Parámetros estadísticos**

Con los datos obtenidos en el método de tamizado por vía seca, se construyeron histogramas de frecuencias, curvas de distribución granulométrica y curvas de frecuencia acumulada, a partir de los cuales se obtuvieron los parámetros estadísticos definidos por Inman (1952) y Folk (1980), tales como: Mediana (Md) y Media (Mz); Desviación Estándar Gráfica ( $\sigma_G$ ) y Desviación Estándar Gráfica Inclusiva ( $\sigma_I$ ); Asimetría Gráfica (SKg) y Asimetría Gráfica Inclusiva (SKi) y programa o “kurtosis” (Kg). Para graficar y obtener estos parámetros se utilizó el programa KWare SFT (Ken Wohletz, versión 2.19.0170, ~3,2 MB, 26 noviembre 2013, [www.kware-sft.software.informer.com](http://www.kware-sft.software.informer.com)).

#### **4.3.2 Análisis de vesicularidad**

Los análisis de vesicularidad en fragmentos de pómez se realizaron en 10 fragmentos de cada una de las unidades de CDPs que afloran en la microcuenca del río El Barranco (unidades U1 – U8), por lo que en total se evaluaron 80 fragmentos. Estos fragmentos de pómez corresponden a granos con tamaños entre 0,2 y 2,2 cm.

La metodología implementada en este análisis se tomó y modificó de Avellán-López (2014): En una primera instancia, los fragmentos de pómez se sumergieron en un vaso de precipitado, con agua destilada y se colocaron por 5 minutos en un ultrasonido BRANSON 2510 (Fig. 20A). Una vez lavadas las muestras, estas se pusieron a secar a 60°C por 24 horas, en un horno eléctrico BINDER (Fig. 20B). Posteriormente, se pesaron los fragmentos de pómez en una balanza analítica diseñada para medir masas pequeñas (Fig. 20C). Luego, en tubos eppendor de 2 ml, que contenían 1 ml de agua desionizada (volumen inicial), se sumergieron los fragmentos y se dejaron en estos recipientes por 24 horas, con el propósito de saturar la pómez (Fig. 20D). Aquellos fragmentos con un tamaño mayor a 1 cm, se sumergieron en probetas de 5 ml, que contenían un volumen inicial de 15 ml de agua desionizada, por la misma cantidad de tiempo (Fig. 20D). Así, después de transcurrido este tiempo y de comprobar que no había escape de burbujas de aire de los fragmentos, se determinó y registró el desplazamiento del agua.

Según el principio de Arquímedes, el desplazamiento o volumen total, corresponde a la diferencia del volumen final con respecto al volumen inicial (Eq. 1). A partir de este valor

se puede calcular la densidad de cada fragmento de pómez (Eq. 2), y de esta manera su vesicularidad (Eq. 3) (Gardner et al., 1996).

- Volumen total= Volumen final – Volumen inicial. **Eq. 1**

- Densidad ( $\rho$ )= Peso (gr)/Volumen total. **Eq. 2**

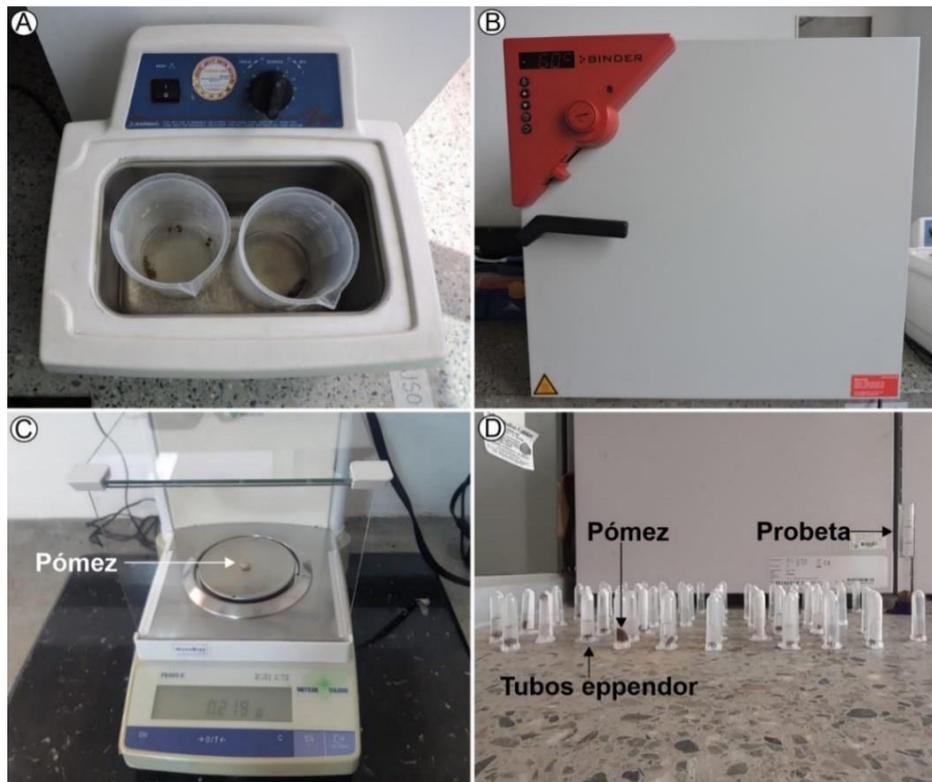
- Vesicularidad= Volumen de vesículas/(Volumen de vesículas + Volumen de sólidos).

**Eq. 3**

Donde:

- Volumen de vesículas= Volumen total – Volumen de sólidos.
- Volumen de sólidos:  $\text{Peso}/X^{(\text{gr}/\text{cm}^3)}$  ( $X^{(\text{gr}/\text{cm}^3)}$  corresponde al valor de densidad de la roca según la composición;  $2,65 \text{ gr}/\text{cm}^3 = \text{andesita} - \text{dacita}$ ).

Los resultados obtenidos a partir de estas ecuaciones, permitieron clasificar los fragmentos de pómez según su porcentaje o índice de vesicularidad, siguiendo los criterios establecidos por Houghton y Wilson (1989), quienes determinaron seis clases de vesicularidad (Tabla 3).



**Figura 20.** Ilustración metodológica del análisis de vesicularidad en fragmentos de pómez. **A.** Proceso de lavado de los fragmentos en ultrasonido BRANSON 2510. **B.** Proceso de secado de los fragmentos en el horno eléctrico, a 60°C. **C.** Cálculo del peso por medio de una balanza analítica. **D.** Determinación del volumen desplazado.

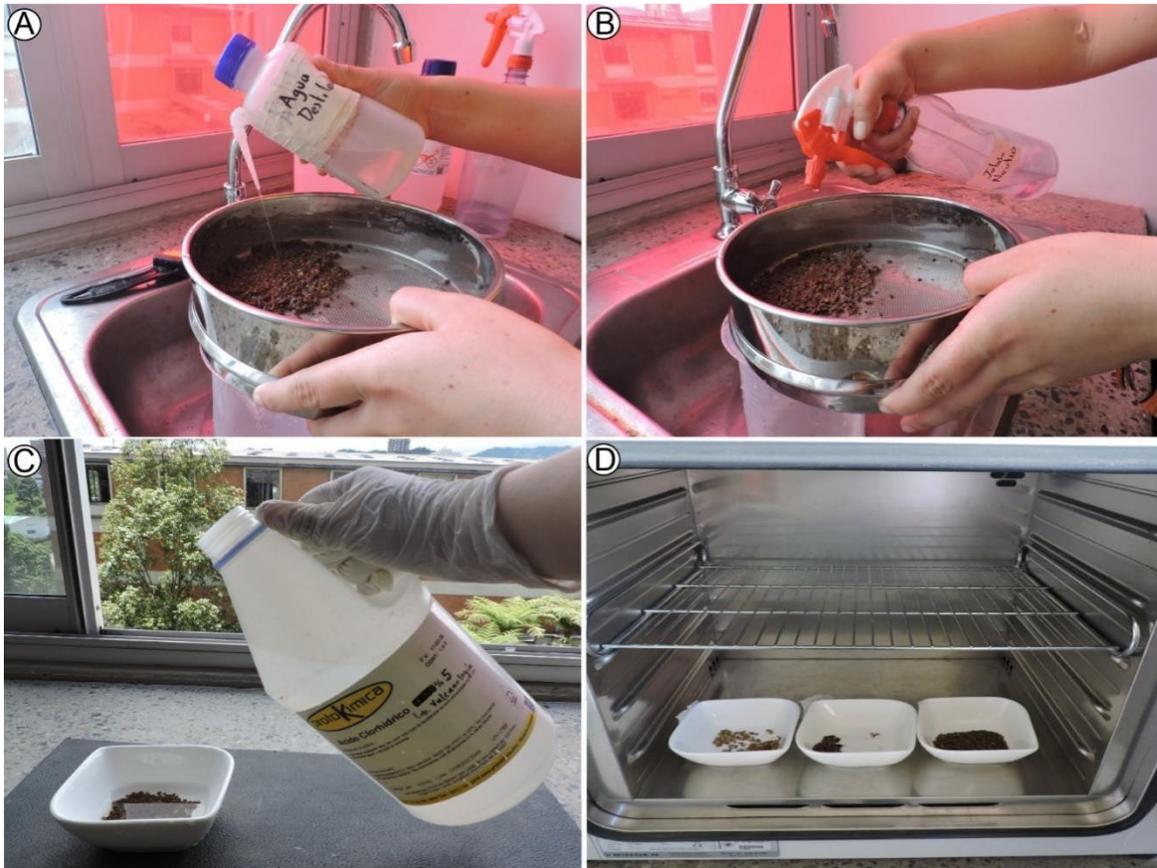
**Tabla 3.** Clases de vesicularidad definidas por Houghton y Wilson (1989), a partir del índice de vesicularidad obtenido cuantitativamente de cada fragmento de pómez.

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

### 4.3.2 Análisis de componentes

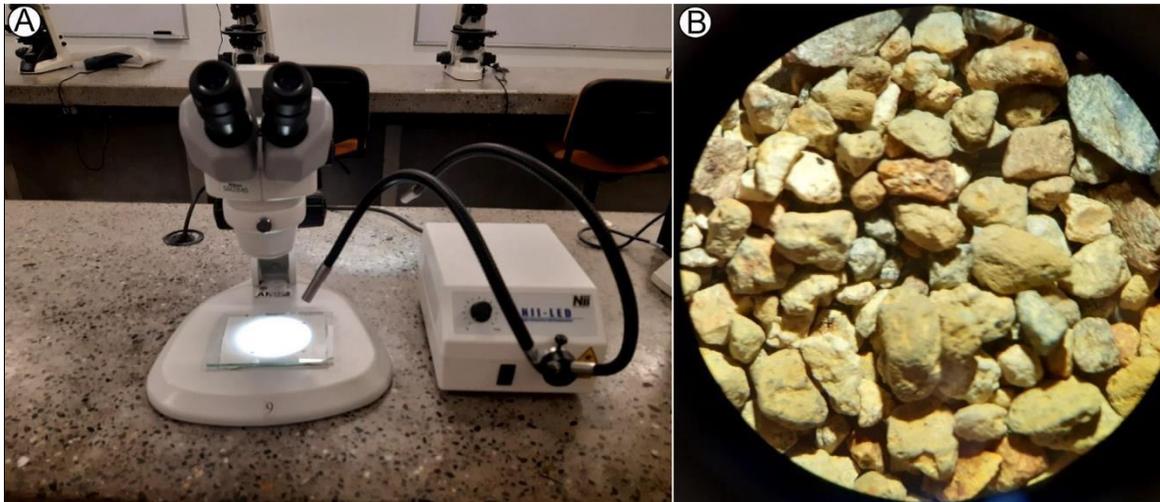
Este análisis se hizo en una lupa binocular a partir de fragmentos obtenidos durante el análisis granulométrico por medio del método del tamizado. Para el análisis de componentes se trabajó con el material retenido en las mallas de tamaño 1 y 2 mm, que en unidades  $\phi$  corresponden respectivamente a: 0 y -1  $\phi$ .

El material de cada tamiz se cuarteó hasta obtener una muestra representativa, la cual se lavó minuciosamente con agua desionizada, jabón neutro y HCl al 5% (Fig. 21A, B y C). Posteriormente, la muestra se secó a 60°C (Fig. 21D), se repitió el proceso de lavado y se volvió a secar a la misma temperatura.



**Figura 21.** Representación fotográfica de la preparación de las muestras para el análisis de componentes. **A.** Lavado del material con agua destilada. **B.** Lavado del material con jabón con pH neutro. **C.** Lavado del material con HCl al 5%. **D.** Proceso de secado en un horno eléctrico.

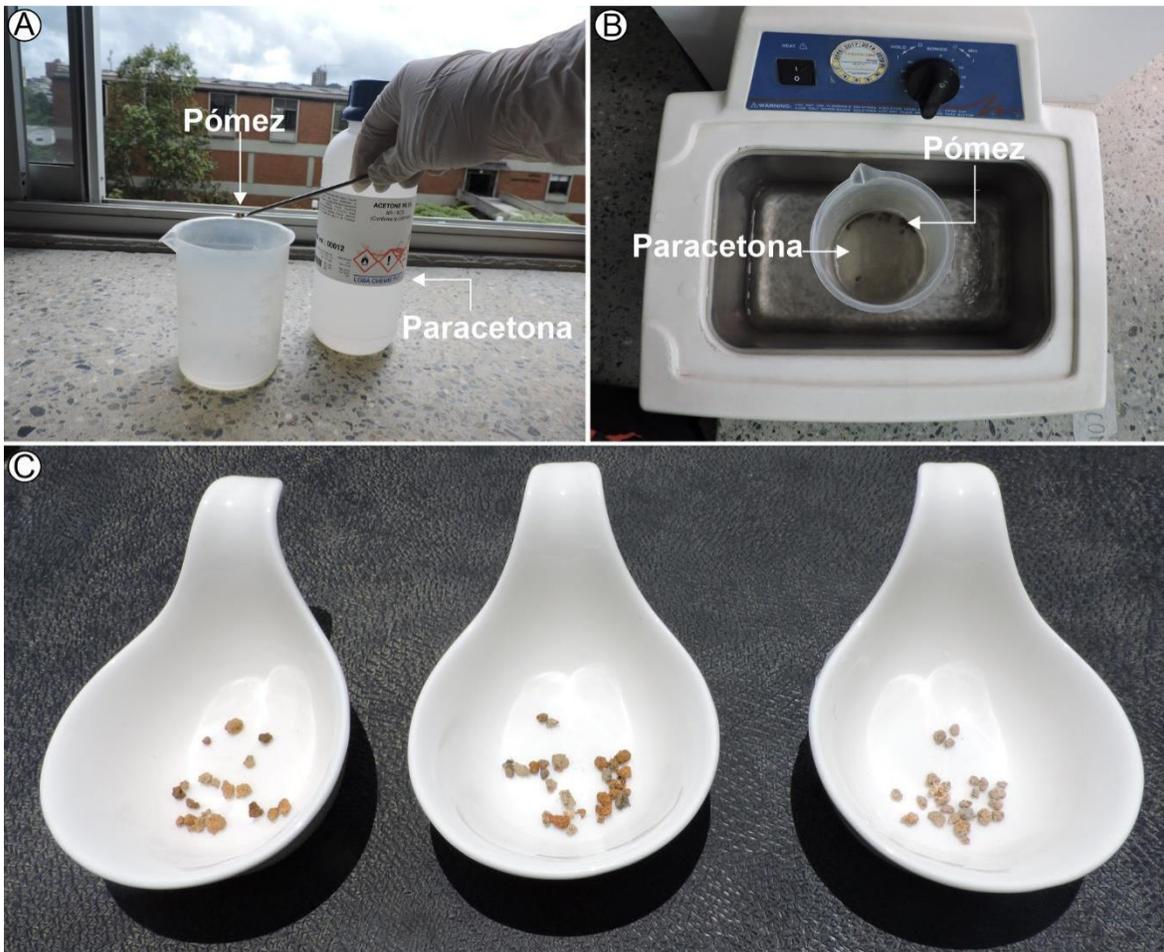
Después de la preparación de las muestras, se contaron alrededor de 200 granos por tamaño utilizando la lupa binocular, con el fin de establecer el porcentaje de abundancia de cada componente (Fig. 22A y B). Los fragmentos se clasificaron como líticos volcánicos alterados y no alterados, pómez y líticos accidentales (cf. Murcia et al., 2013). Además de los fragmentos volcánicos también se determinaron los diferentes tipos de cristales libres presentes en las muestras. Una vez se realizó el conteo, se compilaron los datos en una hoja de cálculo con el propósito de realizar gráficos detallados que ilustren la distribución porcentual de cada componente analizado.



**Figura 22.** Representación fotográfica del análisis de componentes. **A.** Lupa binocular. **B.** Observación de componentes con un tamaño de 2 mm ( $\approx 1 \phi$ ).

#### **4.3.3 Análisis microtextural y/o morfológico en Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)**

Para el análisis microtextural en el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), inicialmente, se seleccionaron bajo lupa binocular un promedio de 10 fragmentos de pómez de un tamaño superior a 2 mm ( $> 1 \phi$ ), de cada depósito de CDP. Después de elegir los fragmentos, éstos se sumergieron en paracetona contenida en un vaso de precipitado (Fig. 23A). Luego, la mezcla en conjunto se introdujo en un ultrasonido BRANSON 2510, por 5 minutos (Fig. 23B). Una vez el ultrasonido dejó de vibrar, se retiraron los fragmentos de pómez de la paracetona y se lavaron manualmente con agua destilada. Posteriormente, se pusieron a secar a temperatura ambiente por 24 horas (Fig. 23C). Cuando los fragmentos estuvieron secos, estos se observaron nuevamente bajo la lupa binocular, con el fin de escoger cuatro fragmentos de pómez representativos, de cada una de las unidades U1 a U8.



**Figura 23.** Ilustración del proceso de preparación de muestras requerido en el análisis microtextural. **A.** Introducción de fragmentos de pómez en paracetona. **B.** Limpieza de los fragmentos por medio de las vibraciones del ultrasonido. **C.** Secado de los fragmentos a temperatura ambiente.

Antes de llevar los fragmentos al MEB, estos se recubrieron con una aleación de oro y paladio en un *mini sputtering* (pulverización catódica), ya que con esta técnica se evita la interferencia causada por la estática generadora y se obtiene microfotografías con una mejor resolución (Ospina y Parra, 2004). Posteriormente, se introdujeron los fragmentos al MEB, se colocaron en vacío y se tomaron las respectivas imágenes de alta resolución a cada uno de los fragmentos.

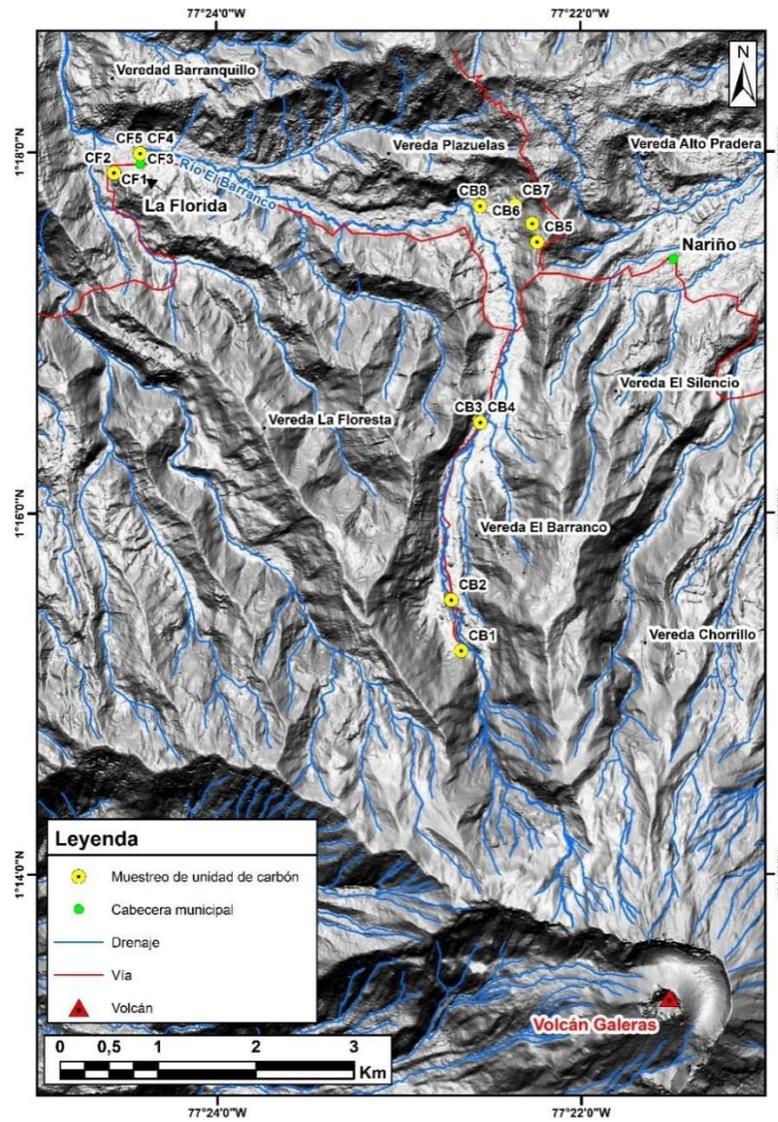
El MEB empleado en este ensayo fue el modelo FEI QUANTA 250 (Fig. 24), manipulado bajo la coordinación del técnico MEB Gustavo Adolfo Bolaños del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES), Universidad de Caldas.



**Figura 24.** Fotografía del Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) de la Universidad de Caldas.

#### 4.4. Análisis geocronológicos

Para este trabajo se contó con los resultados del análisis de 13 muestras de madera carbonizada recolectadas por Jean-Claude Thouret y Gustavo Córdoba en trabajos previos en la microcuenca. De estas, cinco fueron recolectadas en la cabecera municipal de La Florida y ocho en el río y flancos de la microcuenca El Barranco. La información relacionada se encuentra en la Fig. 25 y en la Tabla 4. Estas muestras fueron analizadas por el método de datación radiométrica  $^{14}\text{C}$  en el Laboratorio de Medición de  $^{14}\text{C}$  ( $LMC^{14}$ ) en Francia. Después de recibir los resultados dados por parte del laboratorio, las edades fueron calibradas en este trabajo a partir del programa OxCal versión 4.4.2 en línea (Ramsey, 2001; <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>), usando la curva de calibrado IntCal 20, calibrando las dataciones en años Antes de Presente (AP o BP) y con una probabilidad del 95.4%.



**Figura 25.** Mapa de muestreo de las unidades de carbón. Este mapa se encuentra sobre un Modelo de Elevación Digital de 12,5 m.

**Tabla 4.** Localización de las muestras de carbón recolectadas en los trabajos de campo.

Muestras	Coordenadas	Altura (msnm)
CB1	1°17'42"N 77°22'40,8"W	2795
CB2	1°17'42,20"N 77°22'21,08"W	2670
CB3	1°16'30"N 77°22'33,6"W	2520
CB4	1°16'30"N 77°22'33,6"W	2520
CB5	1°17'31,2"N 77°22'15,6"W	2493
CB6	1°17'36,12"N 77°22'16,15"W	2473
CB7	1°17'42,20"N 77°22'21,08"W	2432
CB8	1°17'42,05"N 77°22'33,31"W	2356
CF1	1°17'53,20"N 77°24'34,06"W	2191
CF2	1°17'53,20"N 77°24'34,06"W	2191
CF3	1°17'59,60"N 77°24'25,40"W	2184
CF4	1°17'59,60"N 77°24'25,40"W	2184
CF5	1°17'59,60"N 77°24'25,40"W	2184

## **5. Resultados**

### **5.1 Estratigrafía de los depósitos**

#### **5.1.1 Caracterización de las unidades estratigráficas**

Suprayaciendo el basamento de la microcuenca del río El Barranco, 10 depósitos volcanoclásticos fueron identificados desde El Camino Real, al noroeste del volcán Galeras, hasta el casco urbano del municipio de La Florida. En total, estos depósitos acumulan un espesor máximo visible de 14,67 m.

##### **5.1.1.1 Etapa Genoy**

Esta unidad corresponde al basamento de la microcuenca El Barranco (Calvache et al., 1997). Se localiza en los tramos viales que comunican a los centros poblados de El Tambo, Nariño y La Florida. En dichas vías, el espesor máximo visible es de 5 m (Fig. 26).

La unidad corresponde a un flujo de lava altamente alterado, con meteorización esferoidal, coloraciones amarillentas, blancas y violetas, moderado a altamente diaclasado. Entre las diaclasas se observan rellenos secundarios de carbonatos, que son indicios, junto con la variación en la coloración, de alteración hidrotermal (Fig. 27A y B). En algunas secciones la roca está tan alterada que se encuentra en estado de saprolitización, con tonalidades rojizas y desarrollo de suelo residual hacía el techo. Sin embargo, aún se conserva la estructura original de la roca volcánica (Fig. 27C y D).

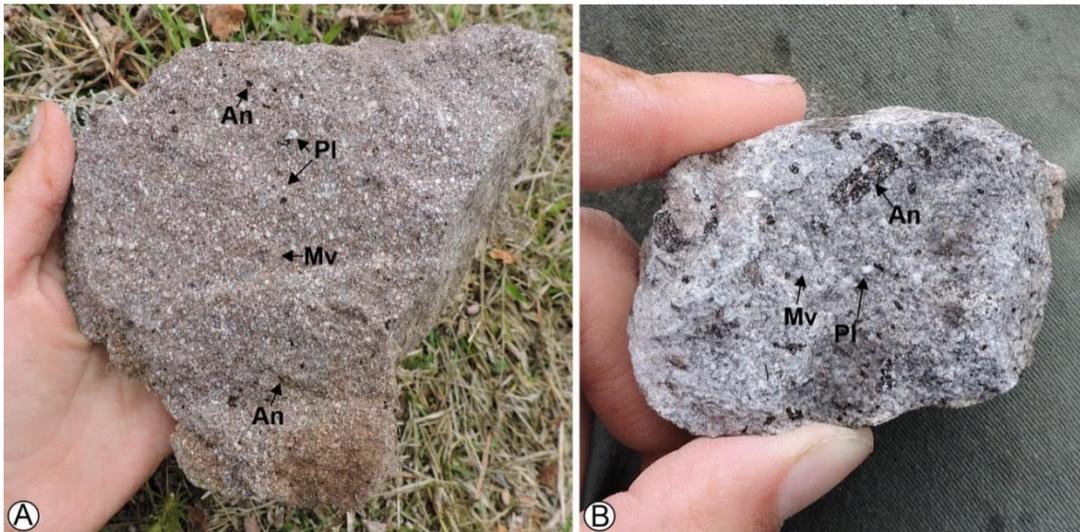
La roca que representa estos flujos es porfirítica, mesocrática, moteada, con una relación de fenocristales/masa fundamental de 30/70. Los fenocristales de plagioclasa (90 vol.%) y anfíbol (10 vol.%), están envueltos en una masa fundamental vítrea de color rojo o gris, dependiendo del grado de alteración. A partir del porcentaje modal, según Streckeisen (1976), la roca se clasifica como una andesita con anfíbol (Fig. 28A). En algunas muestras de mano, el porcentaje de fenocristales de anfíbol incrementa a 30 vol.% (Fig. 28B).



**Figura 26.** Afloramiento de flujos de lava asociados a la etapa Genoy del Complejo Volcánico Galeras. Estación GB-2602, corte de carretera con un espesor de 5 m, vía Nariño – El Tambo.



**Figura 27.** Fotografías que ilustran la litología asociada a la etapa Genoy del Complejo Volcánico Galeras. **A.** Flujo de lava alterada hidrotermalmente, con variación de tonalidades blancas, amarillas y violetas. **B.** Carbonatos entre los espacios de diaclasas. Estación GB-2210-01, vía Nariño – La Florida. **C, D y E.** Roca saprolitizada, aún se distingue la estructura y textura original de los flujos de lava de la etapa Genoy. Estaciones GB-2601, punto registrado en el tramo vial de Nariño – El Tambo.



**Figura 28.** Muestra de mano de la roca correspondiente a la etapa Genoy del Complejo Volcánico Galeras. **A.** Roca volcánica con fenocristales de plagioclasa (Pl) (90 vol.%) y anfíbol (An) (10 vol.%), embebidos en una masa fundamental vítrea rojiza (Mv). **B.** Roca volcánica con fenocristales de plagioclasa (Pl) (70 vol.%) y anfíbol (An) (30 vol.%), en una masa fundamental vítrea de color gris (Mv). Estación GB-1001, georeferenciada en la vía que comunica a Nariño con La Florida.

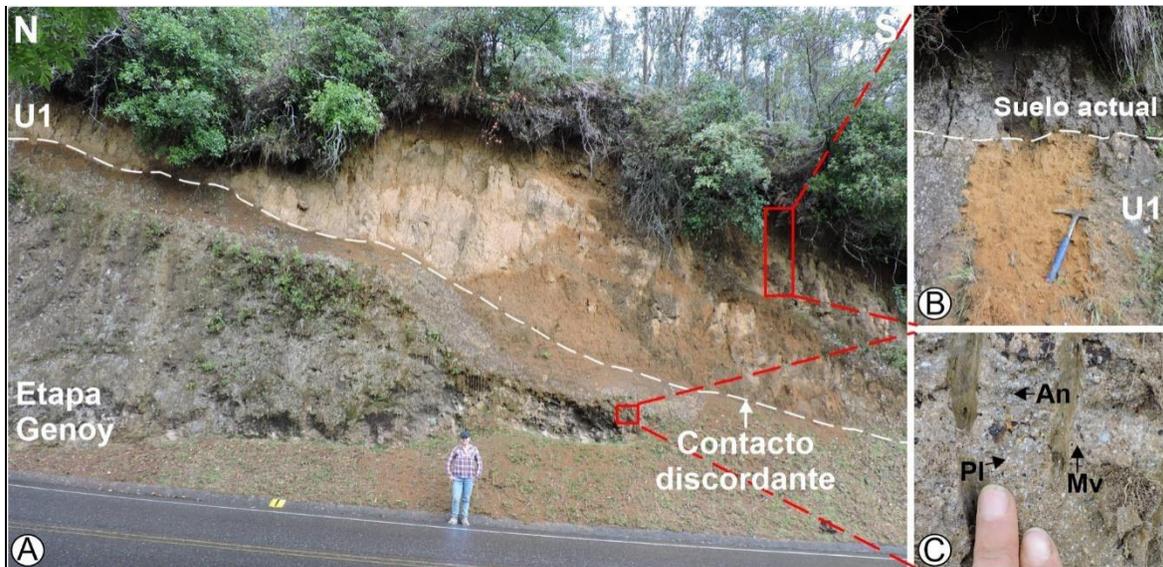
### 5.1.1.2 Unidad U1

Este depósito aflora en la vereda El Barranco, a 500 m del mirador de San Bartolomé, en la vía Nariño – La Florida y en el casco urbano de La Florida. Su espesor máximo visible es de 3,2 m. U1 se encuentra manteniendo discordantemente los flujos de lava de la etapa Genoy anteriormente descritos (Fig. 29) y suprayacido por la Unidad 2 (Fig. 30). Así mismo, en la cabeza municipal de La Florida, sobre U1 se observa el desarrollo de un paleosuelo que quedó sepultado por la Unidad U8.

U1 corresponde a un depósito masivo, no consolidado, matriz-soportado, con una relación de clastos/matriz de 20/80, mal seleccionado, de color rojizo a amarillo, con fragmentos de carbón de hasta 1 cm (Fig. 31A, B y C). Los clastos corresponden a fragmentos de pómez (70 vol.%) y líticos volcánicos (30 vol.%). Los fragmentos de pómez son angulares a sudredondeados, muy alterados, de un tamaño máximo de 5 cm. Los líticos volcánicos presentan colores blanco, rojizo y gris, son de forma subangular y de un tamaño máximo de 10 cm (Fig. 31D). La matriz es de tamaño ceniza fina a muy fina, y está compuesta por fragmentos de pómez, cristales libres de anfíbol, plagioclasa, biotita y cuarzo, y líticos volcánicos. Adicionalmente, en U1 se observan facies de concentración de líticos volcánicos

intermedios debido a altos topográficos, lo que genera empaquetamiento clasto-soportado en algunas secciones (Fig. 32).

**Interpretación:** Características como la estructura masiva del depósito, el empaquetamiento matriz-soportado, la mala selección, la forma angular a subredondeada de los clastos, la presencia de fragmento de madera carbonizada y principalmente a la predominancia de fragmentos de pómez, determinan que el depósito se clasifica como una CDP concentrada de tipo flujo piroclástico de pómez.



**Figura 29.** A. Contacto discordante entre flujos de lava de la etapa Genoy y la Unidad U1. B. Acercamiento del depósito correspondiente a U1. C. Detalle de roca volcánica con anfíbol, saprolitizada, de la etapa Genoy. Pl: Plagioclasa. An: Anfíbol. Mv: Masa fundamental vítrea. Estación GB-2202, afloramiento de carretera, visible en la vía Nariño – La Florida.



**Figura 30.** Contacto discordante entre las unidades U1 y U6, el cual está marcado por el cambio en la coloración, composición y tamaño de grano. Estación GB-1505, a 500 m del mirador de San Bartolomé, vereda El Barranco.



**Figura 31.** Depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada de la Unidad U1. **A.** Depósito masivo, deleznable, de color rojizo. **B y C.** Fragmentos de carbón encontrados en la Unidad U1. **D.** Lítico volcánico compuesto por fenocristales de plagioclasa (Pl) y anfíbol (An), envueltos en una masa fundamental vítrea, de color gris (Mv). Estaciones GB-0105, GB-2202 y Flor-1505, georreferenciadas en el tramo vial Nariño – La Florida y el casco urbano de La Florida.



**Figura 32.** Empaquetamiento matriz-soportado con facies concentradas de líticos volcánicos (Lv) de forma angular y con un tamaño máximo de 10 cm. Estación GB-1504, a 500 m del mirador de San Bartolomé, vereda El Barranco.

### 5.1.1.3 Unidad U2

La Unidad U2 aflora en el flanco este del valle del río Pachindo, en el centro poblado de La Florida (Fig. 33) con un espesor de 3,4 m. U2 suprayace ocasionalmente a un depósito de lahar correspondiente posiblemente a la etapa Genoy. A su vez, U2 infrayace al depósito de caída piroclástica rico en biotita (i.e. el mencionado Marcador de Biotita; MB) (Fig. 33A y B).

La Unidad U2 corresponde a un depósito masivo, matriz-soportado, deleznable, con una relación de clastos/matriz de 25/75, mal a muy mal seleccionado, y de color marrón oscuro (Fig. 33A y C). Los clastos corresponden a fragmentos de pómez (60 vol.%) y líticos volcánicos (40 vol.%). Los fragmentos de pómez son subangulares de 3 cm, mientras que los líticos volcánicos son grises, angulares, con un tamaño máximo de 10 cm. Hacia la base, el depósito tiene una mayor concentración de líticos volcánicos, lo cual se puede asociar a una gradación normal de estos. La matriz es de tamaño ceniza fina, de igual composición a los

clastos, más cristales libres de anfíbol y plagioclasa. Adicionalmente, el depósito presenta fragmentos de carbón con una mayor abundancia en la parte superior.

**Interpretación:** Características como la estructura masiva del depósito, la mala a muy mala selección, la angularidad a subangularidad de los clastos, la presencia de fragmentos de carbón y la gran abundancia de fragmentos de pómez tanto en los clastos como en la matriz, permiten clasificar a esta unidad como un depósito de CDP concentrada de tipo flujo piroclástico de pómez.



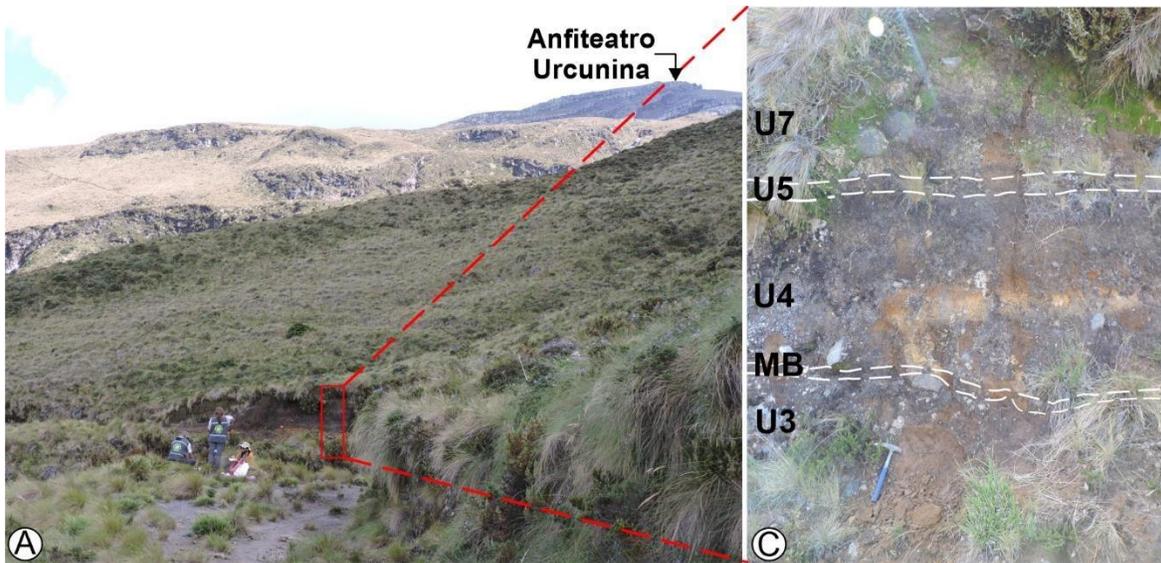
**Figura 33.** Secuencia estratigráfica asociada al afloramiento de la Unidad U2. Nótese el contacto erosivo entre la Unidad U2 y el depósito de lahar, y el contacto discordante entre la Unidad U2 y el Marcador de Biotita. **B.** Contacto discordante entre las unidades U2 y U6. **C.** Depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada de la Unidad U2. Estación GB-2603, costado este del río Pachindo, municipio de La Florida.

#### 5.1.1.4 Unidad U3

La Unidad U3, aflora en El Camino Real, en la parte alta de la microcuenca del río El Barranco, en el costado oeste del CVG (Fig. 34A). U3 tiene un espesor visible de 70 cm. Esta unidad se encuentra infrayacida discordantemente por MB y suprayacida en contacto discordante por la Unidad U4 (Fig. 34B).

La Unidad U3 corresponde a un depósito masivo, deleznable, matriz-soportado, con una relación de clastos/matriz de 20/80, mal seleccionado y de color marrón (Fig. 35A). Los clastos corresponden a fragmentos de pómez (75 vol.%) y líticos volcánicos (25 vol.%). Los fragmentos de pómez son de forma subangular a subredondeada y con un tamaño promedio de 0,2 cm. Los líticos volcánicos son subangulares, con un tamaño de 26 cm, con fenocristales de anfíbol y plagioclasa envueltos en una masa fundamental con tonalidades rojizas debido a la alteración del vidrio. La matriz del depósito es de tamaño ceniza fina con fragmentos de pómez, líticos volcánicos y cristales libres de plagioclasa. Sobre El Camino Real, por encima de esta unidad se ha desarrollado un paleosuelo de 70 cm (Fig. 35B). Adicionalmente, U3 contiene abundantes fragmentos de carbón de hasta 2 mm.

**Interpretación:** Características como la estructura masiva del depósito, la mal selección, la forma subangular de los clastos, la abundancia de fragmentos de madera carbonizada y el alto contenido de fragmentos de pómez en la matriz, lo cual contrasta con los pocos clastos de líticos volcánicos de tamaños bloque, hacen que esta unidad se interprete como un depósito de CDP concentrada de tipo flujo piroclástico de pómez.



**Figura 34.** Parte alta de la microcuenca del río El Barranco. **A.** Vista panorámica del Complejo Volcánico Galeras, desde el sector conocido como El Camino Real. En esta imagen se observa el anfiteatro de la etapa Urcunina definida en Calvache et al. (1997). **B.** Afloramiento ubicado sobre El Camino Real, en el que se puede observar el contacto discordante entre U3, MB y las unidades U4, U5 y U7. Estación GB-0201.



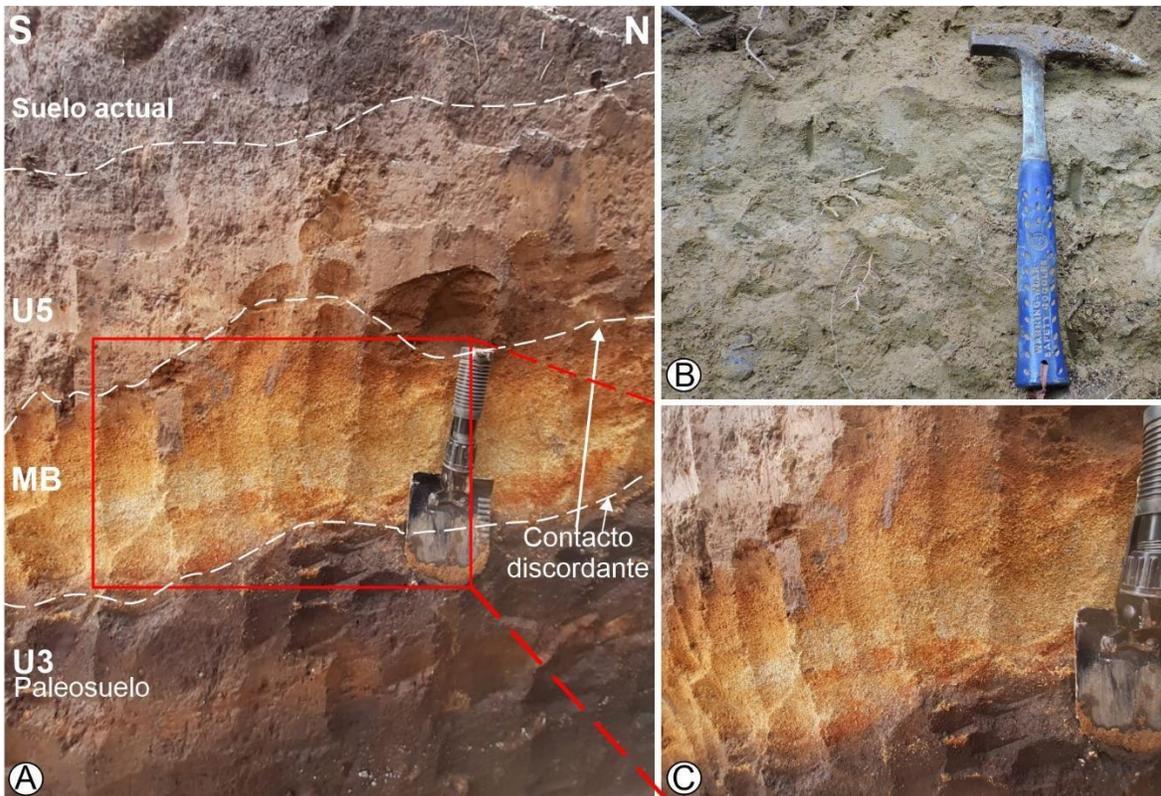
**Figura 35.** A. Depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada de la Unidad U3. B. Paleosuelo a partir del depósito de la Unidad U3. Obsérvese el contacto discordante entre las unidades U3, MB y U5. Estación GB-0202, sobre el Camino Real, a 2,5 km del cráter del volcán Galeras.

#### **5.1.1.5 Marcador de Biotita (MB)**

Este depósito, denominado por Calvache (1990) como Marcador de Biotita (MB), es visible sobre El Camino Real, en los flancos del río El Barranco y en el centro poblado de La Florida. Tiene un espesor de 30 cm, aunque en algunos afloramientos es de 8 cm (Fig. 35A). Se observa que hacía el pueblo de La Florida, este depósito está por encima de U2 y por debajo de U6 (Fig. 33 y 36A), mientras que en el Camino Real la secuencia yace entre U3 y U4 (Fig. 35A); ocasionalmente, esta unidad se halla infrayacida por U5 (Fig. 36A).

MB es un depósito masivo, deleznable, bien seleccionado y de color naranja a amarillo (Fig. 36B y C). El depósito está compuesto por fragmentos de pómez (40 vol.%), cristales libres de biotita (35 vol.%), plagioclasa (5 vol.%), anfíbol (5 vol.%) y cuarzo (3 vol.%), y líticos volcánicos (12 vol.%), todos de tamaño ceniza media a gruesa. Los fragmentos de pómez son angulares a subangulares, con vesículas subesféricas a esféricas, y con fenocristales de anfíbol y plagioclasa. Los líticos volcánicos son angulares, alterados y de color rojizo.

**Interpretación:** A partir de características como la estructura masiva, la buena selección y la continuidad de su espesor, este depósito se clasifica como un depósito de caída piroclástica. Adicionalmente, una característica relevante que también se debe de tener en cuenta es el alto contenido de biotita ya que esto permite inferir que este depósito no corresponde a la historia eruptiva del volcán Galeras, puesto que para este volcán no se ha reportado esta composición mineral. La importancia de MB, radica en que representa una capa guía para correlacionar los depósitos de este volcán.



**Figura 36.** Depósito de caída piroclástica conocido como Marcador de Biotita (MB). **A.** Contacto discordante entre las unidades U3, MB y U5. **B y C.** Depósito de caída piroclástica con variación de colores de amarillo a gris. Estaciones GB-0201, marcada sobre El Camino Real y GB-2603, ubicada en el pueblo de La Florida.

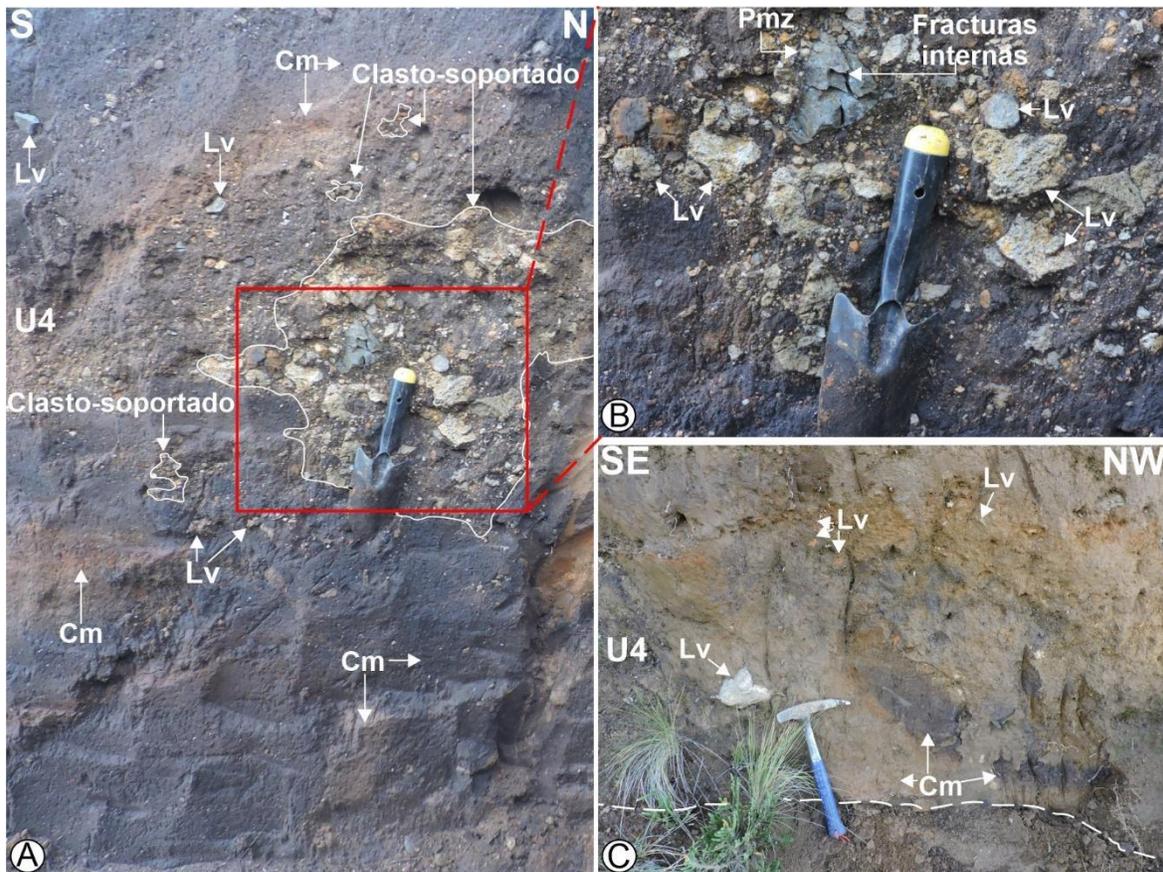
#### 5.1.1.6 Unidad U4

El depósito de la Unidad 4 (U4) es visible sobre el Camino Real y en la microcuenca del río El Barranco. El espesor de U4 es de 1,8 m y se encuentra en contacto discordante con el MB y la Unidad U3 (Fig. 35).

U4 es un depósito masivo, no consolidado, matriz-soportado, con una relación de clastos/matriz de 10/90 y de color marrón. Existen partes con una mayor concentración de clastos, llegando a representar un empaquetamiento clasto-soportado, con una relación de clastos/matriz de 80/20, que contrasta con el dominio matriz-soportado del depósito (Fig. 37A). Adicionalmente, U4 es mal seleccionado y de color marrón. Los clastos corresponden a fragmentos de pómez (60 vol.%) y líticos volcánicos (40 vol.%). Los fragmentos de pómez son de forma subredondeada, con un tamaño máximo de 3 cm, algunos con textura porfirítica representada por fenocristales de anfíbol envueltos en una masa fundamental vítrea, con vesículas elongadas. Los líticos volcánicos son subangulares a subredondeados y de un

tamaño máximo de 15 cm; presentan textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, en una masa fundamental vítrea. Estos están envueltos de forma aleatoria en la matriz del depósito, algunos son rojizos y amarillos por el elevado grado de alteración (Fig. 37A y B) y ocasionalmente exhiben fracturas (Fig. 37B). La matriz del depósito es de tamaño ceniza fina con fragmentos de pómez, líticos volcánicos y cristales libres de plagioclasa y anfíbol. Se observan cambios en la coloración de la matriz, dados por “parches” negros (alto contenido de materia orgánica) y marrones (Fig. 37C).

**Interpretación:** Características tales como la estructura masiva, la variación en el empaquetamiento, la mala selección, una composición representada principalmente por fragmentos de pómez, pero con un contenido importante de líticos volcánicos alterados y frescos, que se disponen de forma aleatoria en el depósito, los cambios en la coloración de la matriz y la presencia de fragmentos de carbón, conducen a interpretar este depósito como una CDP diluida, asociada posiblemente a la despresurización súbita de un magma vesiculado en ascenso formando a su vez un evento tipo *blast*.



**Figura 37.** Depósito de corriente de densidad piroclástica diluida de la Unidad U4. **A.** Depósito con variación en el empaquetamiento debido al marcado contraste de zonas clasto-soportadas, con zonas matriz-soportadas asociadas al resto del depósito. **B.** Líticos volcánicos de color gris, amarillo y rojo (Lv), y fragmentos de pómez (Pmz), que están en contacto grano a grano. Uno de los líticos volcánicos se observa fracturado. **C.** Líticos volcánicos empaquetados aleatoriamente en una matriz con variaciones de tonalidad, representadas por “parches” negros ricos en materia orgánica y coloraciones marrones propias del depósito (Cm) Estaciones GB-0201 y GB-0202, en El Camino Real.

### 5.1.1.7 Unidad U5

La Unidad U5 se encuentra sobre el Camino Real, al noroccidente del volcán Galeras y en la microcuenca del río El Barranco. Esta capa se presenta con un espesor máximo de 50 cm y se dispone espacialmente en contacto discordante por encima de la Unidad U4 y por debajo de la Unidad U7 (Fig. 38A y B).

Esta unidad está formada por un depósito masivo, moderadamente endurecido, matriz-soportado, con una relación de clastos/matriz de 5/95, bien seleccionado y de color marrón oscuro (Fig. 38A y B). Los clastos corresponden principalmente a líticos volcánicos (65 vol.%) y fragmentos de pómez (35 vol.%). Los líticos volcánicos son angulares, de 1 cm y de colores grises, blancos y rojizos, mientras que los fragmentos de pómez se encuentran

alterados, de forma subangular, con textura porfirítica y un tamaño máximo de 3 cm. Sobre El Camino Real, se pudo observar que algunos líticos volcánicos ubicados en la parte superior del depósito presentan textura de corteza de pan (Fig. 38C). La matriz es de tamaño ceniza media compuesta principalmente por líticos volcánicos grises angulares, fragmentos de pómez, y cristales libres de anfíbol y plagioclasa. Este depósito, en comparación a las demás unidades, presenta una mayor concentración de material carbonizado, el cual corresponde a formas cilíndricas alargadas, hábito fibroso y un tamaño máximo de 2 cm (Fig. 38D y E). Hacia la parte basal del depósito se observan láminas discontinuas de óxidos de hierro (Fig. 38A).

**Interpretación:** La estructura masiva del depósito, la composición representada principalmente por líticos volcánicos tanto en los clastos como en la matriz, la forma angular de los fragmentos, la poca presencia de clastos con un tamaño mayor a 1 cm (<5 vol.%), el abundante contenido de madera carbonizada y la presencia de líticos con textura de corteza de pan, son características que establecen que el evento que originó el depósito de la Unidad U5, corresponde a una CDP concentrada de tipo flujo de bloques y ceniza.



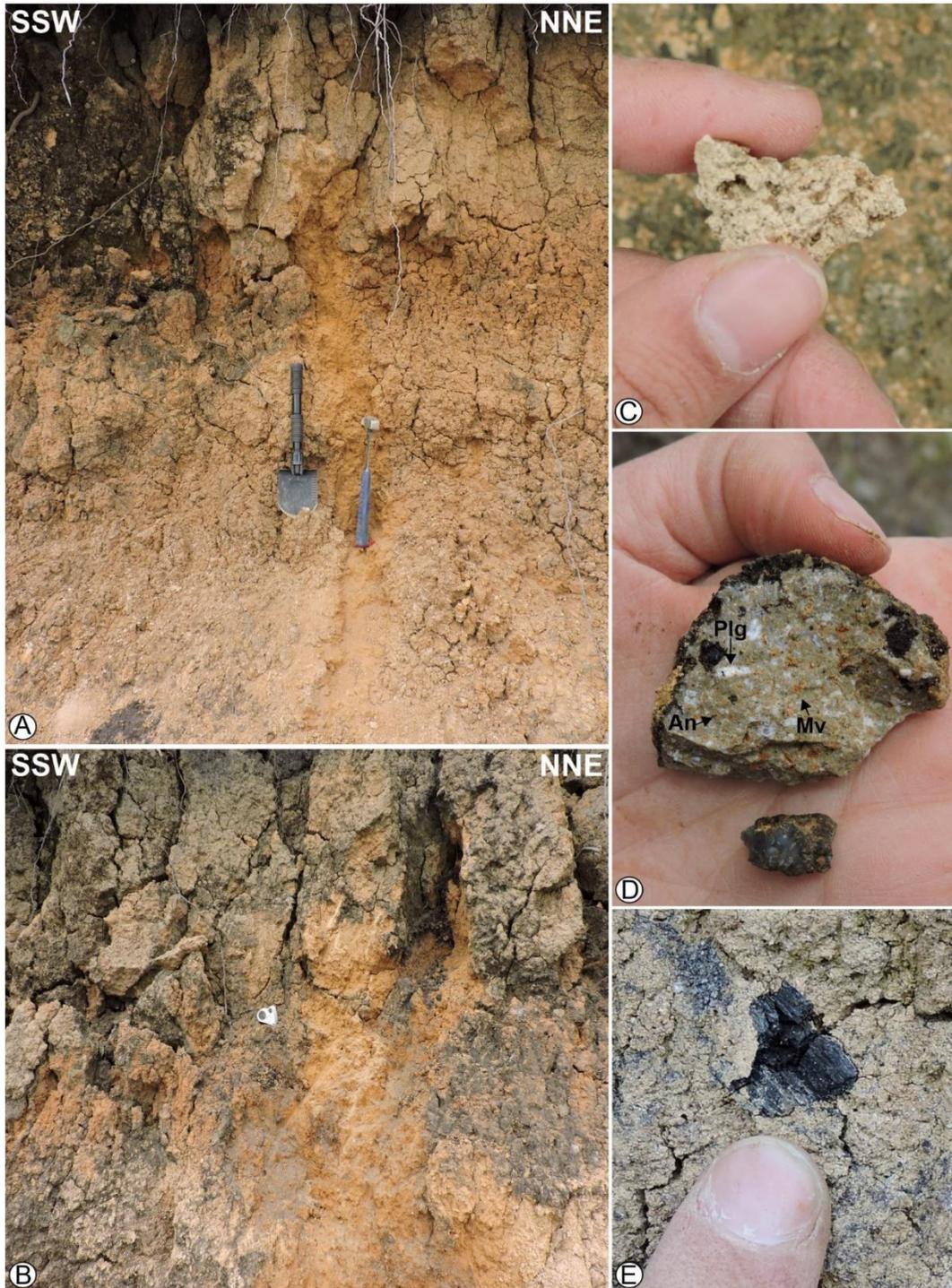
**Figura 38.** Depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada de la Unidad U5. **A y B.** Contacto discordante entre las unidades U5 y U7. Las tonalidades naranjas en las figuras corresponden a láminas de óxidos de hierro (Ox Fe). **C y D.** Fragmentos fibrosos y alargados de madera carbonizada (Cn). Estaciones GB-1102, flanco izquierdo del río El Barranco y GB-0202, Camino Real, flanco noroccidental de CVG.

#### 5.1.1.8 Unidad U6

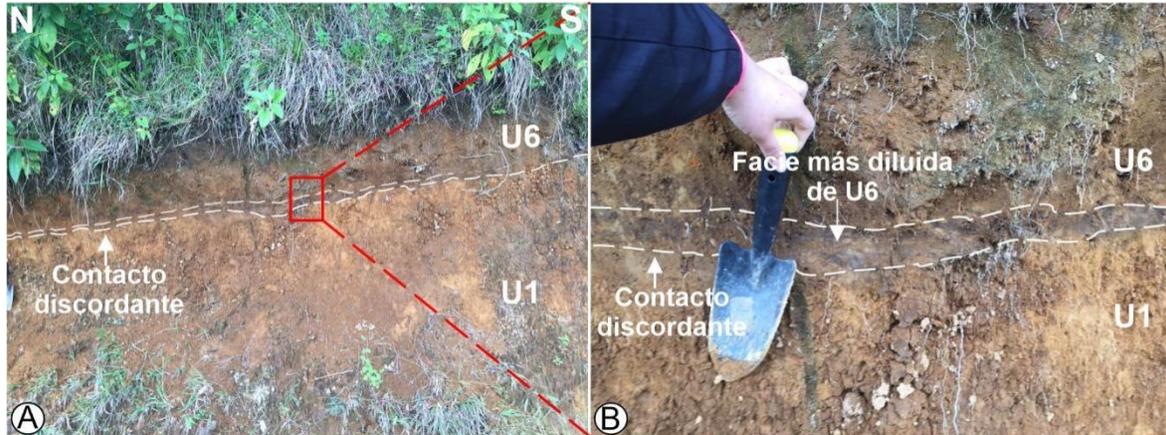
La Unidad U6 aflora a 300 m del mirador de San Bartolomé, en el sector El Motilón, vereda El Barranco y en flanco este del valle del río Pachindo, en el casco urbano del municipio de La Florida. El espesor máximo visible para esta unidad es de 1,1 m. Al igual que U1 y U2, se encuentra manteniendo altos topográficos, correspondientes a los flancos de los valles de los ríos El Barranco y Pachindo. Este depósito suprayace discordantemente a la Unidad U1 (Fig. 30) y al MB (Fig. 33). A partir de correlaciones de campo se determina que está por debajo de un depósito volcanoclástico secundario de tipo lahar (LC).

U6 es un depósito muy alterado, masivo, deleznable, matriz-soportado, con una relación de clastos/matriz de 15/85, moderadamente a mal seleccionado y de color amarillo (Fig. 39A). Los clastos corresponden principalmente a fragmentos de pómez (70 vol.%) y líticos volcánicos (30 vol.%). Los fragmentos de pómez son angulares a subangulares, con vesículas subsféricas, un tamaño máximo de 5 cm, textura porfirítica y fenocristales de anfíbol y plagioclasa envueltos en una masa fundamental vítrea de color amarillo altamente alterada (Fig. 39B). Los líticos volcánicos son angulares, muy pocos subangulares, de colores gris, marrón y rojo, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, y un tamaño máximo de 10 cm (Fig. 39C). Se observan fragmentos de carbón de 1 cm (Fig. 39D). En la vereda El Barranco, se observa un paleosuelo de 20 cm con líticos volcánicos alterados, el cual se desarrolló a partir de U6.

**Interpretación:** Con base en característica como la estructura masiva del depósito, la moderada a mala selección, el alto contenido de fragmentos angulares a subangulares de pómez y la presencia de fragmentos de carbón, la unidad se interpreta como generado por una CDP concentrada de tipo flujo piroclástico de pómez. Adicionalmente, hacía la base de la Unidad U6, se observa una capa de 7 cm con tamaño de grano fino (ceniza media), moderada a bien seleccionada y de color marrón oscuro, que se interpreta como facies más diluidas de este depósito (Fig. 40A y B).



**Figura 39.** Depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada de la Unidad U6. **A y B.** Depósito masivo, deleznable, seco y con grietas superficiales de desecación. **C.** Fragmento de pómez alterado de 2 cm, forma angular y altamente vesiculada. **D.** Líticos volcánicos de colores gris y marrón, compuestos por fenocristales de plagioclasa (Pl) y anfíbol (An), embebidos en una masa fundamental vítrea alterada (Mv). Fragmento alargado de carbón con hábito fibroso. Estación GB-2401, Sector el Motilón, Vía Nariño – El Tambo.



**Figura 40.** Contacto discordante entre las unidades U1 y U6. **A y B.** Capa asociada a facies menos concentradas de U6. Estación GB-1503, a 500 m del mirador de San Bartolomé, vereda El Barranco.

#### 5.1.1.9 Depósito volcaniclástico secundario

Esta unidad aflora en la vía que comunica a los municipios de Nariño y La Florida (Fig. 41 y 42). El depósito tiene un espesor visible de 1,5 m y se encuentra discordantemente en contacto inferido con las unidades U6 y U7.

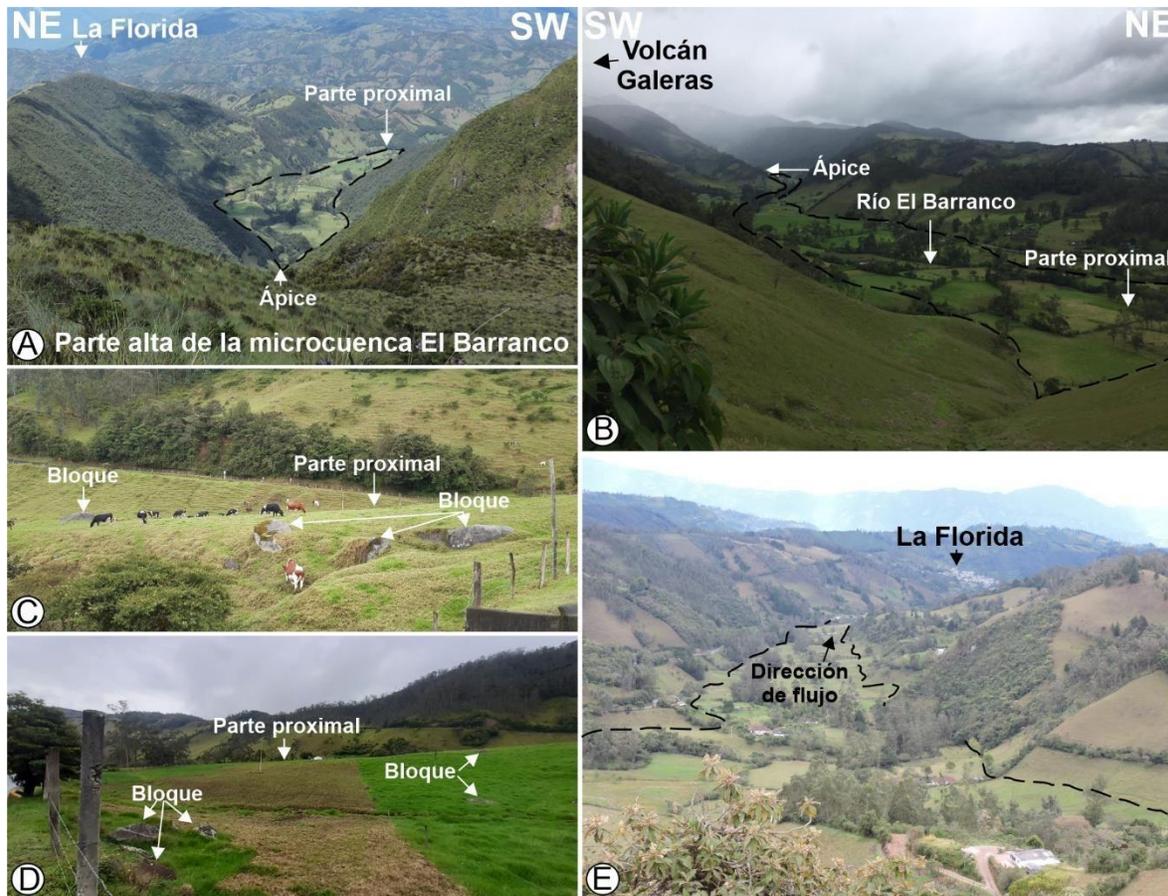
Geomorfológicamente se observa que el depósito conforma una geoforma de abanico alargado, aparentemente continua y con una pendiente de 5° a 20°, asociada a un relieve plano a moderadamente inclinado (Fig. 41A, B y C). Hacia la parte superior del abanico se observan bloques de roca volcánica, subredondeados y de un tamaño máximo de 2,5 m (Fig. 41C y D).

La unidad se halla rellenando el valle del río El Barranco, de tal forma que el ápice del abanico yace en el sector conocido como “El Divino Niño” (Fig. 41A y B), mientras que las partes proximal y distal se encuentran en dirección al casco urbano de La Florida (Fig. 41C, D y E).

El depósito es masivo, no consolidado, matriz-soportado, con una relación de clastos/matriz de 20/80, muy mal seleccionado y de color marrón oscuro (Fig. 42A). Los clastos corresponden a líticos volcánicos grises y rojizos, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, envueltos en una masa fundamental vítrea (Fig. 42D). La forma de los clastos es subredondeada a redondeada y tienen un tamaño máximo de 2,5 m (Fig. 42B). La matriz es de tamaño ceniza fina a media, compuesta por líticos volcánicos y minerales arcillosos. Los

Líticos más grandes se disponen de forma aleatoria en el depósito, es decir que se ubican tanto en la base, como en la parte media y la parte superior (Fig. 42B y C).

**Interpretación:** Debido a la relación geomorfológica del depósito con la geoforma de abanico y a las características sedimentológicas de esta unidad, tales como la ausencia de estructuras, la mala selección, la redondez y la distribución aleatoria de los clastos en todo el depósito, esta unidad se clasifica como un depósito de lahar concentrado o flujo de escombros formado por un emplazamiento en masa.



**Figura 41.** Ilustración de modelado topográfico a causa del emplazamiento del flujo volcánico. **A.** Fotografía tomada desde la parte alta de la microcuenca del río El Barranco, que ilustra el ápice de una geoforma de abanico. Este ápice se localiza en el sector conocido como “El Divino Niño”, en la vereda El Barranco. **B.** Geoforma de abanico que se extiende a lo largo del valle del río El Barranco. **C y D.** Vista lateral asociada a la parte proximal del abanico. Son visibles bloques de roca volcánica que hacen parte del empaquetamiento de esta unidad. **E.** Parte distal del abanico dispuesta en dirección oeste hacia al pueblo de La Florida. La línea punteada negra define los límites del abanico.



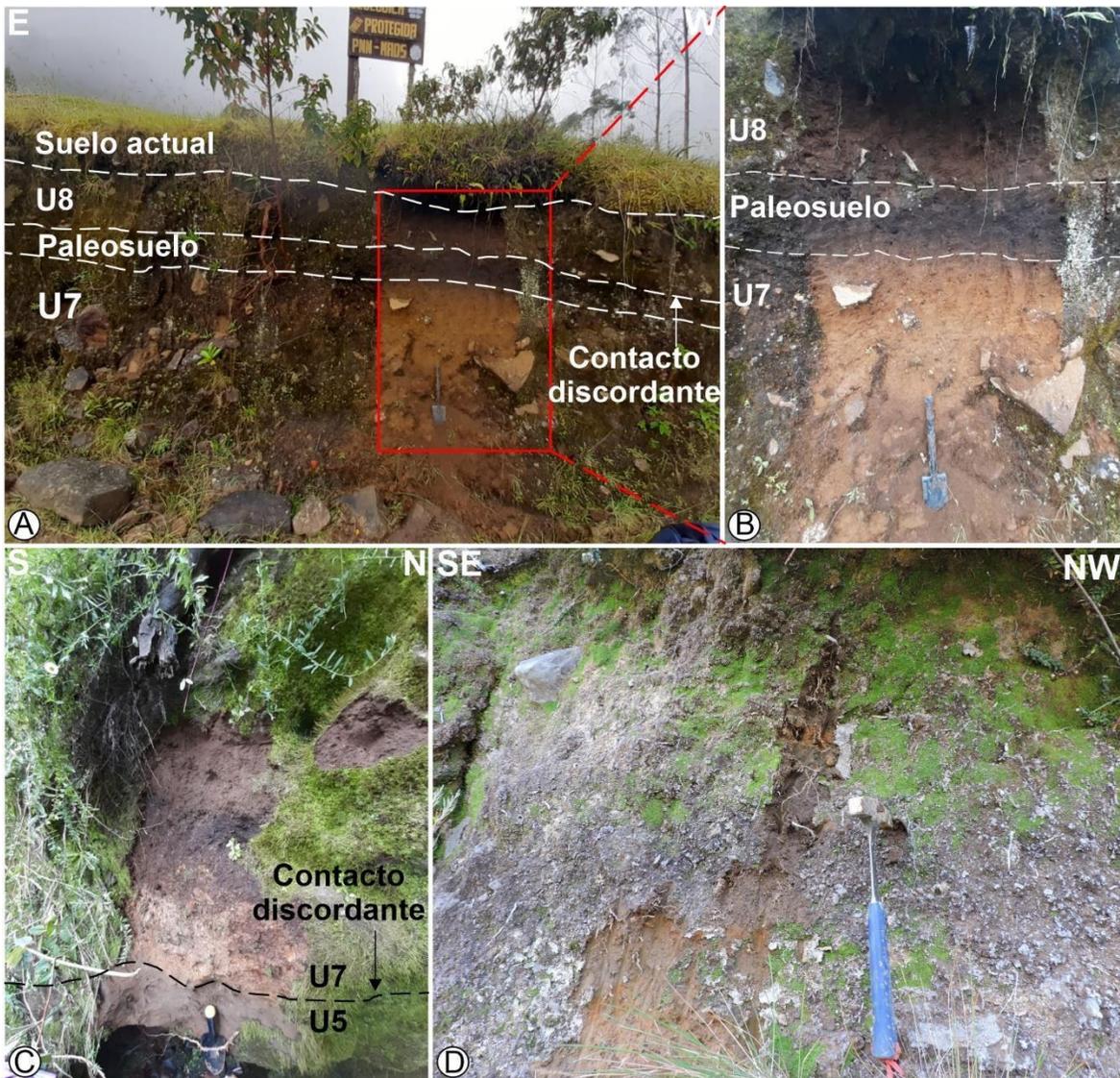
**Figura 42.** A. Depósito de lahar concentrado de tipo flujo de escombros. B y C. Clastos de tamaño bloque dispuestos de manera desordenada en el depósito debido a una depositación en masa. D. Lítico volcánico con textura porfirítica, con una relación de fenocristales/masa fundamental de 15/85. Los fenocristales son de plagioclasa (Pl) (95 vol.%) y anfíbol (An) (5 vol.%). Masa fundamental vítrea (Mv). Estación GB-2203.

#### 5.1.1.10 Unidad U7

El depósito de la Unidad 7, al igual que el de la Unidad U5, es visible sobre El Camino Real y en la microcuenca del río El Barranco. Su espesor máximo es de 2 m. Esta unidad se ubica geocronológicamente entre las unidades U6 y U8, sin embargo, en campo se halla suprayaciendo discordantemente a la Unidad U5 (Fig. 43).

El depósito es masivo, no consolidado, matriz-soportado, con una relación de clastos/matriz de 15/85, muy mal seleccionado y de color marrón (Fig. 43D). Los clastos corresponden a líticos volcánicos. Estos son angulares y de un tamaño máximo de 25 cm. La matriz es de tamaño ceniza fina a media y de igual composición que los clastos, pero con presencia de algunos fragmentos de pómez, y cristales libres de anfíbol y plagioclasa. En la estación GB-1103, se observa que por encima del depósito hay una capa de paleosuelo de 30 cm, de la cual se extrajo una unidad de carbón producida por el flujo que generó al depósito de la Unidad U7 (Fig. 43A y B). Adicionalmente, en la estación GB-1102 se encontraron unidades de madera carbonizada dentro del depósito a una profundidad de 70 cm desde el techo (Fig. 43C).

**Interpretación:** Características tales como ausencia de estructuras, la pobre selección, una composición representada principalmente por líticos volcánicos, la forma angular de los fragmentos y la presencia de madera carbonizada, determinan que esta unidad se relaciona con un depósito de CDP concentrada tipo flujo piroclástico de bloques y ceniza.



**Figura 43.** Depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada de tipo flujo piroclástico de bloques y ceniza de la Unidad U7. **A y B.** Contacto discordante entre las unidades U7 y U8. En las imágenes se observan los bloques angulares de líticos volcánicos de la Unidad U7. **C.** Contacto discordante entre las unidades U7 y U5. **D.** Empaquetamiento matriz-soportado del depósito. Estaciones GB-1103, a 400 m del sector “El Divino Niño”, GB-1102, en el flanco izquierdo del río El Barranco y GB-0202, georreferenciada sobre El Camino Real.

### 5.1.1.11 Unidad U8

La Unidad U8 aflora a 400 m del sector “El Divino Niño”, en el flanco este del valle del río El Barranco y en la cabecera municipal de La Florida. La potencia visible de este estrato es de 50 cm. U8 suprayace a una capa rica en materia orgánica que quedó sepultada por el flujo volcániclastico que generó este depósito, produciendo un paleosuelo de 30 cm,

del cual se tomó una muestra para datación. Por debajo de esta capa en algunos sectores se encuentra la Unidad U1 y en otros la Unidad U7 (Fig. 43A y 44).

Depósito masivo, no consolidado, matriz-soportado con una relación de clastos/matriz de 10/90, moderadamente seleccionado y de color marrón oscuro. Los clastos corresponden a líticos volcánicos (65 vol.%) y fragmentos de pómez (35 vol.%). Los líticos volcánicos son de dos tipos, unos rojizos muy alterados de 2 cm y otros grises, ambos de forma angular y con un tamaño máximo de 15 cm. Los fragmentos de pómez subredondeados son de colores amarillo y grises, con un tamaño menor a 0,5 cm y vesículas subesféricas e irregulares. La matriz es de tamaño ceniza fina, compuesta por líticos volcánicos alterados y frescos, fragmentos de pómez, y cristales de plagioclasa.

**Interpretación:** Características tales como la estructura masiva del depósito, una composición representada principalmente por líticos volcánicos y la presencia fragmentos de carbón, determinan que la unidad corresponde con un depósito de CDP concentrada de tipo flujo piroclástico de bloques y ceniza.



**Figura 44.** Secuencia estratigráfica que representa el contacto discordante entre las unidades U8 y U1. Estación GB-0101, ubicada en el centro urbano de La Florida.

### 5.1.2 Edad de los depósitos

Por medio del método de datación radiométrica  $^{14}\text{C}$ , fueron datadas 13 muestras de unidades de carbón orgánico (Tabla 5). De ellas, nueve fueron extraídas de los depósitos encontrados, una de paleosuelo y tres del suelo actual.

Siguiendo la secuencia estratigráfica de más antigua a más reciente, las muestras dentro de las unidades definidas arrojaron los siguientes resultados: Muestra de carbón dentro de la Unidad U1, arrojó una edad de  $8284,5 \pm 90,5$  cal AP y  $8303 \pm 97$  cal AP.; muestra de carbón dentro de la Unidad U2 arrojó una edad de  $7667 \pm 78$  cal AP.; muestras de carbón dentro de las unidades U4 y U5, arrojaron edades de  $4625 \pm 181$  cal AP y  $3201,5 \pm 129$  cal AP, respectivamente. Muestra de carbón dentro de la Unidad U6 arrojó edades de  $2215,5 \pm 101,5$  y  $2033 \pm 91$  cal AP. Muestras de carbón dentro de la Unidad U7, arrojaron resultados de  $944,5 \pm 115,4$  y  $1066,5 \pm 109,5$  cal AP. Finalmente, un paleosuelo infrayaciendo la Unidad U8 arrojó una edad de  $390,5 \pm 80,5$  cal AP. Edades de  $166 \pm 131$  cal AP,  $141,5 \pm 133,5$  cal AP y  $140,5 \pm 128,5$  cal AP fueron también obtenidas del suelo actual.

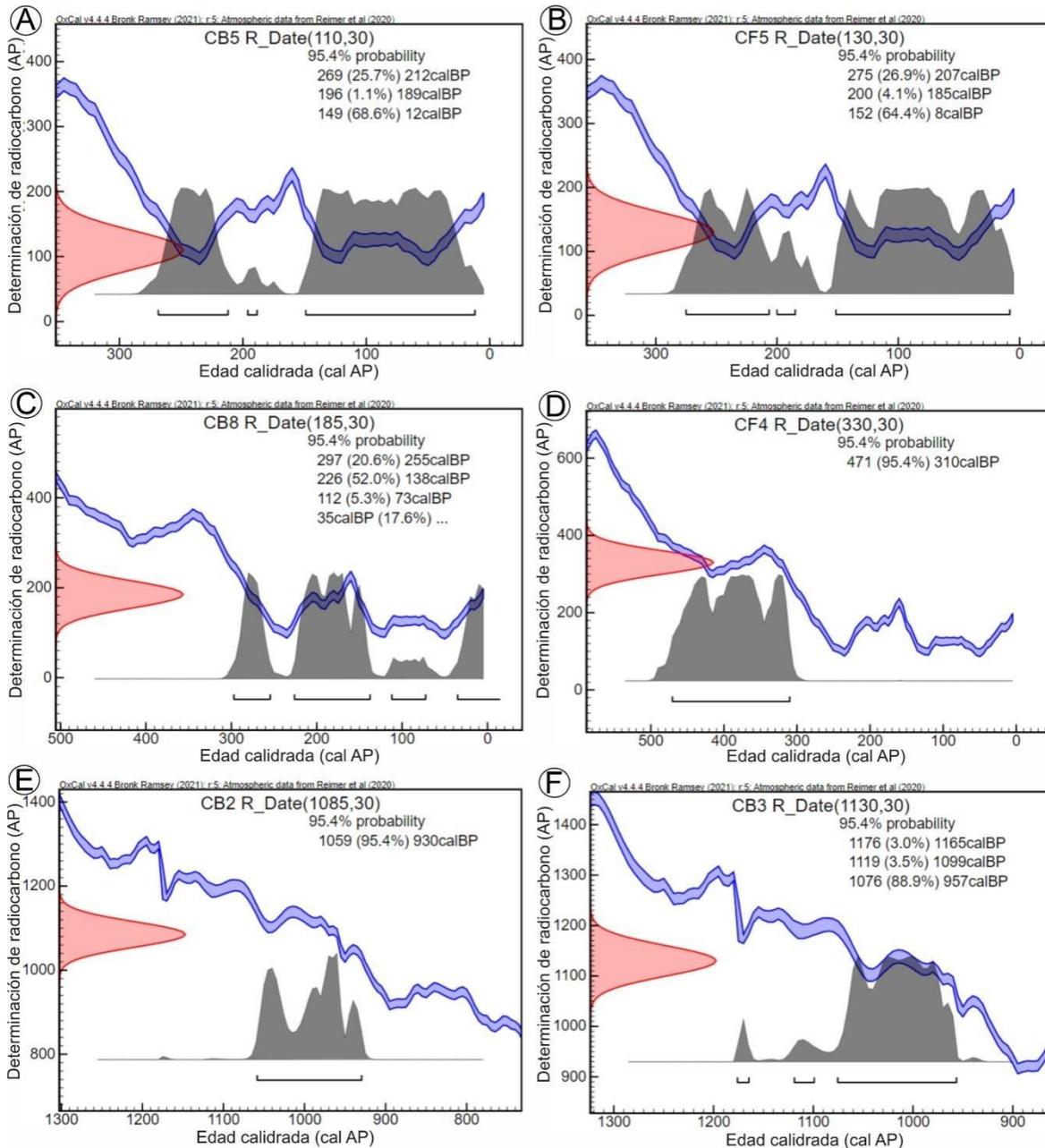
Estas edades se suman a las ya reportadas de la Unidad U3 que tiene registros de  $5082 \pm 198$ ,  $5096,5 \pm 226,5$  cal AP,  $5801,5 \pm 481,5$  cal AP y  $5966 \pm 235$  cal AP, de la Unidad U4 que tiene registros de  $4364 \pm 284$  cal AP, y de la Unidad U5 que tiene registros de  $3057 \pm 209$  cal AP según Gómez et al. (2022) y Banks et al. (1997).

**Tabla 5.** Dataciones obtenidas por el método radiométrico de  $^{14}\text{C}$  en el Laboratorio de Medición de  $^{14}\text{C}$  ( $\text{LMC}^{14}$ ) en Francia. *Edades calibradas a partir del programa OxCal 4.4 en línea (Ramsey, 2001; <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>), usando la curva de calibrado IntCal 20, calibrando las dataciones en años AP o BP, con una probabilidad del 95.4% (Fig. 45).*

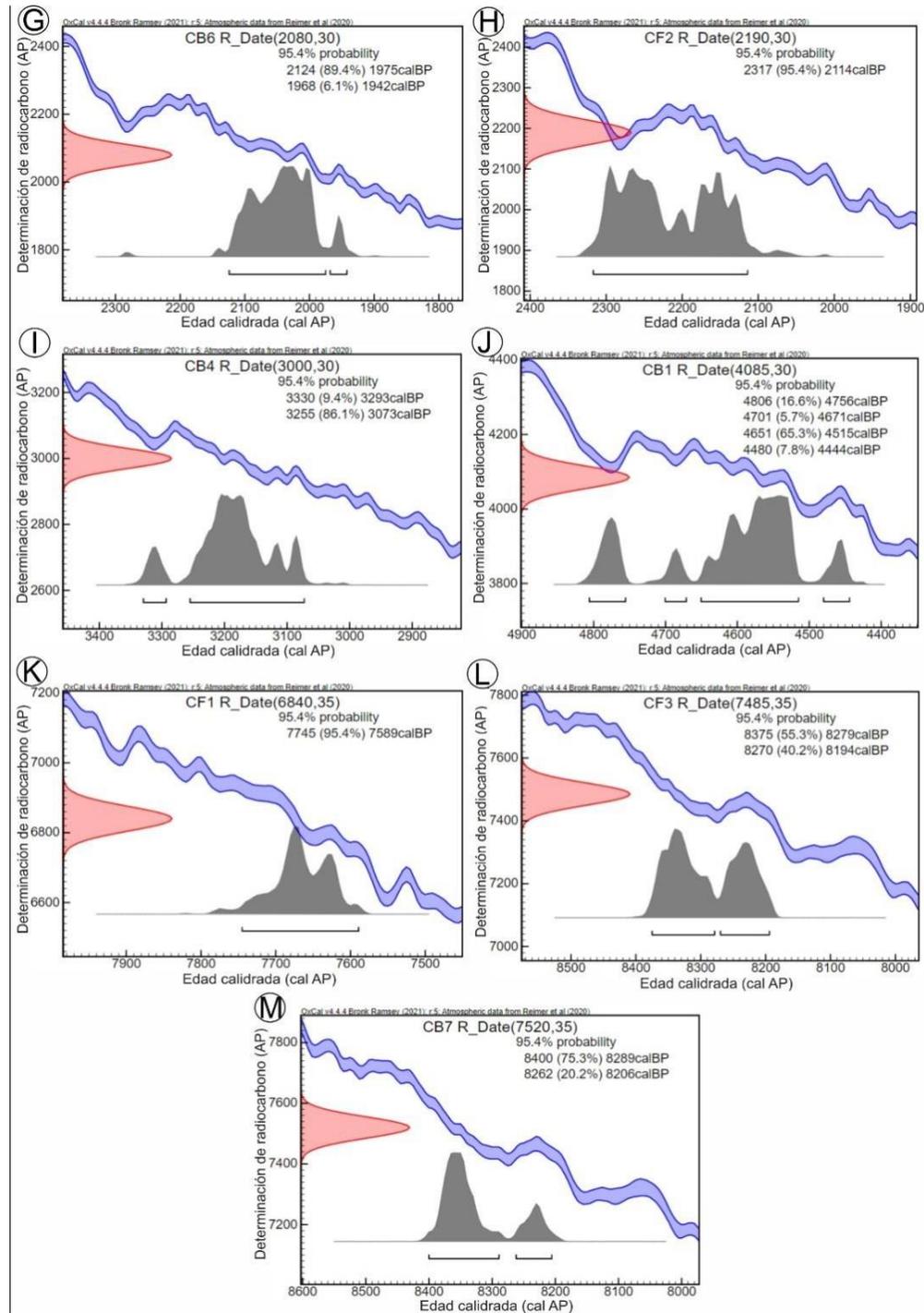
Unidad	Código de la muestra	Código LMC <sup>14</sup>	Tipo de muestra	<sup>14</sup> Ca edad AP	Rango de edad calibrada (Cal. AP)	Edad calibrada AP
Suelo	CB5	SacA53 932	Carbón	$110 \pm 30$	269 - 12	$140,5 \pm 128,5$
	CF5	SacA53 926	Carbón	$130 \pm 30$	275 - 8	$141,5 \pm 133,5$
	CB8	SacA53 929	Carbón	$185 \pm 30$	297 - 35	$166 \pm 131$
U8	CF4	SacA53 927	Carbones de paleosuelo	$330 \pm 30$	471 - 310	$390,5 \pm 80,5$
U7	CB2	SacA53 923	Carbón	$1085 \pm 30$	1059 - 930	$944,5 \pm 115,4$
	CB3	SacA53 934	Carbón	$1130 \pm 30$	1176 - 957	$1066,5 \pm 109,5$
U6	CB6	SacA53 924	Carbón	$2080 \pm 30$	2124 - 1942	$2033 \pm 91$

**Tabla 6 (continuación).** Dataciones obtenidas por el método radiométrico de  $^{14}\text{C}$  en el Laboratorio de Medición de  $^{14}\text{C}$  ( $\text{LMC}^{14}$ ) en Francia. *Edades calibradas a partir del programa OxCal 4.4 en línea (Ramsey, 2001; <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>), usando la curva de calibrado IntCal 20, calibrando las dataciones en años AP o BP, con una probabilidad del 95.4% (Fig. 45).*

Unidad	Código de la muestra	Código LMC <sup>14</sup>	Tipo de muestra	<sup>14</sup> C edad AP	Rango de edad calibrada (Cal. AP)	Edad calibrada AP
U6	CF2	SacA53 930	Suelo con microcarbones	2190 ± 30	2317 - 2114	2215,5 ± 101,5
U5	CB4	SacA53 935	Unidad de carbón	3000 ± 30	3330 - 3073	3201,5 ± 129
	W89P-A	-----	-----	2910 ± 80	3266 - 2848	3057 ± 209 Banks et al. (1997)
U4	CB1	SacA53 933	Unidad de carbón	4085 ± 30	4806 - 4444	4625 ± 181
	GA50P-3	-----	-----	3940 ± 110	4080 - 4648	4364 ± 284 Banks et al. (1997)
	G-11	-----	Unidad de carbón	4443 ± 24	5280 - 4884	5082 ± 198 (Gómez et al., 2022)
U3	GA55P-4	-----	-----	4520 ± 70	5323 - 4870	5096,5 ± 226,5 Banks et al. (1997)
	GA52P-3	-----	-----	5050 ± 220	5320 - 6283	5801,5 ± 481,5 Banks et al. (1997)
	GA40P-9	-----	-----	5200 ± 100	6201 - 5731	5966 ± 235 Banks et al. (1997)
U2	CF1	SacA53 931	Unidad de carbón	6840 ± 35	7745 - 7589	7667 ± 78
U1	CF3	SacA53 928	Unidad de carbón	7485 ± 35	8375 - 8194	8284,5 ± 90,5
	CB7	SacA53 925	Unidad de carbón	7520 ± 35	8400 - 8206	8303 ± 97



**Figura 45.** Gráficos correspondientes a las dataciones calibradas usando el programa OxCal 4.4 en línea (Ramsey, 2001; <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>), empleando resultados de <sup>14</sup>C edad AP, provenientes de unidades de carbón orgánico extraído de depósitos de CDPs, paleosuelos y suelo. **A – F.** Gráficas de calibración de las muestras CB5, CF5, CB8, CF4, CB2 y CB3. El eje Y en las gráficas representa las concentraciones de radiocarbono en año Antes del Presente (AP) o Before Present (BP) y el eje X establece los años calendario (cal AP). Por su parte, la curva de color azul muestra las mediciones de radiocarbono, la curva de color rojo registra la concentración de radiocarbono de la muestra analizada y el histograma gris establece las posibles edades para dicha muestra.



**Figura 45 (continuación).** Gráficos correspondientes a las dataciones calibradas usando el programa OxCal 4.4 en línea (Ramsey, 2001; <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>), empleando resultados de  $^{14}\text{C}$  edad AP, provenientes de unidades de carbón orgánico extraído de depósitos de CDPs y paleosuelos. **G – M.** Gráficas de calibración de las muestras CB6, CF2, CB4, CB1, CF1, CF3 y CB7. El eje Y en las gráficas representa las concentraciones de radiocarbóno en año Antes del Presente (AP) o *Before Present* (BP) y el eje X establece los años calendario (cal AP). Por su parte, la curva de color azul muestra las mediciones de radiocarbóno, la curva de color rojo registra la concentración de radiocarbóno de la muestra analizada y el histograma gris establece las posibles edades para dicha muestra.

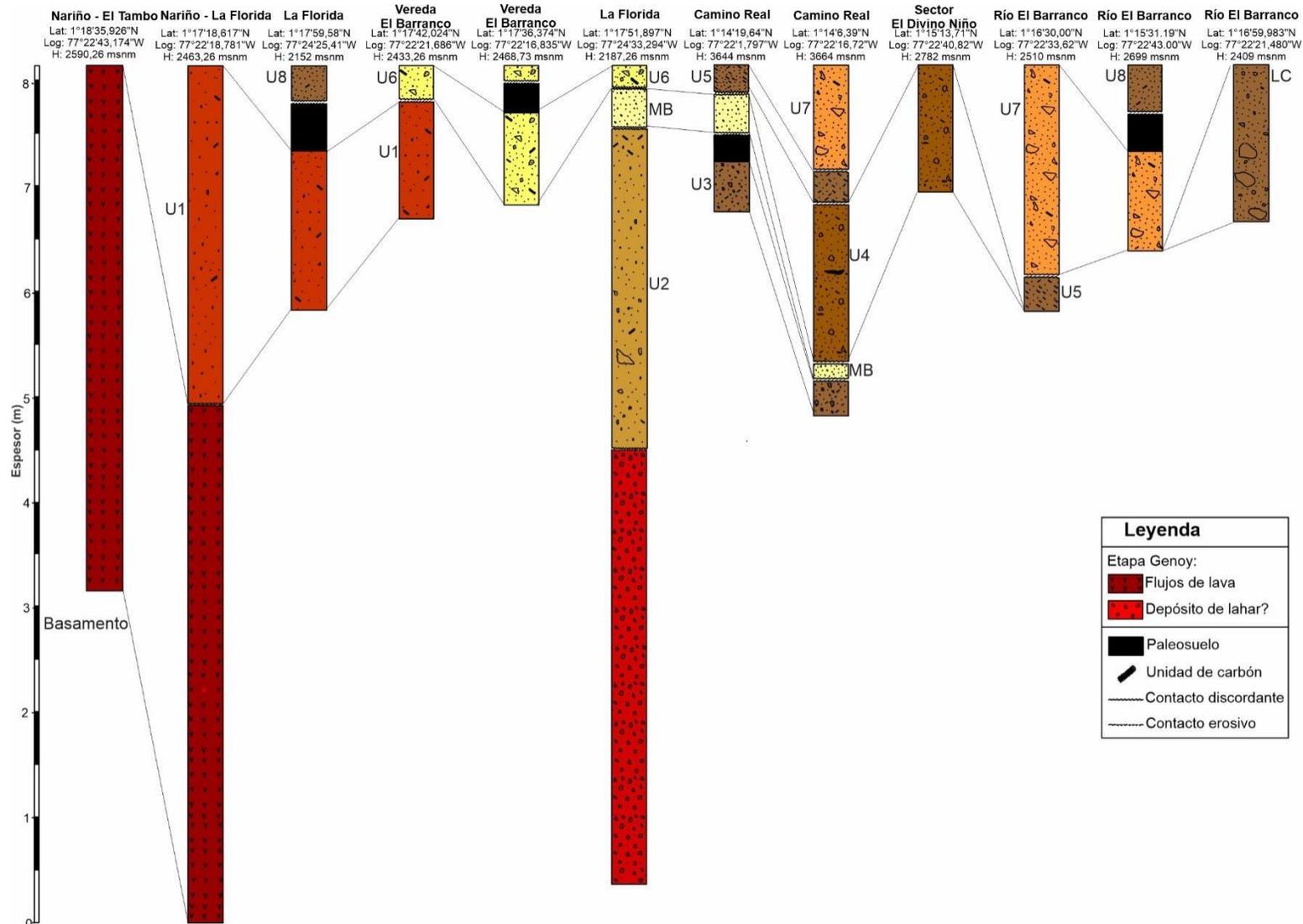
### **5.1.3 Relaciones estratigráficas**

En las labores de campo se levantaron diferentes columnas estratigráficas con el fin de caracterizar y correlacionar los depósitos volcanoclasticos aflorantes en la zona (Fig. 46). El basamento asociado a la etapa Genoy, es visible principalmente en el tramo vial que comunica las cabeceras municipales de Nariño y La Florida. Infrayaciendo a estos flujos de lava, los ocho depósitos de CDPs identificados (unidades U1 – U8), afloran de manera aleatoria en toda la microcuenca del río El Barranco. Por lo que, la secuencia estratigráfica de las unidades no es continua en ninguna de las estaciones registradas (Fig. 46). Preliminarmente, se puede sugerir que las barreras topográficas determinan las facies de los depósitos, tal y como se describió anteriormente en las unidades U1, U2 y U4.

De los depósitos de CDPs, las unidades U1, U6 y U8, se cartografiaron desde el valle del río El Barranco, hasta el centro urbano de La Florida, las unidades U3, U4, U5 y U7, están confinadas en la microcuenca y la Unidad U2, al igual que la U6, se cartografiaron también en el pueblo de La Florida, pero hacía el flanco izquierdo del río Pachindo.

Por otra parte, infrayaciendo a la unidad U4, se encuentra el nivel conocido como Marcador de Biotita (MB) (Calvache, 1990; SGC, 2015), el cual corresponde a un nivel guía en la región, puesto que este depósito marca un contraste composicional diferente a lo descrito para el volcán Galeras. Adicionalmente, un depósito de flujo de escombros (LC), se caracterizó en la vía Nariño – La Florida, el cual por correlaciones de campo se relaciona crono-estratigráficamente entre las unidades U6 y U7.

*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*



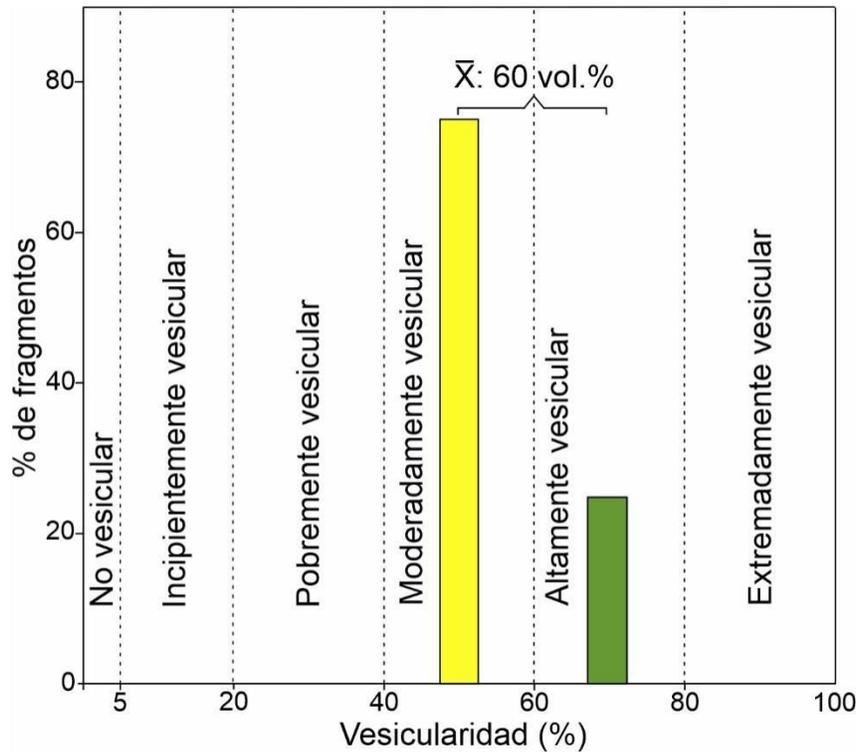
**Figura 46.** Secciones estratigráficas más representativas registradas en la microcuenca del río El Barranco. También se puede observar la representación del basamento de la zona, el cual corresponde a la etapa Genoy del CVG (Calvache et al., 1997).

## **5.2 Análisis de vesicularidad y morfológico en fragmentos de pómez**

Para analizar la vesicularidad de los fragmentos de pómez presentes en los depósitos de CDPs que afloran en la microcuenca del río El Barranco, se combinaron los resultados cuantitativos obtenidos en el análisis de vesicularidad, que siguen los parámetros establecidos por Houghton y Wilson (1989), con el estudio microtextural y/o morfológico detallado realizado a partir de imágenes de alta resolución obtenidas a través del Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). Por tanto, para cada unidad se determinó el índice y rango de vesicularidad (valores representados como medidas aritméticas porcentuales), y los resultados se complementaron con la descripción e ilustración de la forma y textura de las vesículas presentes en los diferentes fragmentos.

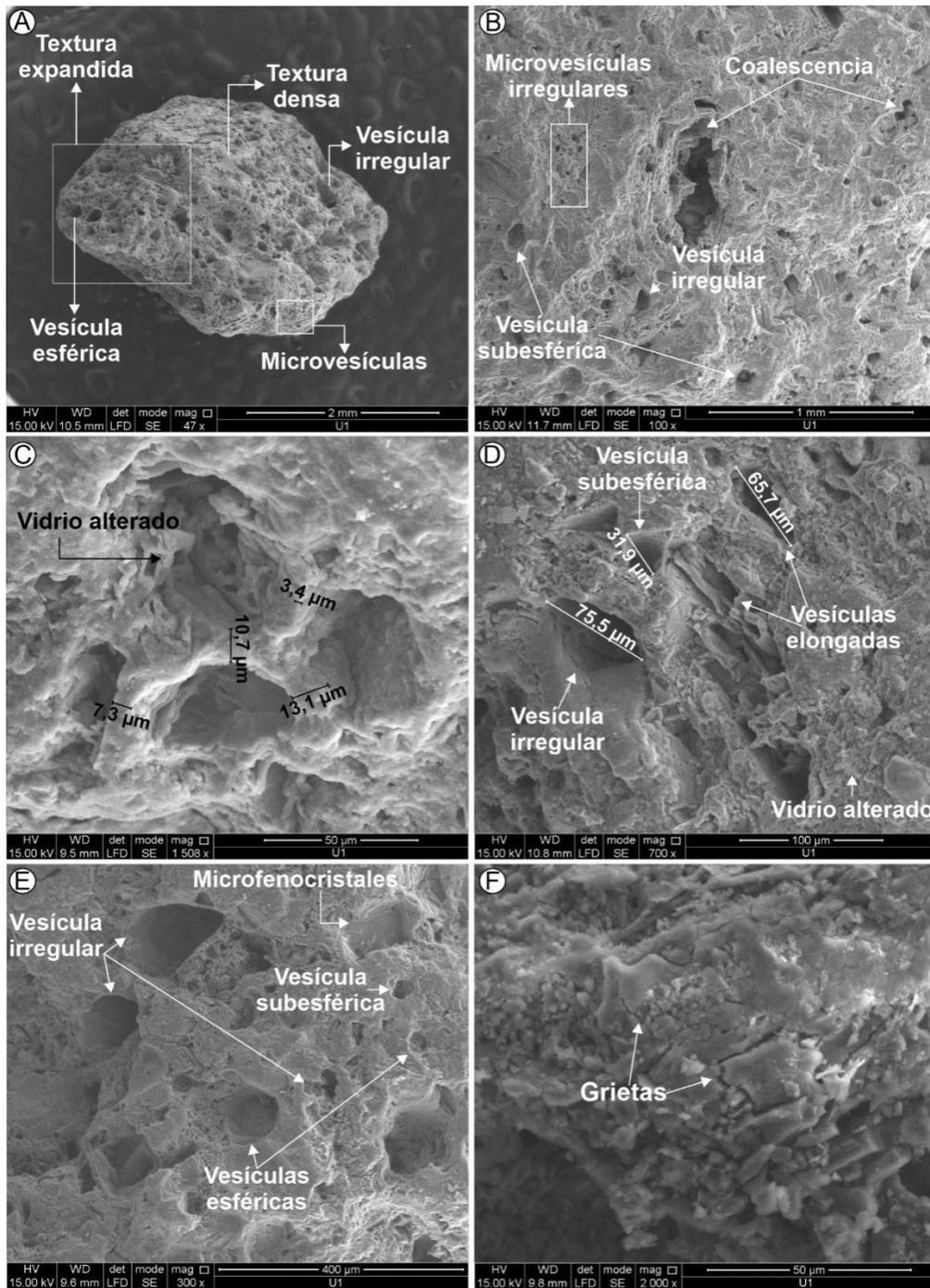
### **5.2.1 Unidad U1**

Los valores de densidad y vesicularidad obtenidos en esta unidad son heterogéneos. La densidad varía entre un rango de 0,7 a 1,2 gr/cm<sup>3</sup>, con una media de 1,1 gr/cm<sup>3</sup>. Por su parte, los valores de vesicularidad oscilan en un rango entre 55 y 71 vol.%, con un índice de vesicularidad o una vesicularidad promedio de 60 vol.%. Basándose en estos resultados, se establece que la vesicularidad de los fragmentos de pómez de la Unidad U1 se ubica entre las categorías de moderada a altamente vesicular, con un predominio de la primera categoría (Fig. 47).



**Figura 47.** Histograma de frecuencias que ilustra la vesicularidad de los fragmentos de pómez de la Unidad U1. En el gráfico se contrasta el porcentaje de fragmentos (eje y) vs. el porcentaje de vesicularidad (eje x). Además, se representa con línea discontinua, los rangos de vesicularidad propuestos por Houghton y Wilson (1989). X: Media aritmética.

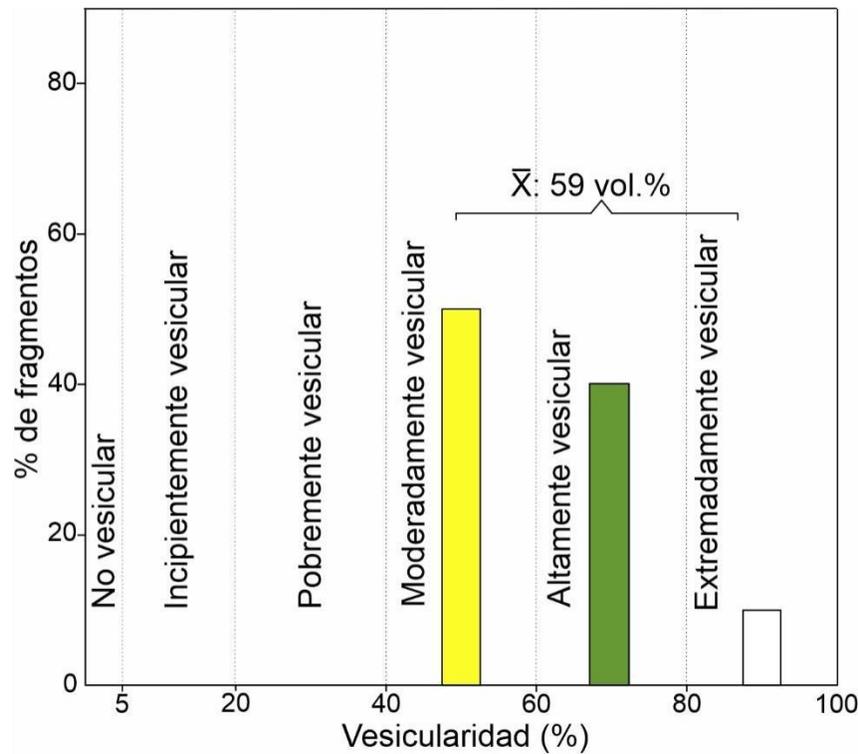
A partir de las imágenes obtenidas a través del MEB, se puede observar que los fragmentos de pómez de la Unidad U1 son de forma subangular a subredondeada, subsféricos e irregulares, muy alterados y con una moderada a alta vesicularidad. Las partes con bordes cóncavos e irregulares presentan textura expandida, y las zonas duras y lisas exhiben una textura densa (Fig. 48A). Las vesículas tienen formas heterogéneas, ya que van de irregulares, esféricas y subsféricas hasta elongadas (Fig. 48B, C, D, E). Algunas de ellas, con sus bordes irregulares, se encuentran unidas o coalescentes (Fig. 48B). La forma de las paredes vesiculares es irregular y con bordes principalmente gruesos. Todas estas vesículas presentan tamaños diferentes, puesto que se perciben desde microvesículas hasta vesículas grandes (31,9, 65,7, 75,5 y, 100,9  $\mu\text{m}$ ) (Fig. 48A, B y D). En algunos fragmentos de pómez se observan paredes lisas y cavidades con hábito tabular, asociadas a microfenocristales (Fig. 48B y E), aunque también vesículas recubiertas y rellenas por alteraciones (posiblemente arcillas) que modifican su forma (Fig. 48C). Además, se observan grietas asociadas a la deshidratación del vidrio (Fig. 48F).



**Figura 48.** Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U1. **A.** Fragmento de pómez con vesículas de diferentes formas y tamaños. Las partes con concavidades irregulares representan una textura expandida, mientras que las partes pobres en vesículas corresponden a una textura densa. **B.** Vesículas de varios tamaños con formas subesférica, irregular y coalescentes. Adicionalmente, se observan paredes tabulares y lisas correspondientes a fragmentos de microfenocristales. **C.** Ilustración del grosor de las paredes y el cambio morfológico en vesículas irregulares a causa de la alteración del vidrio. **D y E.** Ilustración de vesículas con formas irregulares, subesféricas, esféricas y elongadas. **F.** Presencia de grietas.

### 5.2.2 Unidad U2

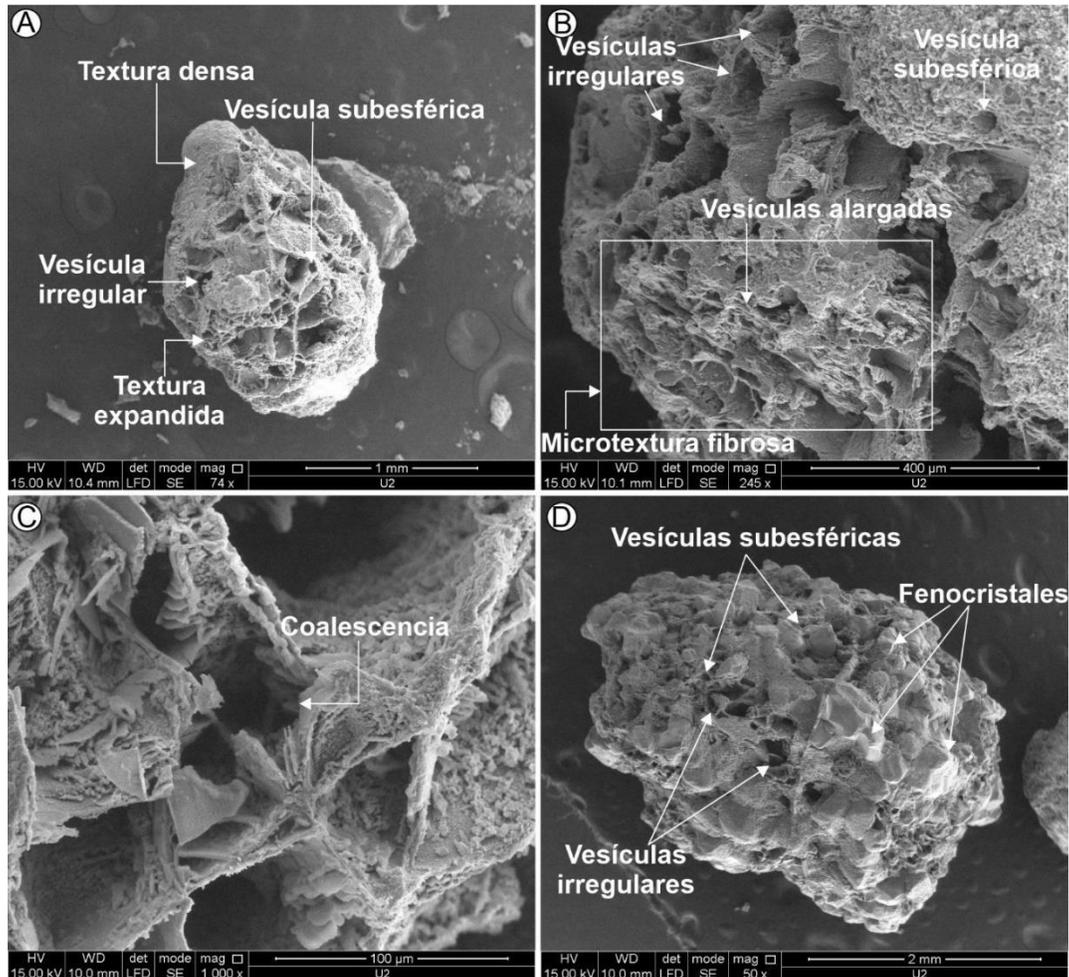
La Unidad U2 presenta resultados de densidad y vesicularidad muy heterogéneos entre sí. Los valores de densidad entre los fragmentos de pómez varían en un rango de 0,5 a 1,5 gr/cm<sup>3</sup>, con un valor promedio de 1,1 gr/cm<sup>3</sup>. Así, la vesicularidad se establece en un rango de 41 a 81 vol.%, con un índice de vesicularidad menor al de la Unidad U1, ya que es del 59 vol.%. La vesicularidad de esta unidad se cataloga entre las clases de moderada, alta y extremadamente vesicular (Fig. 48). Sin embargo, los fragmentos de pómez tienen la tendencia a ser de moderadamente vesiculados a altamente vesiculados (Fig. 49).



**Figura 49.** Histograma de frecuencias que ilustra la vesicularidad de los fragmentos de pómez de la Unidad U2. En el gráfico se contrasta el porcentaje de fragmentos (eje y) vs. el porcentaje de vesicularidad (eje x). Además, se representa con línea discontinua, los rangos de vesicularidad propuestos por Houghton y Wilson (1989). X: Media aritmética asociada al índice de vesicularidad.

Desde un punto de vista morfológico, los fragmentos de vidrio vesiculado son subredondeados, subsféricos, con bordes irregulares, muy alterados y con una vesicularidad moderada a alta (Fig. 50). En los fragmentos se logran observar texturas expandida y densa (Fig. 50A y B). Las vesículas son de forma principalmente irregular y en menor medida subsféricas y alargadas (Fig. 50A, B y D). Algunas de las vesículas se encuentran unidas, marcando un estado de coalescencia y una microtextura expandida (Fig. 50C). Las paredes

de las vesículas son irregulares, delgadas, alargadas y fibrosas, lo que exhibe una microtextura fibrosa (Fig. 50B y C). El tamaño de las vesículas es heterogéneo, ya que puede ir desde 4,9  $\mu\text{m}$  hasta 94,7  $\mu\text{m}$ . Adicionalmente, en uno de los fragmentos analizados se observa un alto contenido de fenocristales (Fig. 50D).

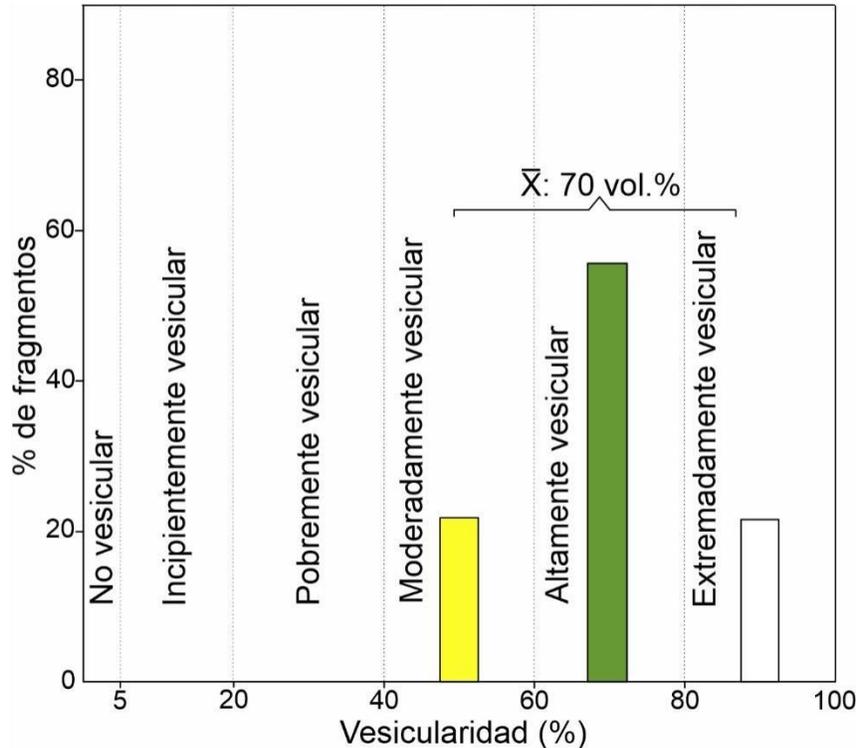


**Figura 50.** Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U2. **A.** Fragmento moderadamente vesicular con texturas en esponja y densa, y vesículas subesféricas a irregulares. **B.** Fragmento altamente vesiculado con textura fibrosa y vesículas alargadas. **C.** Estado de coalescencia entre dos vesículas, que indica microtextura expandida. **D.** Fragmento de pómez con abundantes fenocristales.

### 5.2.3 Unidad U3

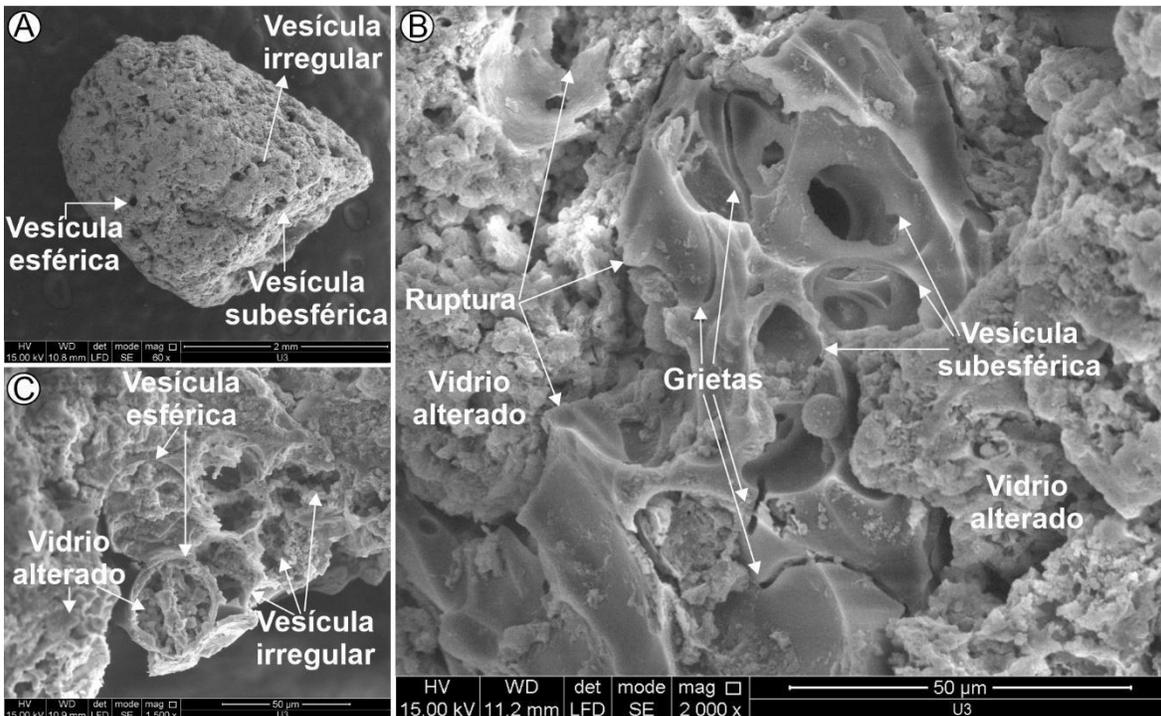
Los resultados de densidad y vesicularidad correspondientes a la Unidad U3 son muy diferentes. La densidad oscila en un rango de 0,3 a 1,5  $\text{gr}/\text{cm}^3$ , con un valor promedio de 0,8  $\text{gr}/\text{cm}^3$ , y la vesicularidad está entre 44 y 87 vol.%, con un índice de vesicularidad o vesicularidad promedio de 70 vol.%. Con base en los resultados obtenidos para la

vesicularidad, la Unidad U3 se establece dentro de las categorías de moderada, alta y extremadamente vesicular (Fig. 50). Aun así, los fragmentos de vidrio vesiculado de U3 presentan principalmente una alta vesicularidad (Fig. 51).



**Figura 51.** Histograma de frecuencias que ilustra la vesicularidad de los fragmentos de pómez de la Unidad U3. En el gráfico se contrasta el porcentaje de fragmentos (eje y) vs. el porcentaje de vesicularidad (eje x). Además, se representa con línea discontinua, los rangos de vesicularidad propuestos por Houghton y Wilson (1989). X: Media aritmética asociada al índice de vesicularidad.

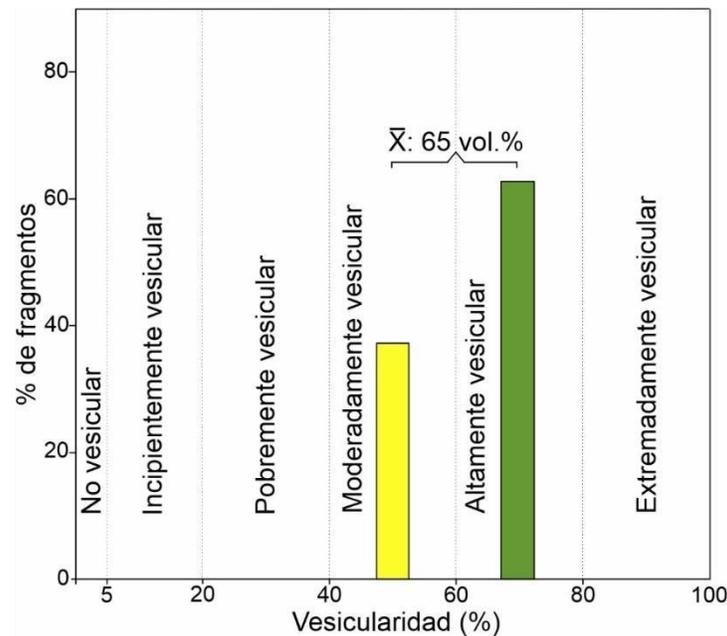
Los fragmentos de pómez analizados para esta unidad son de forma subangular a subredondeada, moderadamente esféricos, con bordes irregulares, muy alterados y con una vesicularidad moderada con vesículas heterogéneas (Fig. 52A). Las vesículas son principalmente irregulares, pero también se observan vesículas subsféricas a esféricas (Fig. 52B y C). Las paredes de las vesículas son lisas, delgadas, localmente convexas e irregulares debido a ruptura vesicular que determina una microtextura expandida (Fig. 52B). Además, en el interior y en el borde de las paredes de algunas vesículas, se observan grietas (Fig. 52B). Por otra parte, el tamaño determinado a partir del eje mayor de cada vesícula, es diverso ya que puede variar desde 3,2 hasta 17,9  $\mu\text{m}$ . Otra característica evidente es el alto grado de alteración del vidrio (Fig. 52B y C), lo que hace que la textura y forma de las vesículas, y por tanto el porcentaje de vesicularidad, se vea alterado en las fotografías tomadas con el MEB.



**Figura 52.** Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U3. **A.** Fragmento de pómez moderadamente vesiculado. **B.** Vesículas subsféricas, con grietas internas. Adicionalmente, algunas de las vesículas se encuentran rotas, lo cual se asocia a una microtextura expandida. **C.** Vesículas esféricas e irregulares recubiertas por vidrio alterado.

### 5.2.4 Unidad U4

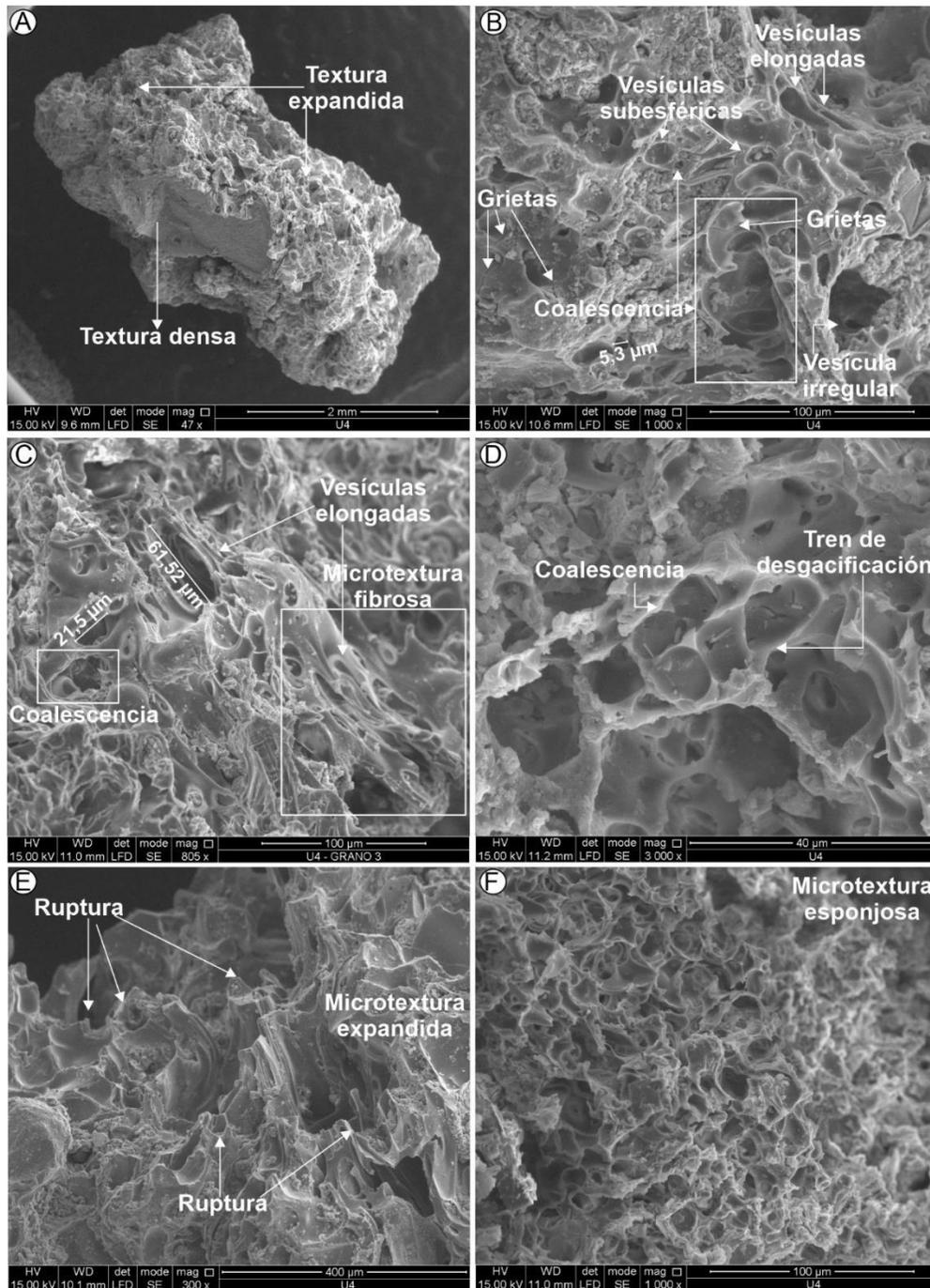
Los valores de densidad para esta unidad son heterogéneos, ya que varía entre 0,6 y 1,2 gr/cm<sup>3</sup>, con un promedio de 0,9 gr/cm<sup>3</sup>, mientras que los valores de vesicularidad son relativamente homogéneos con un rango entre 54 y 71 vol.%, y un índice de vesicularidad de 65% (Fig. 52). Así, el rango de vesicularidad de la Unidad U4 es el más corto con respecto al de las otras unidades estudiadas. Los fragmentos de vidrio vesicular de U4 se ubican en las categorías moderada y altamente vesicular, pero la mayoría de los resultados marcan un predominio hacia la categoría de altamente vesicular (Fig. 53).



**Figura 53.** Histograma de frecuencias que ilustra la vesicularidad de los fragmentos de pómez de la Unidad U4. En el gráfico se contrasta el porcentaje de fragmentos (eje y) vs. el porcentaje de vesicularidad (eje x). Además, se representa con línea discontinua, los rangos de vesicularidad propuestos por Houghton y Wilson (1989). X: Media aritmética asociada al índice de vesicularidad.

Por medio de las imágenes de alta resolución tomadas con el MEB, se determina que morfológicamente los fragmentos de pómez de la Unidad U4 son de forma subangular a subredondeada, de baja esfericidad, con bordes irregulares, moderadamente alterados y con una vesicularidad heterogénea que va de moderada a extremadamente vesicular (Fig. 54A). Las partes con un menor porcentaje de vesicularidad se asocian a una textura densa, mientras que las zonas con una alta vesicularidad corresponden a una textura expandida (Fig. 54A). La forma de las vesículas es predominantemente subsférica a elongada, y ocasionalmente irregular (Fig. 54B y C). De estas, dos o más vesículas se unieron generando coalescencia (Fig. 54B y C). Incluso en algunas imágenes se observa una cadena secuencial de vesículas unidas que representan un tren de desgasificación (cf. Cardona y Monroy, 2015) (Fig. 54D). Las paredes de las vesículas son delgadas a gruesas, alargadas, ovaladas, suaves y ocasionalmente astillosas, con concavidades dadas por ruptura vesicular (Fig. 54E). Adicionalmente, las partes presentan grietas (Fig. 54B).

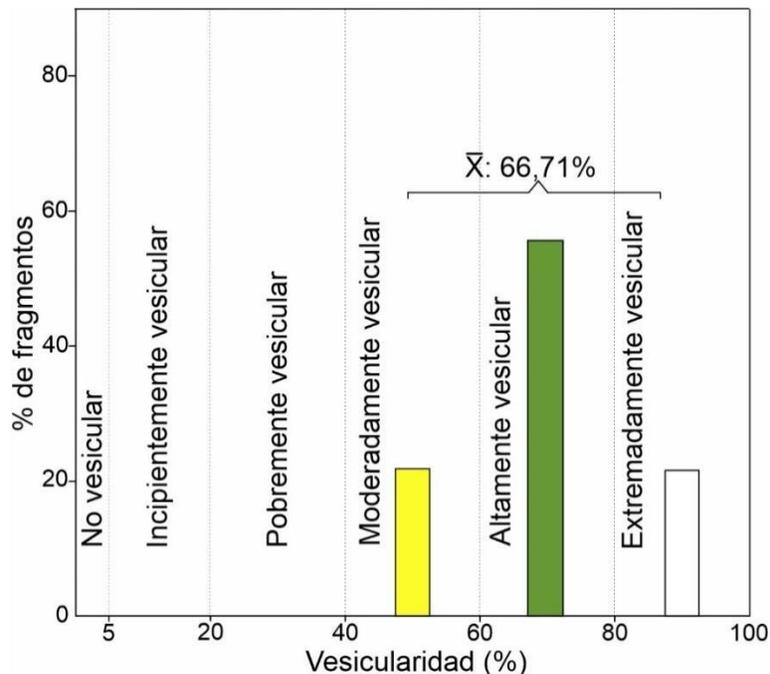
Los fragmentos tienen microtexturas en esponja, expandida y fibrosa, que se asocian a un porcentaje de vesicularidad mayor al 60 vol.% (Fig. 54C, E y F). Por otra parte, las vesículas presentan un tamaño variado que está entre 5,3 y 61,5  $\mu\text{m}$ .



**Figura 54.** Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U4. **A.** Fragmento de pómez altamente vesiculado con texturas expandida y densa. **B.** Vesículas subesféricas e irregulares con grietas internas. **C.** Vesículas elongadas asociadas a una microtextura fibrosa. **D.** Vesículas coalescentes que determinan un tren de desgasificación. **E.** Concavidades irregulares y astillosa generadas por una ruptura de vesículas que determinan una microtextura expandida. Hacia la parte derecha de la imagen se observan paredes elongadas que determinan una microtextura fibrosa. **F.** Sección altamente vesiculada correspondiente a una microtextura en esponja.

### 5.2.5 Unidad U5

La Unidad U5 muestra resultados de densidad y vesicularidad muy heterogéneos. Los valores de densidad se encuentran en un rango de 0,4 a 1,3 gr/cm<sup>3</sup>, con una media aritmética de 0,9 gr/cm<sup>3</sup>. La vesicularidad exhibe valores que oscilan entre 49 y 86 vol.%, con un índice de vesicularidad de 67 vol.% (Fig. 54). Así, los resultados de vesicularidad de la Unidad U5 van desde moderadamente vesicular a extremadamente vesicular, pero con un predominio marcado en la clase altamente vesicular (Fig. 55).

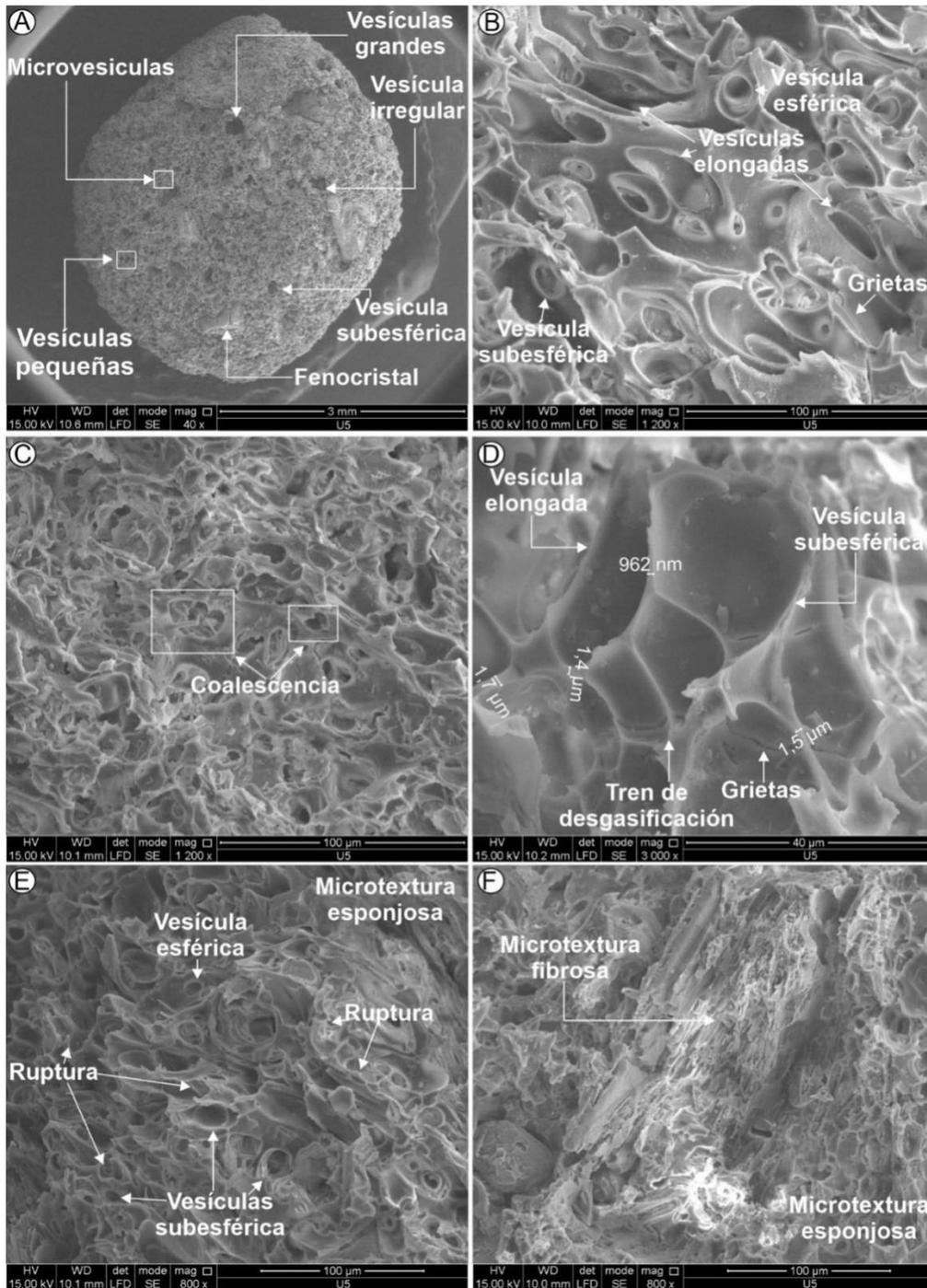


**Figura 55.** Histograma de frecuencias que ilustra la vesicularidad de los fragmentos de pómez de la Unidad U5. En el gráfico se contrasta el porcentaje de fragmentos (eje y) vs. el porcentaje de vesicularidad (eje x). Además, se representa con línea discontinua, los rangos de vesicularidad propuestos por Houghton y Wilson (1989). X: Media aritmética asociada al índice de vesicularidad.

Morfológicamente los fragmentos de vidrio vesiculado de la Unidad U5 son subredondeados, moderadamente esféricos, con bordes suavizados a irregulares, poco alterados, con fenocristales y altamente vesiculados (Fig. 56). Los fragmentos presentan vesículas con diferentes formas (Fig. 56A y B), variando principalmente de subsféricas a elongadas, y en menor medida, de esféricas a irregulares. Al igual que en las anteriores unidades, algunas de las vesículas de U5 también se encuentran unidas, exhibiendo un estado de coalescencia magmática y por tanto una microtextura expandida (Fig. 56C). Además, se puede observar la unión consecutiva de tres o más vesículas, lo cual se relaciona con un claro

ejemplo de tren de desgasificación (Fig. 56D). Las paredes de las vesículas tienen una morfología diversa ya que son suaves, alargadas, delgadas, con un espesor que varía entre 962 nm y 1,7  $\mu\text{m}$ , cóncavas e irregulares debido a rupturas en las vesículas y con grietas internas (Fig. 56B, D y E).

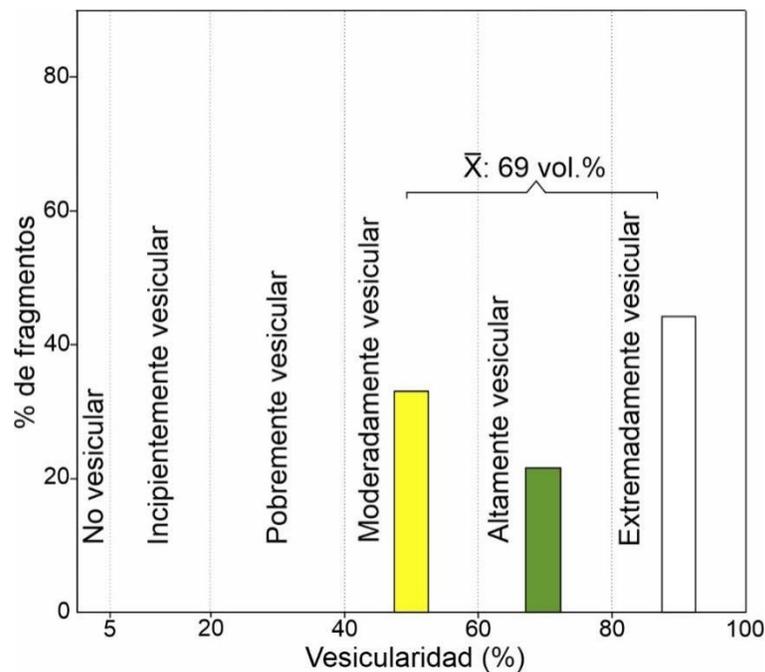
Además de la microtextura expandida, también se observan microtextura esponjosa y fibrosa (Fig. 56E y F). Adicionalmente, se establece que las vesículas presentan tres tipos de tamaños, los cuales son: vesículas grandes ( $>30 \mu\text{m}$ ), vesículas pequeñas ( $<10 \mu\text{m}$ ) y microvesículas (Fig. 56A).



**Figura 56.** Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U5. **A.** Fragmento de pómez altamente vesiculado con tres tamaños de vesículas diferentes. **B.** Vesículas heterogéneas con una forma principalmente subsférica y con grietas internas. **C.** Estado de coalescencia magmática que representa una microtextura expandida. **D.** Ilustración de un tren de desgasificación. También se observan vesículas subsféricas a elongadas con grietas internas. **E.** Sección altamente vesicular con microtextura esponjosa y ruptura de vesículas. **F.** En la parte central de la imagen se indican filamentos alargados asociados a una microtextura fibrosa, mientras que en la parte izquierda se observa microtextura esponjosa.

### 5.2.6 Unidad U6

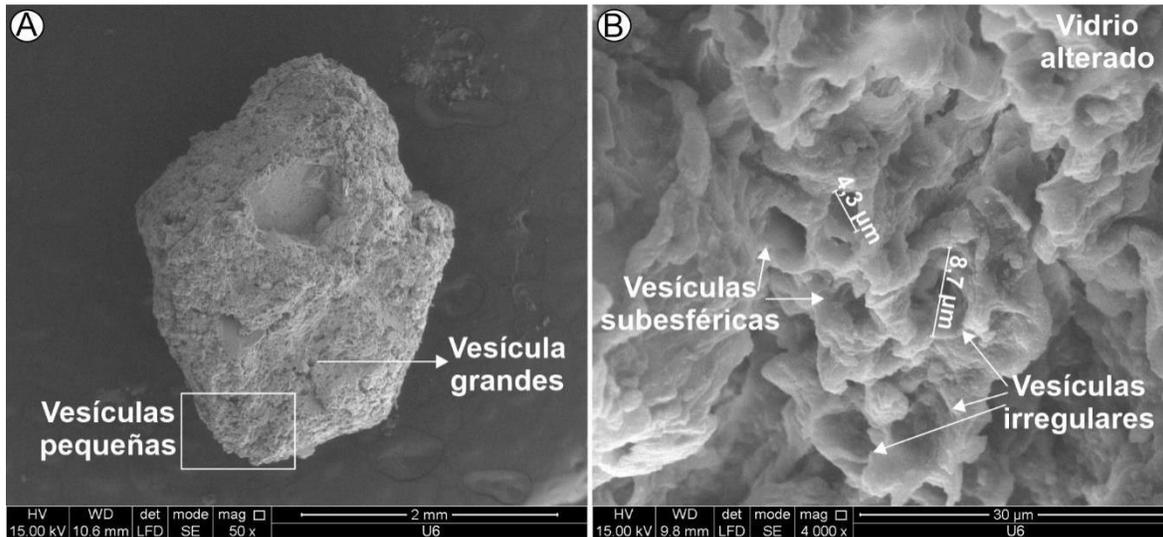
Los datos de densidad obtenidos en esta unidad son muy heterogéneos, puesto que se encuentran en un amplio rango que va de 0,3 a 1,4 gr/cm<sup>3</sup>, con una densidad media de 0,8 gr/cm<sup>3</sup>. De la misma manera, la vesicularidad también se presenta de manera muy heterogénea, ya que se establece dentro de un rango de 47 a 89 vol.%, con un índice de vesicularidad de 69 vol.% (Fig. 56). Estos resultados permiten determinar que la Unidad U6 corresponde, en términos de vesicularidad, a las categorías de moderada, alta y extremadamente vesicular, con una ligera tendencia hacia esta última clase (Fig. 57).



**Figura 57.** Histograma de frecuencias que ilustra la vesicularidad de los fragmentos de pómez de la Unidad U6. En el gráfico se contrasta el porcentaje de fragmentos (eje y) vs. el porcentaje de vesicularidad (eje x). Además, se representa con línea discontinua, los rangos de vesicularidad propuestos por Houghton y Wilson (1989). X: Media aritmética asociada al índice de vesicularidad.

A partir de imágenes MEB se pudo determinar que los fragmentos de U6 son subangulares a subredondeados, con baja esfericidad, bordes irregulares y moderados a altamente vesiculados (Fig. 58A). Las vesículas que se pudieron observar, tienen una forma irregular a subsférica (Fig. 58B). Las paredes de estas vesículas son delgadas a gruesas y muy irregulares. El tamaño es moderadamente homogéneo, ya que los fragmentos se componen principalmente de vesículas pequeñas, con diámetros mayores que varían de 4,3 a 8,7  $\mu\text{m}$ . Aun así, se observan algunas vesículas grandes con un tamaño máximo de 37,5

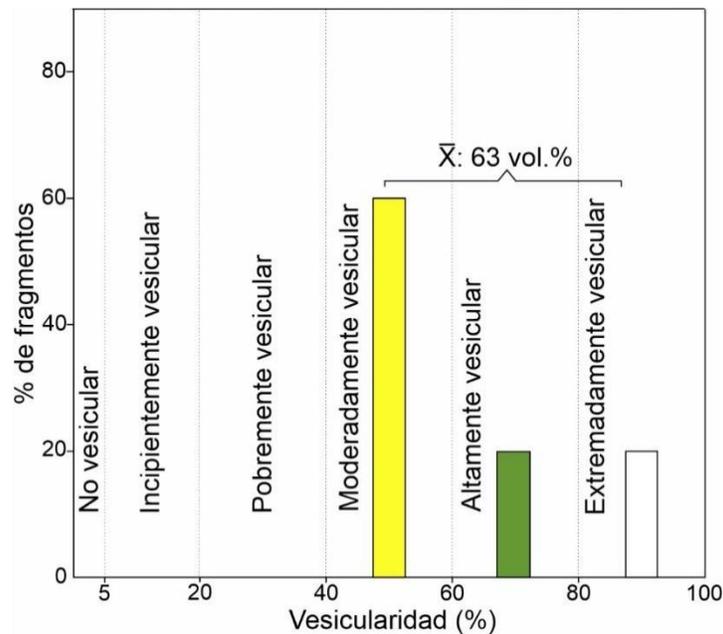
µm. Es importante mencionar que el análisis morfológico de la Unidad U6 presentó dificultades en su estudio debido a que los fragmentos de pómez se encuentran extremadamente alterados, de tal forma que muchos de estos fragmentos corresponden a agregados de arcilla.



**Figura 58.** Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U6. **A.** Fragmento de pómez moderada a altamente vesiculada con un tamaño representado principalmente por vesículas pequeñas y esporádicamente vesículas grandes. **B.** Vesículas subesféricas e irregulares en un vidrio altamente alterado.

### 5.2.7 Unidad U7

Los valores de densidad y vesicularidad de los fragmentos de pómez son muy heterogéneos. La densidad presenta un rango entre 0,3 y 1,5 gr/cm<sup>3</sup>, con un valor promedio de 0,9 gr/cm<sup>3</sup>. Por su parte, la vesicularidad se encuentra entre 43 y 88 vol.%, con un índice de vesicularidad de 63 vol.% (Fig. 59). Estos valores, permiten clasificar las pómez como moderadamente a extremadamente vesiculares, con predominio en la categoría de moderadamente vesicular (Fig. 59).

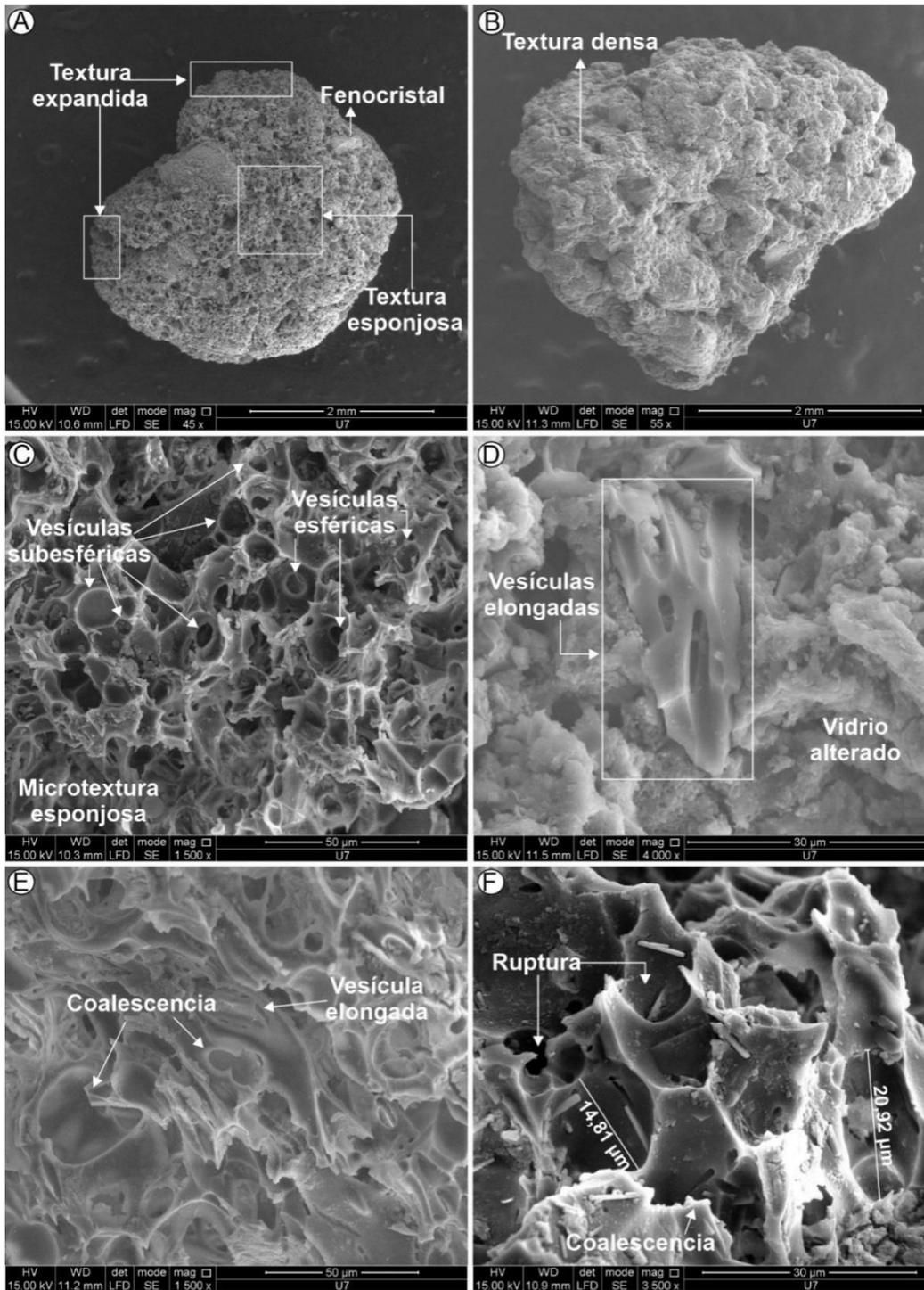


**Figura 59.** Histograma de frecuencias que ilustra la vesicularidad de los fragmentos de pómez de la Unidad U7. En el gráfico se contrasta el porcentaje de fragmentos (eje y) vs el porcentaje de vesicularidad (eje x). Además, se representa con línea discontinua, los rangos de vesicularidad propuestos por Houghton y Wilson (1989). X: Media aritmética asociada al índice de vesicularidad.

El análisis morfológico realizado por medio de las imágenes tomadas con el MEB, permite determinar que los fragmentos de pómez son subredondeados, de baja a moderada esfericidad, con bordes con concavidades e irregulares, moderadamente alterados, con fenocristales y con una vesicularidad heterogénea que va de moderada a extremadamente vesicular (Fig. 60). En estos fragmentos se observan tres texturas en esponja, expandida y densa (Fig. 60A y B). Las vesículas exhiben formas diversas donde predominan las vesículas esféricas a subsféricas y en menor medida se observan vesículas elongadas e irregulares (Fig. 60C y D). Algunas vesículas están unidas reflejando coalescencia magmática (Fig. 60E y F). Las paredes de las vesículas son convexas, delgadas, en algunas partes suaves y alargadas, mientras que en otras secciones están rotas (Fig. 60F).

Los fragmentos de vidrio también presentan microtexturas en esponja y expandida (Fig. 59E). Adicionalmente, se determinan tres tamaños de vesículas, pequeñas (<10  $\mu\text{m}$ ), medianas (10 – 30  $\mu\text{m}$ ) y grandes (>30  $\mu\text{m}$ ), siendo las vesículas pequeñas y medianas las que más predominan.

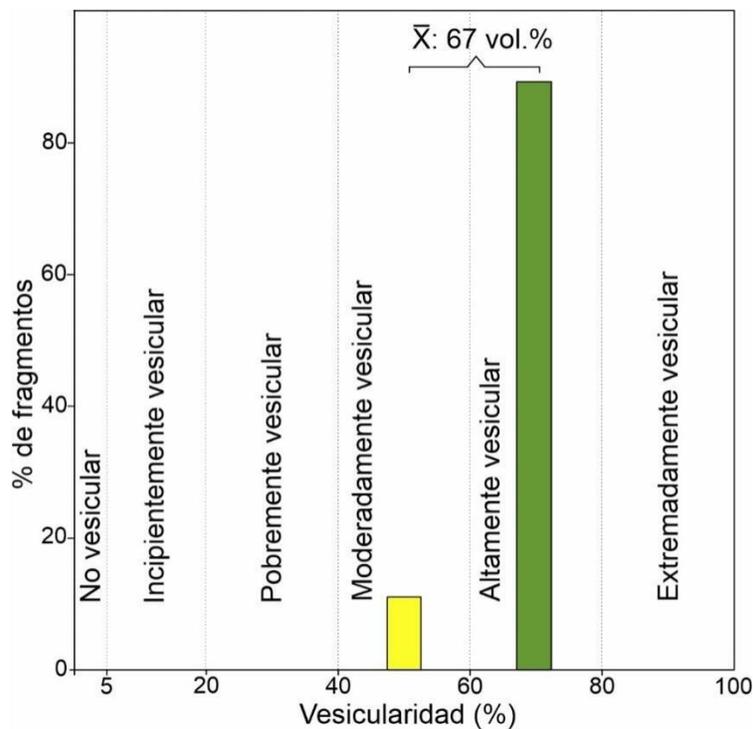
En la Unidad U7, al igual que en las unidades anteriores, el grado de alteración del vidrio enmascara la forma de las vesículas (Fig. 60B).



**Figura 60.** Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U7. **A.** Fragmento de pómez extremadamente vesicular con texturas expandida y esponjosa. **B.** Fragmentos de pómez pobre a moderadamente vesicular con textura densa. **C.** Vesículas esféricas a subesféricas que componen una microtextura en esponja. **D.** Vidrio alterado en el que aún se logran ver vesículas elongadas. **E.** Coalescencia magmática por unión vesicular. **F.** Ruptura de las paredes vesiculares. La coalescencia de vesículas y la ruptura de parecen corresponden a una microtextura expandida.

### 5.2.8 Unidad U8

La Unidad U8 tiene valores de densidad heterogéneos y de vesicularidad relativamente homogéneos. La densidad se establece dentro de un rango de 0,6 a 1,3 gr/cm<sup>3</sup>, con un promedio de 0,9 gr/cm<sup>3</sup>. Por el contrario, la vesicularidad exhibe un rango moderadamente estrecho, ya que los datos obtenidos se encuentran dentro de 52 a 78 vol.%, con un índice de vesicularidad de 67 vol.% (Fig. 60). A partir del rango de vesicularidad se determina que los fragmentos de pómez de la Unidad U8 son de moderados a altamente vesiculados, con una marcada tendencia en la categoría de altamente vesicular (Fig. 60).

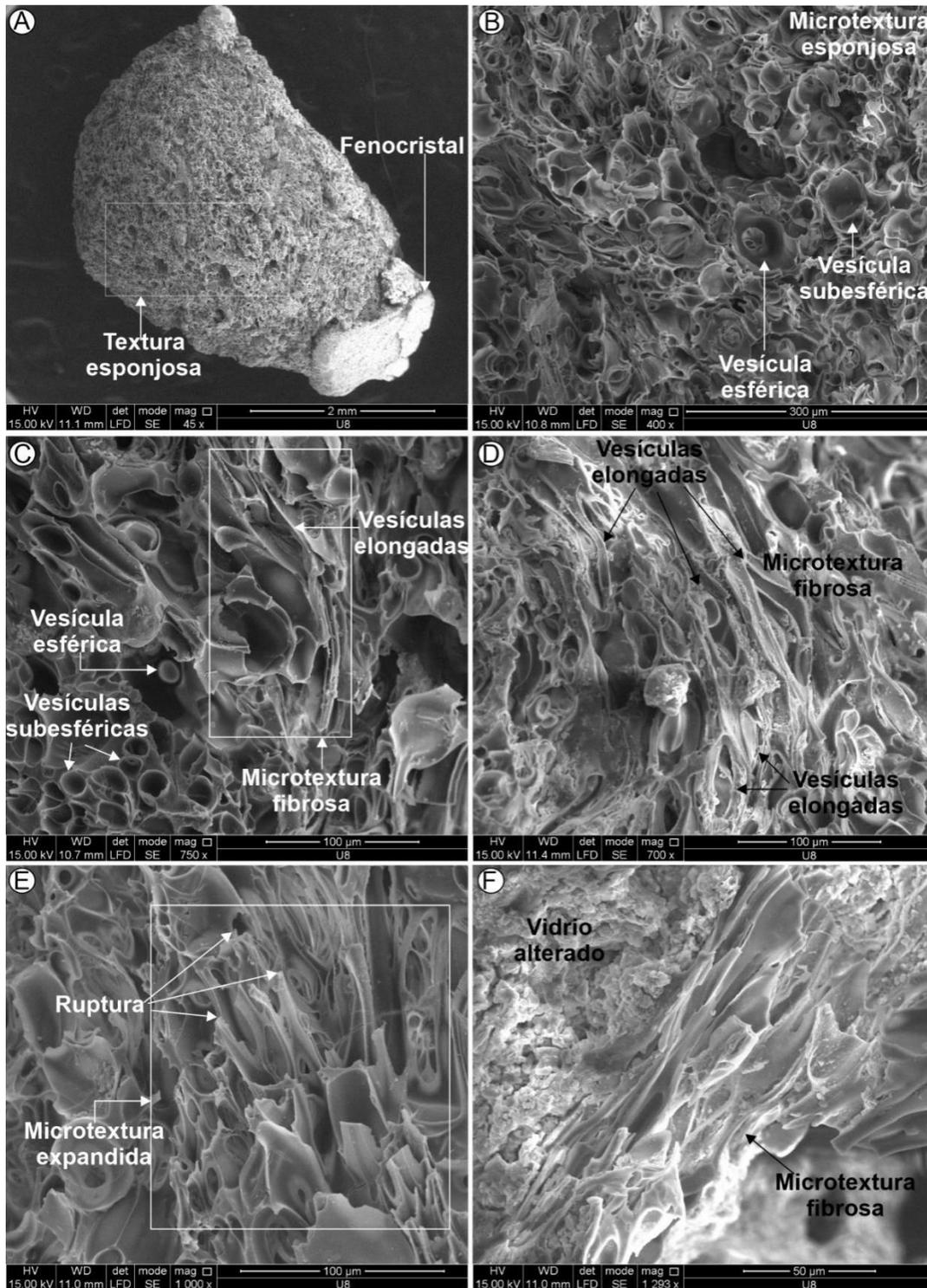


**Figura 61.** Histograma de frecuencias que ilustra la vesicularidad de los fragmentos de pómez de la Unidad U8. En el gráfico se contrasta el porcentaje de fragmentos (eje y) vs. el porcentaje de vesicularidad (eje x). Además, se representa con línea discontinua, los rangos de vesicularidad propuestos por Houghton y Wilson (1989). X: Media aritmética asociada al índice de vesicularidad.

Los fragmentos de pómez de la Unidad U8 analizados bajo el MEB, son subangulares a subredondeados, subsféricos, con bordes irregulares, moderadamente alterados, con fenocristales y altamente vesiculados (Fig. 62A). En algunos fragmentos la vesicularidad llega el 80 vol.%, llegando a presentar textura esponjosa (Fig. 62A). Las vesículas son de diferentes formas (Fig. 62B y C), principalmente subsféricas y elongadas, pero también se pueden ver pequeñas vesículas esféricas. Las paredes de las vesículas son de diversa

*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*

morfología, variando de suaves y delgadas como filamentos elongados a paredes astillosas, cóncavas, convexas e incluso rotas (Fig. 62C y D). La abundancia de las vesículas y la forma de sus paredes, hace que en los fragmentos se observen microtextura expandida, en esponja y fibrosa. Finalmente, el tamaño de las vesículas es heterogéneo, sin embargo, la mayoría está en un rango de medianas (10 – 30  $\mu\text{m}$ ) a grandes ( $>30 \mu\text{m}$ ).



**Figura 62.** Fotografías de alta resolución en fragmentos de pómez de la Unidad U8. **A.** Fragmento de pómez altamente vesiculado con textura esponjosa. **B.** Vesículas esféricas a subsféricas con microtextura esponjosa. **C y D.** Vesículas esféricas a elongadas con microtextura fibrosa. **E.** Microtextura expandida dada por la ruptura de las paredes vesiculares. **F.** Vidrio alterado en el que aún se puede observar vesículas elongadas que determinan una microtextura fibrosa.

### **5.3 Análisis de componentes**

Para los depósitos de las Unidades U1 – U8 se analizaron alrededor de 200 fragmentos en los tamaños de 0 y -1 phi (1 y 2 mm). Así, siguiendo lo establecido y descrito en la metodología, se clasificaron los fragmentos en tres grupos: 1) fragmentos juveniles/accesorios (fragmentos volcánicos), 2) cristales libres, y 3) fragmentos accidentales. De estos grupos, se identificaron los tipos específicos de fragmentos volcánicos (pómez y líticos volcánicos), de cristales y de líticos accidentales, respectivamente. Igualmente, los líticos volcánicos se subdividieron en líticos volcánicos frescos y líticos volcánicos alterados. Así, los resultados obtenidos permitieron caracterizar composicionalmente los depósitos y contribuir en la asociación o clasificación específica con algún tipo de CDP.

#### **5.3.1 Unidad U1**

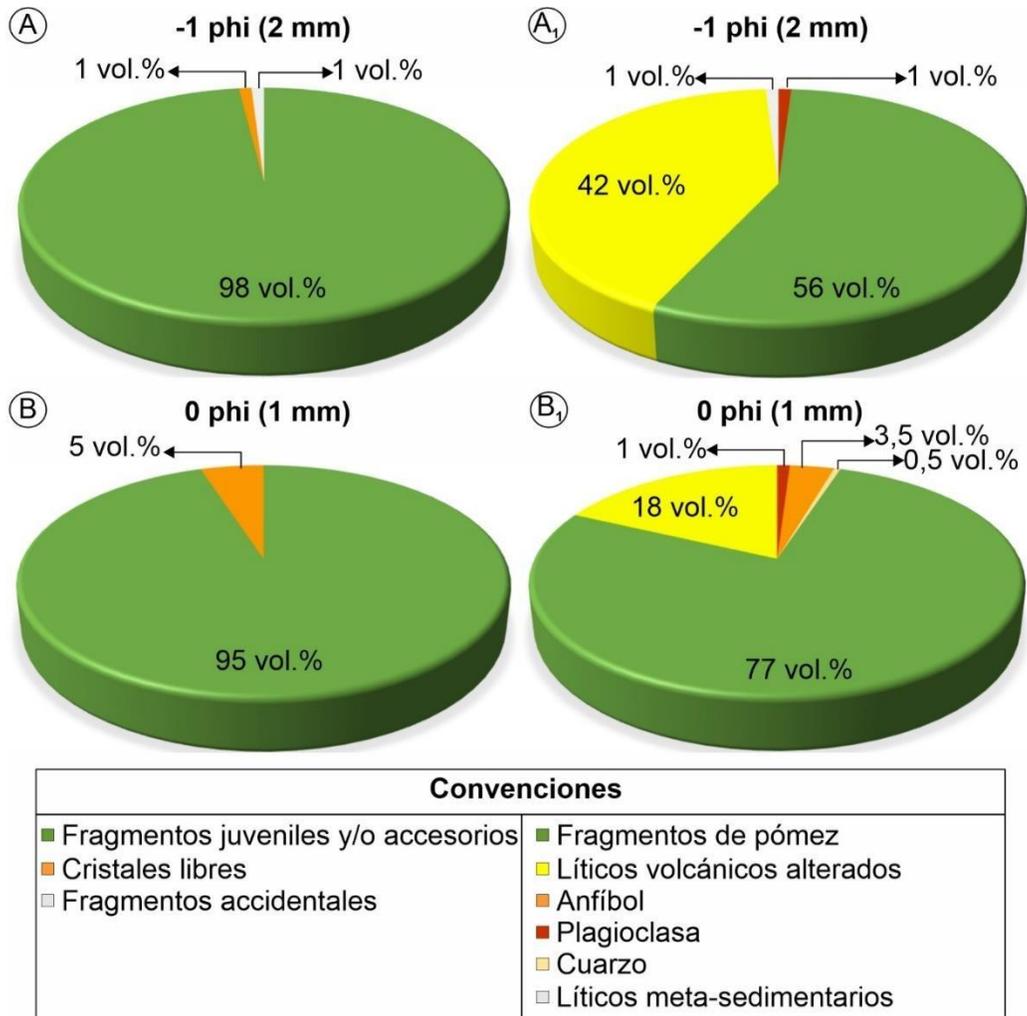
En la Unidad U1, la mayoría de los fragmentos analizados corresponden a fragmentos volcánicos juveniles y/o accesorios (95 – 98 vol.%), mientras que en menor proporción se tienen cristales libres (1 – 5 vol.%) y líticos accidentales (1 vol.%) (Fig. 63A y B).

Los fragmentos volcánicos juveniles y/o accesorios se componen de fragmentos de pómez y líticos volcánicos alterados. Existe una mayor cantidad de fragmentos de pómez (56 – 77 vol.%), que de líticos volcánicos alterados (18 – 42 vol.%) (Fig. 63A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Los fragmentos de pómez son moderadamente a extremadamente alterados, de color blanco y con fenocristales de anfíbol (Fig. 64A). Los líticos volcánicos alterados son en su totalidad de tonalidades rojizas (Fig. 64B).

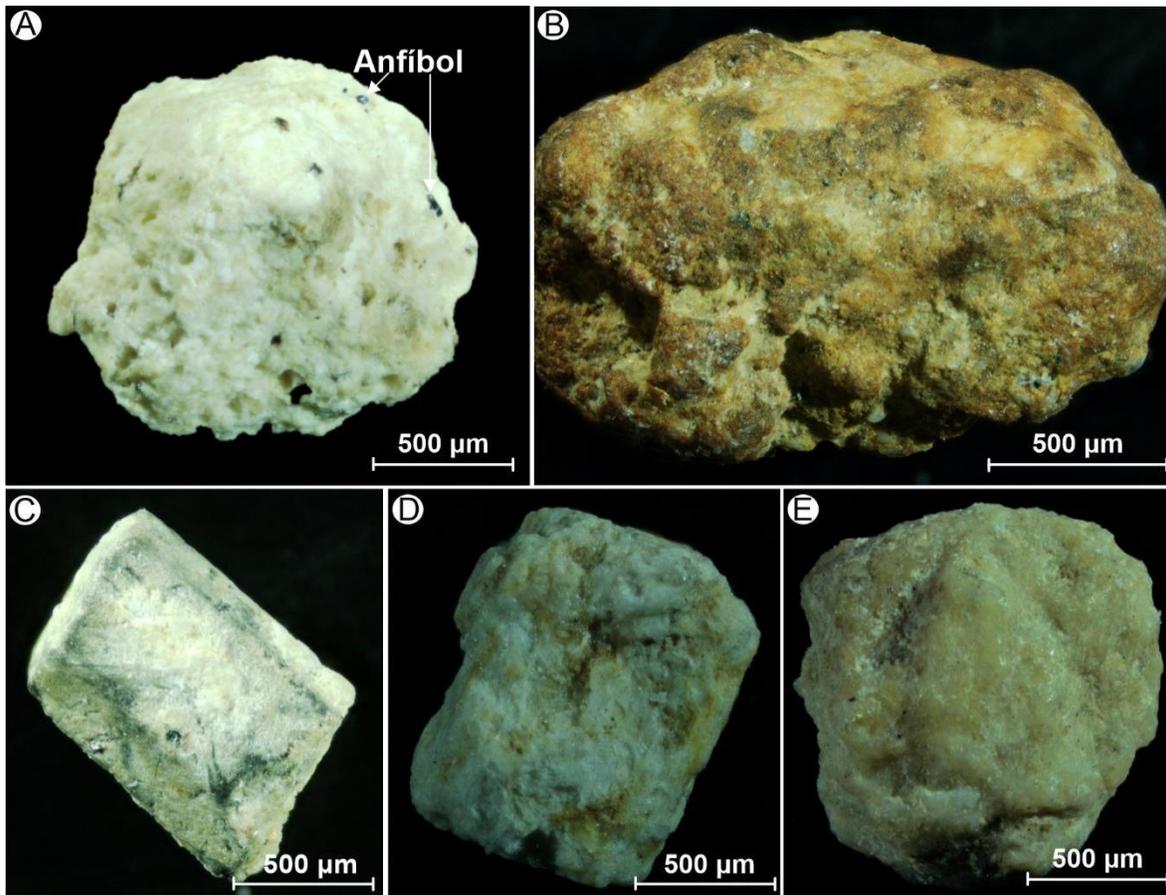
Con respecto a los cristales libres, se observa una menor concentración en el tamaño de -1 phi (1 vol.%), que en el tamaño de 0 phi (5 vol.%) (Fig. 63A y B). Estos corresponden a cristales de anfíbol (3,5 vol.%), plagioclasa (1 vol.%) y cuarzo (0,5 vol.%) (Fig. 63A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Los cristales libres de anfíbol tienen hábito prismático, color negro y un recubrimiento de color blanco dado por la alteración a clorita (Fig. 64C). Los cristales de plagioclasa son de hábito tabular, color blanco y están moderadamente oxidados (Fig. 64D). Los cristales de

cuarzo son irregulares y principalmente traslúcido, pero con impurezas anaranjadas que indican alteración (Fig. 64E).

Por su parte, los líticos accidentales solo se encuentran en el tamaño de -1 phi (1 vol.%) (Fig. 63A y A<sub>1</sub>), y se relacionan con líticos meta-sedimentarios subangulares, de color negro, levemente foliados.



**Figura 63.** Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U1. **A y B.** Diagramas generales de componentes asociados a los tamaños -1 y 0 phi. En estos se contrasta la distribución de tres componentes principales: los fragmentos juveniles y/o accesorios, los cristales libres y los fragmentos accidentales. **A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>.** Diagramas de composición que representan la división detallada de los fragmentos identificados en -1 y 0 phi.



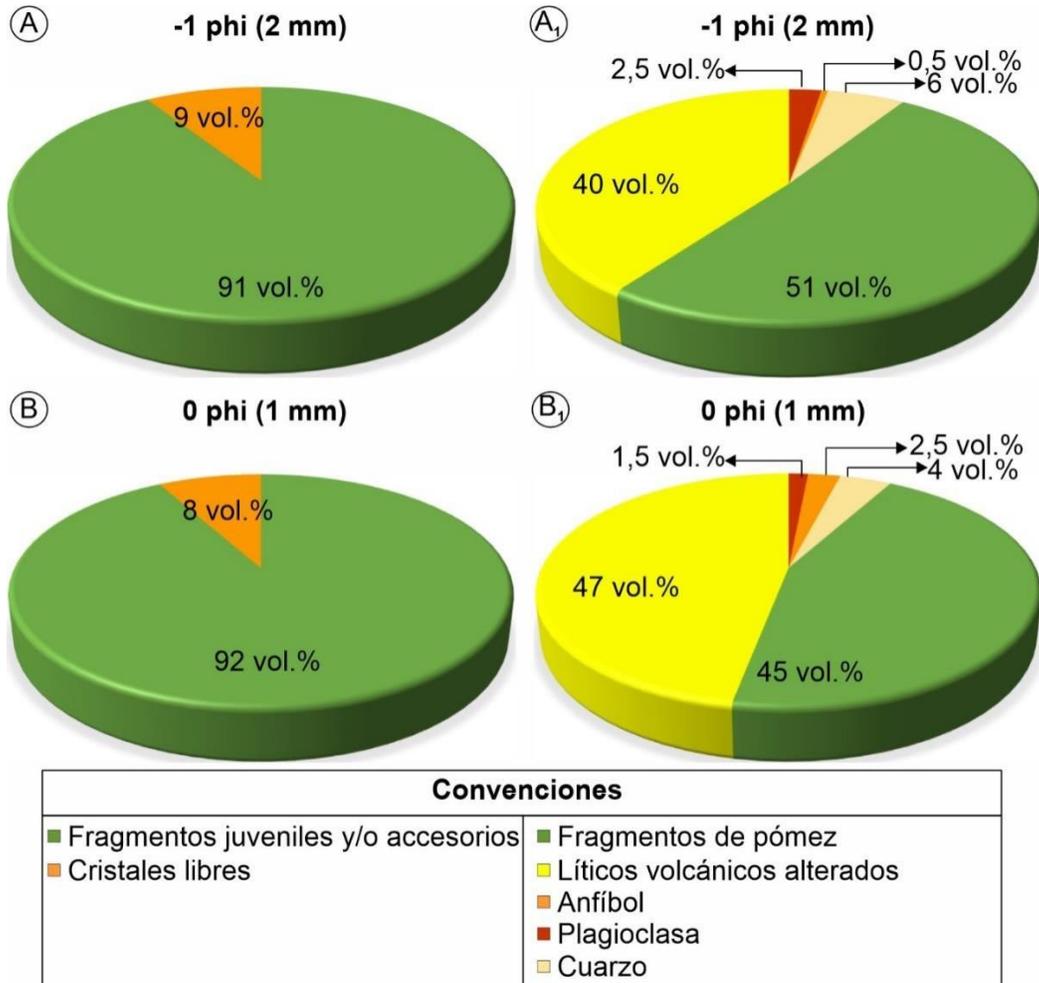
**Figura 64.** Fotografías de los fragmentos que componen a la Unidad U1 en el tamaño de 0 phi. **A.** Fragmento de pómez con microfenocristales de anfíbol. **B.** Lítico volcánico alterado de color rojizo. **C.** Hornblenda alterándose a clorita. **D.** Plagioclasa. **E.** Cuarzo.

### 5.3.2 Unidad U2

Esta unidad se compone principalmente de fragmentos juveniles y/o accesorios (91 – 92 vol.%), y en menor proporción por cristales libres (8 – 9 vol.%) (Fig. 65A y B). Al igual que la Unidad U1, los fragmentos juveniles y/o accesorios corresponden a fragmentos de pómez y líticos volcánicos alterados. No obstante, a diferencia de U1, las proporciones de estos componentes son variable en -1 y 0 phi. En la fracción de -1 phi, los fragmentos de pómez representan 51 vol.% de los componentes, por tanto, son predominantes con respecto a los líticos volcánicos alterados que equivalen al 40 vol.% (Fig. 65A<sub>1</sub>). En la fracción de 0 phi (1 mm), esta relación cambia, evidenciándose una disminución en el contenido de fragmentos de pómez (45 vol.%), y un incremento de líticos volcánicos (47 vol.%) (Fig. 65B<sub>1</sub>). Los fragmentos de pómez son pobremente a extremadamente alterados y de color amarillo crema (Fig. 66A). Por su parte, los líticos volcánicos alterados están conformados

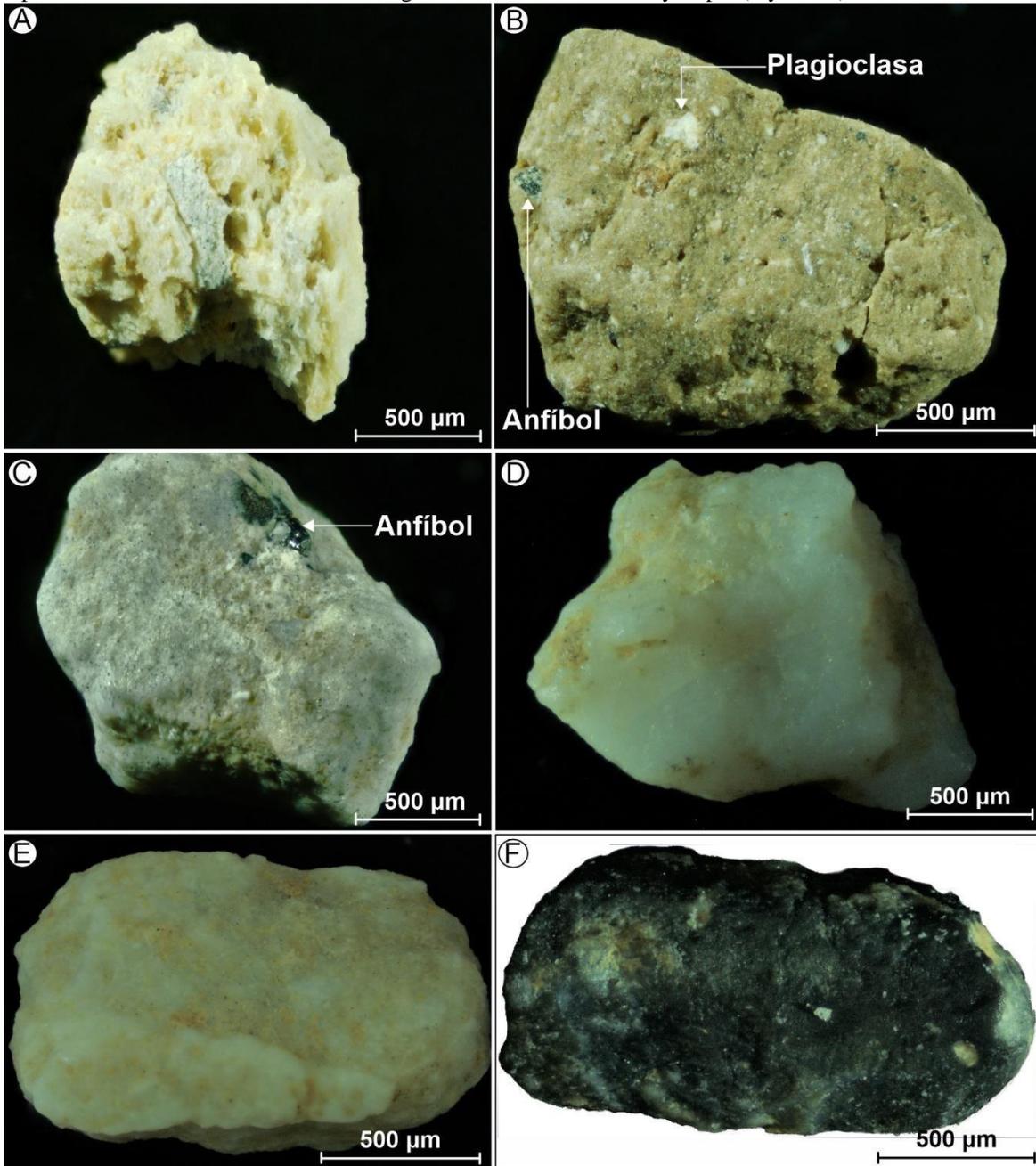
por dos grupos: 1) lítico volcánico alterado con fenocristales de anfíbol y plagioclasa embebidos en una masa fundamta de color marrón (Fig. 66B), y 2) líticos volcánicos alterados con fenocristales de anfíbol contenidos en una masa fundamental de color gris (Fig. 66C).

Los cristales libres de la Unidad U2 no presentan un rango proporcional variable entre los tamaños de 0 y -1 phi (Fig. 65A y B). Los cristales se conforman por cuarzo (4 – 6 vol.%), plagioclasa (1,5 – 2,5 vol.%) y anfíbol (0,5 – 2,5 vol.%) (Fig. 65A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Los cristales de cuarzo son irregulares y de color blanco a translucido, con algunas tonalidades de naranja (Fig. 66D). Los cristales de plagioclasa son irregulares, tabulares, de color blanco y moderadamente oxidados (Fig. 66E). Finalmente, los cristales de anfíbol tienen hábito tabular y color negro (Fig. 66F).



**Figura 65.** Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U2. **A y B.** Diagramas generales de componentes asociados a los tamaños 0 y -1 phi (1 y 2 mm). En estos se contrasta la distribución de tres componentes principales: los fragmentos juveniles y/o accesorios, los cristales libres y los fragmentos

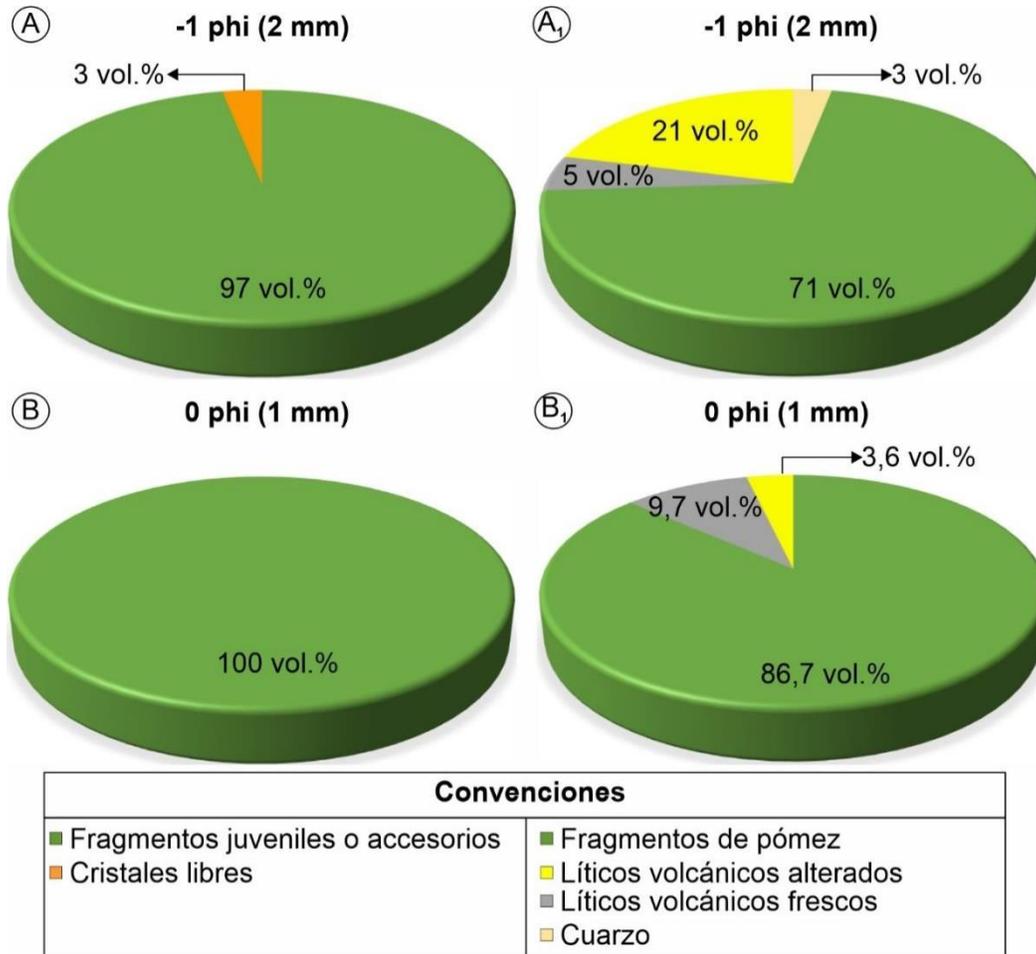
accidentales; así, se puede observar la ausencia de estos últimos. **A<sub>1</sub>** y **B<sub>1</sub>**. Diagramas de composición que representan la división detallada de los fragmentos identificados en 0 y -1 phi (1 y 2 mm).



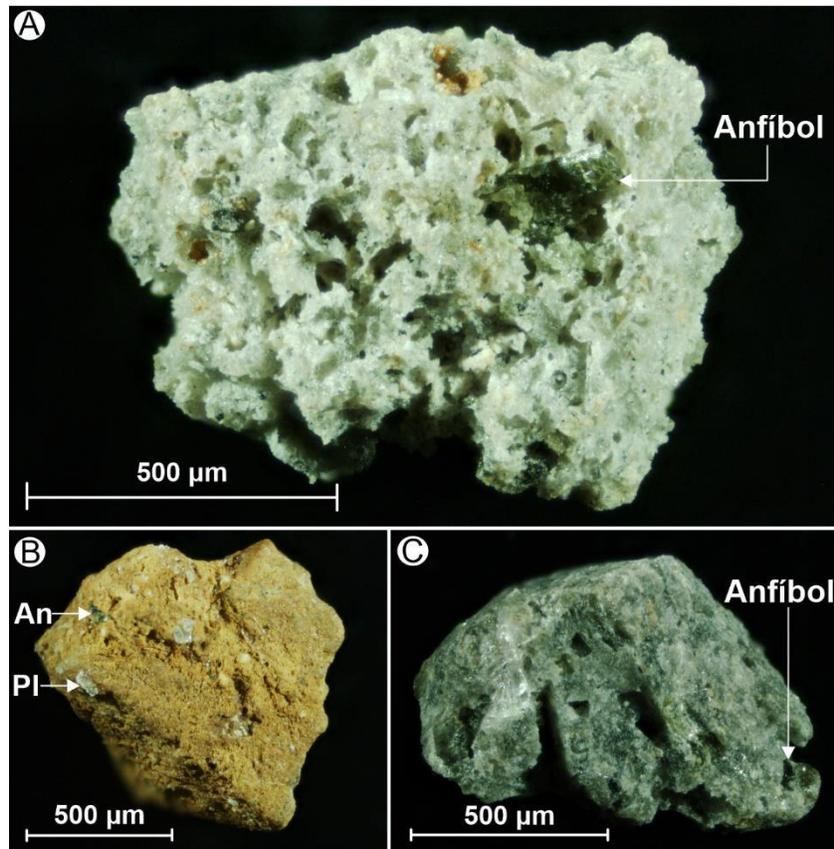
**Figura 66.** Fotografías de los fragmentos que componen a la Unidad U2 en el tamaño de 0 phi (1 mm). **A.** Fragmento de pómez. **B.** Lítico volcánico alterado con fenocristales de anfíbol y plagioclasa rodeados por una masa fundamental de color marrón. **C.** Lítico volcánico alterado con fenocristales de anfíbol en una masa fundamental de color gris. **D.** Plagioclasa. **E.** Cuarzo. **F.** Anfíbol.

### 5.3.3 Unidad U3

Los resultados obtenidos bajo la lupa binocular indican que la Unidad U3 se compone de fragmentos juveniles y/o accesorios (97 – 100 vol.%), y cristales libres (3 vol.%) (Fig. 67A y B). En la fracción de 0 phi, los componentes analizados corresponden en su totalidad a fragmentos juveniles y/o accesorios. Así, los cristales libres solo se observaron en el tamaño de -1 phi (Fig. 67A y B). Los fragmentos juveniles y/o accesorios están compuestos en su mayoría por fragmentos de pómez (71 – 87 vol.%), y en menor proporción por líticos volcánicos alterados (4 – 21 vol.%) y líticos volcánicos frescos (5 – 10 vol.%) (Fig. 67A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Los fragmentos de pómez tienen un grado de alteración que va de moderado a alto, color blanco y fenocristales de anfíbol (Fig. 68A). Los líticos volcánicos alterados con respecto a los líticos volcánicos frescos exhiben una proporción superior en -1 phi, sin embargo, en 0 phi esta distribución cambia, ya que se observa una mayor cantidad de líticos volcánicos frescos (Fig. 67A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Los líticos volcánicos alterados contienen fenocristales de plagioclasa y anfíbol rodeados de una masa fundamental de color naranja (Fig. 68B), mientras que en los líticos volcánicos frescos se observan fenocristales de anfíbol envueltos en una masa fundamental de color verde grisáceo (Fig. 68C). Por otra parte, los cristales libres corresponden únicamente a cristales de cuarzo irregular, de color blanco traslucido.



**Figura 67.** Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U3. **A y B.** Diagramas generales de componentes asociados a los tamaños -1 y 0 phi. En estos se contrasta la distribución de tres componentes principales: los fragmentos juveniles y/o accesorios, los cristales libres y los fragmentos accidentales; así, se puede observar la ausencia de estos últimos. **A1 y B1.** Diagramas de composición que representan la división detallada de los fragmentos identificados en -1 y 0 phi.

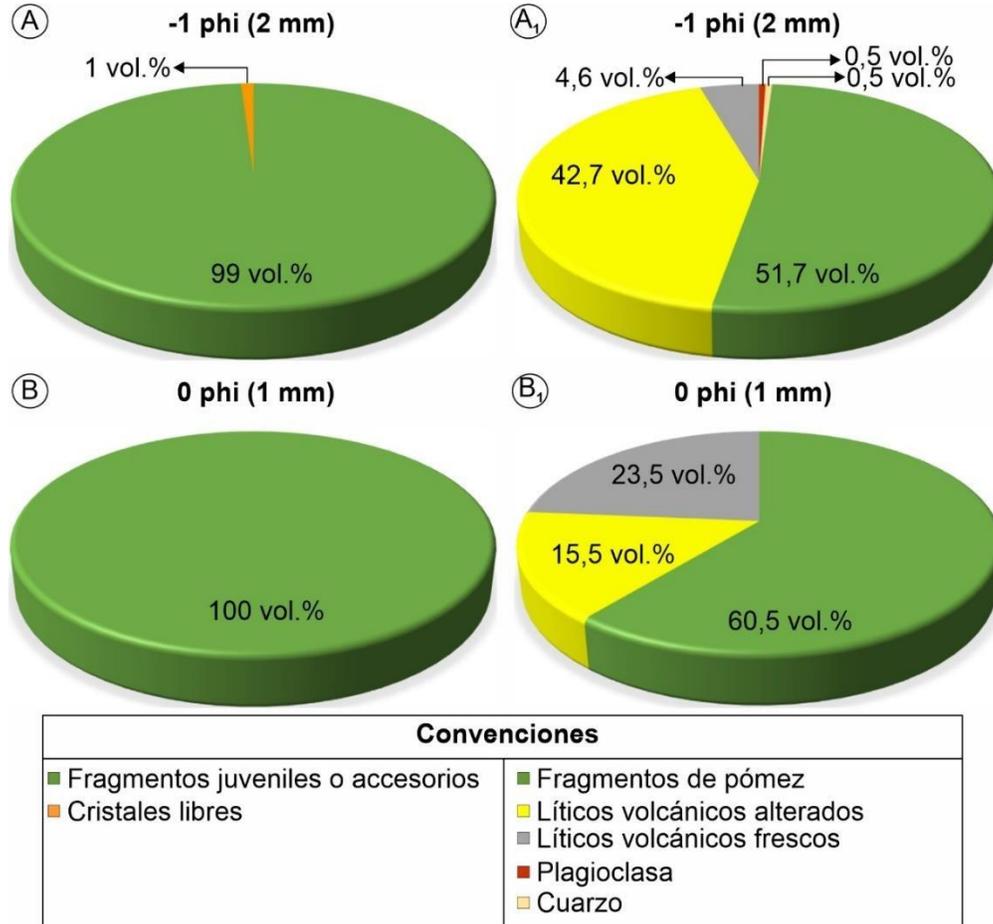


**Figura 68.** Fotografías de los fragmentos que componen a la Unidad U3 en el tamaño de 0 phi. **A.** Fragmento de pómez. **B.** Lítico volcánico alterado con fenocristales de anfíbol (An) y plagioclasa (Pl), rodeados por una masa fundamental de color naranja. **C.** Lítico volcánico fresco con fenocristales de anfíbol en una masa fundamental de color verde grisácea.

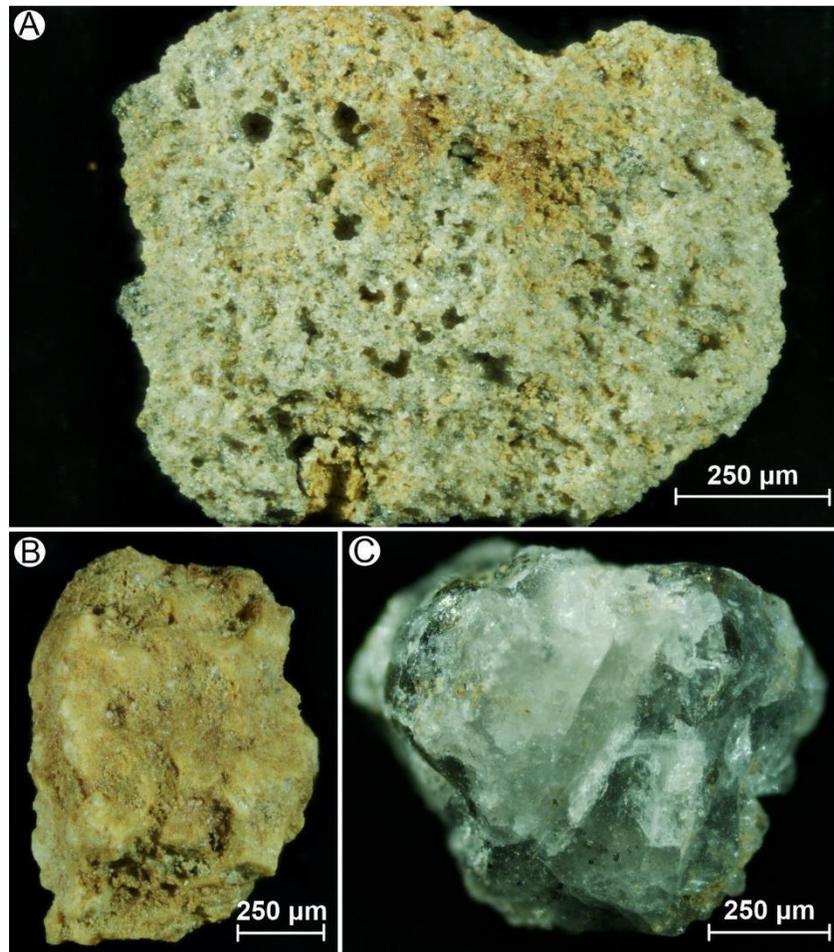
#### 5.3.4 Unidad U4

La Unidad U4 se compone casi que en su totalidad por fragmentos juveniles y/o accesorios en -1 y 0 phi (99 – 100 vol.%). Solo en la fracción de -1 phi se observa un 1 vol.% de cristales libres (Fig. 69A y B). Los componentes juveniles y/o accesorios son de tres tipos: fragmentos de pómez (57 – 61 vol.%), líticos volcánicos alterados (16 – 43 vol.%) y líticos volcánicos frescos (5 – 24 vol.%). Los fragmentos de pómez, que son el componente predominante, se establecen en una mayor concentración en 0 phi respecto a -1 phi (Fig. 69A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Por su parte, los líticos volcánicos frescos, en comparación a los líticos volcánicos alterados, son más abundantes en 0 phi que en -1 phi (Fig. 69A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Los fragmentos de pómez son moderadamente a altamente alterados y de color blanco, con algunas tonalidades naranja (Fig. 70A). Los líticos volcánicos alterados son de color naranja y los líticos frescos son de color negro grisáceo (Fig. 70B y C).

Los cristales libres se componen de cristales de plagioclasa (0,5 vol.%) y cuarzo (0,5 vol.%) (Fig. 69A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Así, la plagioclasa tiene hábito tabular y color blanco, y el cuarzo es irregular, translucido y con impurezas de color naranja.



**Figura 69.** Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U4. **A y B.** Diagramas generales de componentes asociados a los tamaños -1 y 0 phi. En estos se contrasta la distribución de tres componentes principales: los fragmentos juveniles y/o accesorios, los cristales libres y los fragmentos accidentales. Así, se puede observar la ausencia de componentes accidentales. **A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>.** Diagramas de composición que representan la división detallada de los fragmentos identificados en -1 y 0 phi.



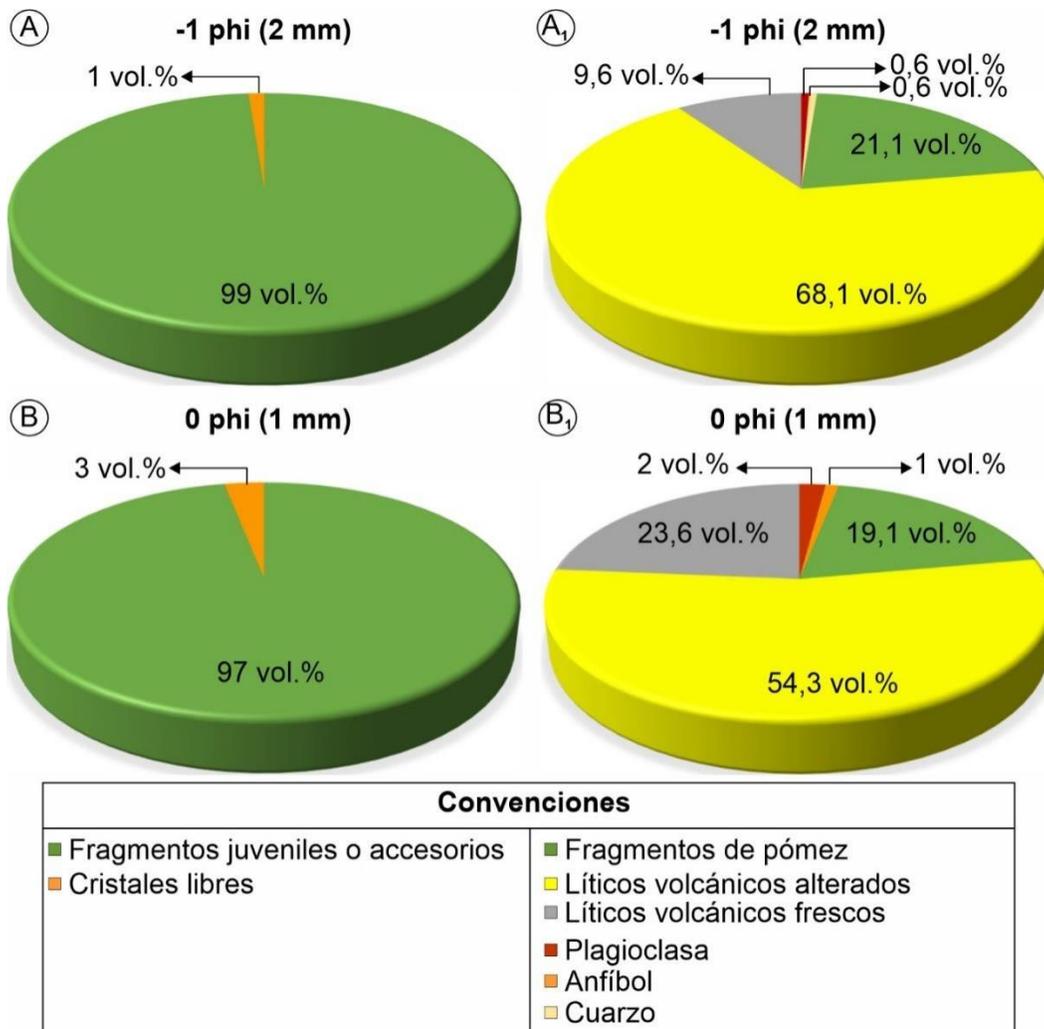
**Figura 70.** Fotografías de los fragmentos que componen a la Unidad U4 en el tamaño de 0 phi. **A.** Fragmento de pómez. **B.** Lítico volcánico alterado anaranjado. **C.** Lítico volcánico fresco de color negro grisáceo.

### 5.3.5 Unidad U5

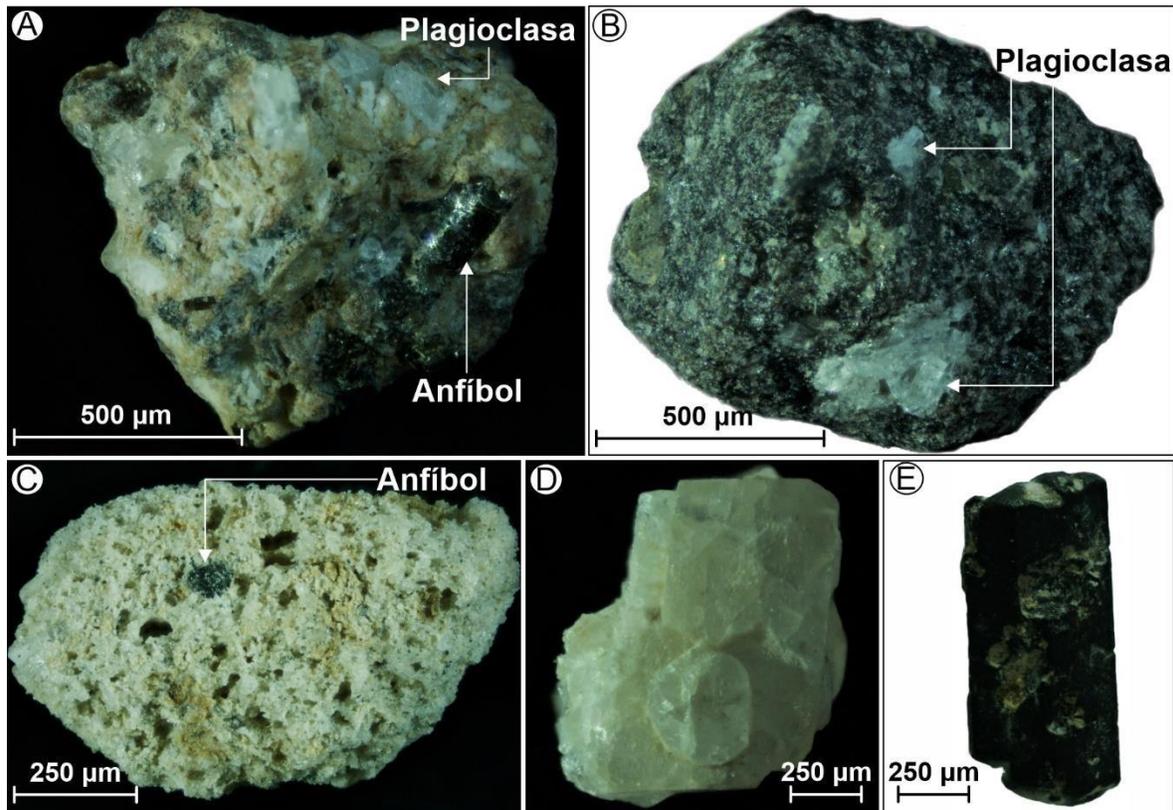
Los componentes de esta unidad se distribuyen en fragmentos juveniles y/o accesorios (97 – 99 vol.%), y cristales libres (1 – 3 vol.%) (Fig. 71A y B). Los fragmentos juveniles y/o accesorios se componen primordialmente de líticos volcánicos, tanto alterados (54 – 68 vol.%), como frescos (24 – 10 vol.%), y en segundo plano de fragmentos de pómez (19 – 21 vol.%) (Fig. 71A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). En la fracción de -1 phi se observa un mayor porcentaje de líticos volcánicos alterados que en 0 phi, contrario a los líticos volcánicos frescos que exhiben una mayor concentración en 0 phi. A su vez, los fragmentos de pómez presentan un rango proporcional poco variable entre -1 y 0 phi (Fig. 71A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Los líticos volcánicos alterados contienen fenocristales de plagioclasa y anfíbol embebidos en una masa fundamenta vítrea de color naranja claro (Fig. 72A); los líticos volcánicos frescos se constituyen por

fenocristales de plagioclasa rodeados por una masa fundamental vítrea de color negro (Fig. 72B). Los fragmentos de pómez son moderadamente alterados, tienen fenocristales de anfíbol y son de color blanco (Fig. 72C).

Por su parte, los cristales libres son menos abundantes en la fracción de -1 phi que en 0 phi (Fig. 71A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Estos corresponden a plagioclasa (0,6 – 2 vol.%), anfíbol (<1 vol.%) y cuarzo (<0,6 vol.%). Los cristales libres de plagioclasa son de hábito tabular, maclados y de color blanco (Fig. 71D); los cristales libres de anfíbol tienen hábito prismático y color negro (Fig. 72E); y los cristales de cuarzo son irregulares e incoloros.



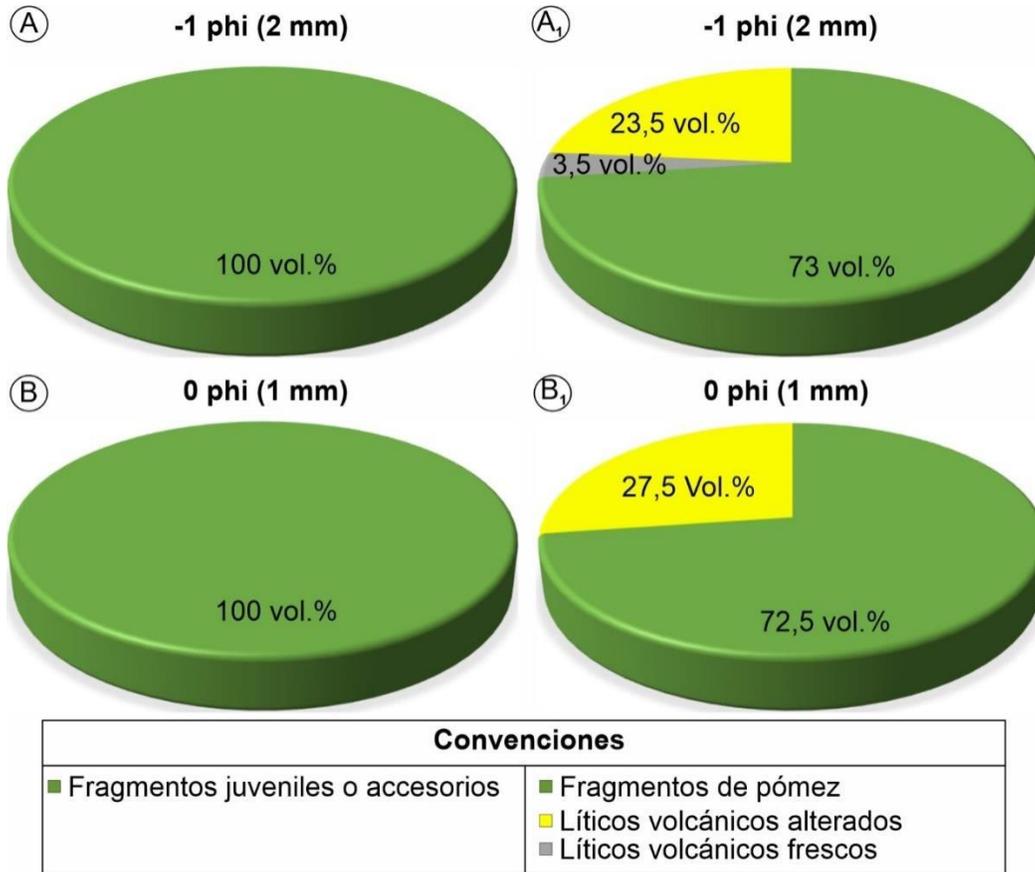
**Figura 71.** Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U5. **A y B.** Diagramas generales de componentes asociados a los tamaños -1 y 0 phi. En estos se contrasta la distribución de tres componentes principales: los fragmentos juveniles y/o accesorios, los cristales libres y los fragmentos accidentales. Así, se puede observar la ausencia de componentes accidentales. **A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>.** Diagramas de composición que representan la división detallada de los fragmentos identificados en -1 y 0 phi.



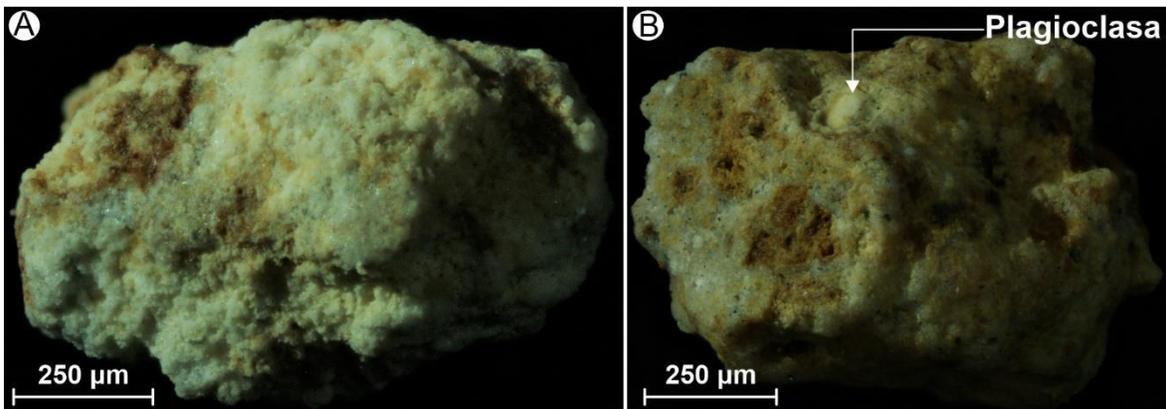
**Figura 72.** Fotografías de los fragmentos que componen a la Unidad U5 en el tamaño de 0 phi. **A.** Lítico volcánico alterado con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, envueltos en una masa fundamental de color naranja claro. **B.** Lítico volcánico fresco con fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental de color negro. **C.** Fragmento de pómez con fenocristales de anfíbol. **D.** Plagioclasa. **E.** Horblenda.

### 5.3.6 Unidad U6

Esta unidad se constituye en su totalidad por fragmentos juveniles y/o accesorios (Fig. 73A y B). Estos se subdividen predominantemente en fragmentos de pómez (73 – 73 vol.%) y en menor proporción en líticos volcánicos alterados (24 – 28 vol.%) y frescos (<4 vol.%). Los fragmentos de pómez tienen porcentajes similares en -1 y 0 phi. Por otra parte, los líticos volcánicos alterados son más abundantes en 0 phi y los líticos volcánicos frescos solo se registran en la fracción de -1 phi. Morfológicamente, los fragmentos de pómez son altamente alterados y de color blanco lechoso (Fig. 74A), mientras que los líticos volcánicos alterados presentan fenocristales de plagioclasa contenidos en una masa fundamental vítrea de colores gris y marrón anaranjado (Fig. 74B); los líticos volcánicos frescos son de color gris.



**Figura 73.** Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U6. **A y B.** Diagramas generales de componentes asociados a los tamaños -1 y 0 phi. En estos se contrasta la distribución de tres componentes principales: los fragmentos juveniles y/o accesorios, los cristales libres y los fragmentos accidentales. En los diagramas de U6, se ilustra la ausencia de componentes accidentales y cristales libres. **A1 y B1.** Diagramas de composición que representan la división detallada de los fragmentos identificados en -1 y 0 phi.

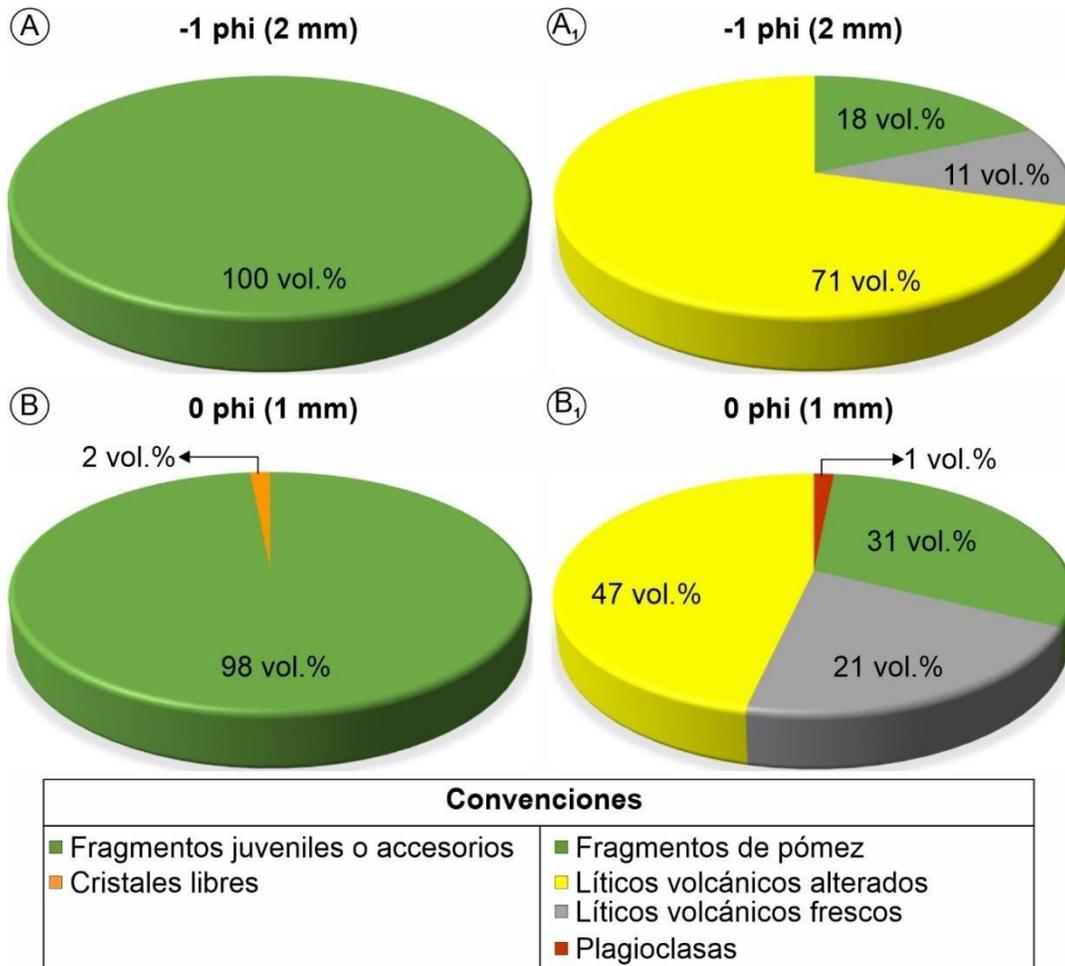


**Figura 74.** Fotografías de los fragmentos que componen a la Unidad U6 en el tamaño de 0 phi. **A.** Fragmento de pómez. **B.** Lítico volcánico alterado con fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental de colores gris y marrón anaranjado.

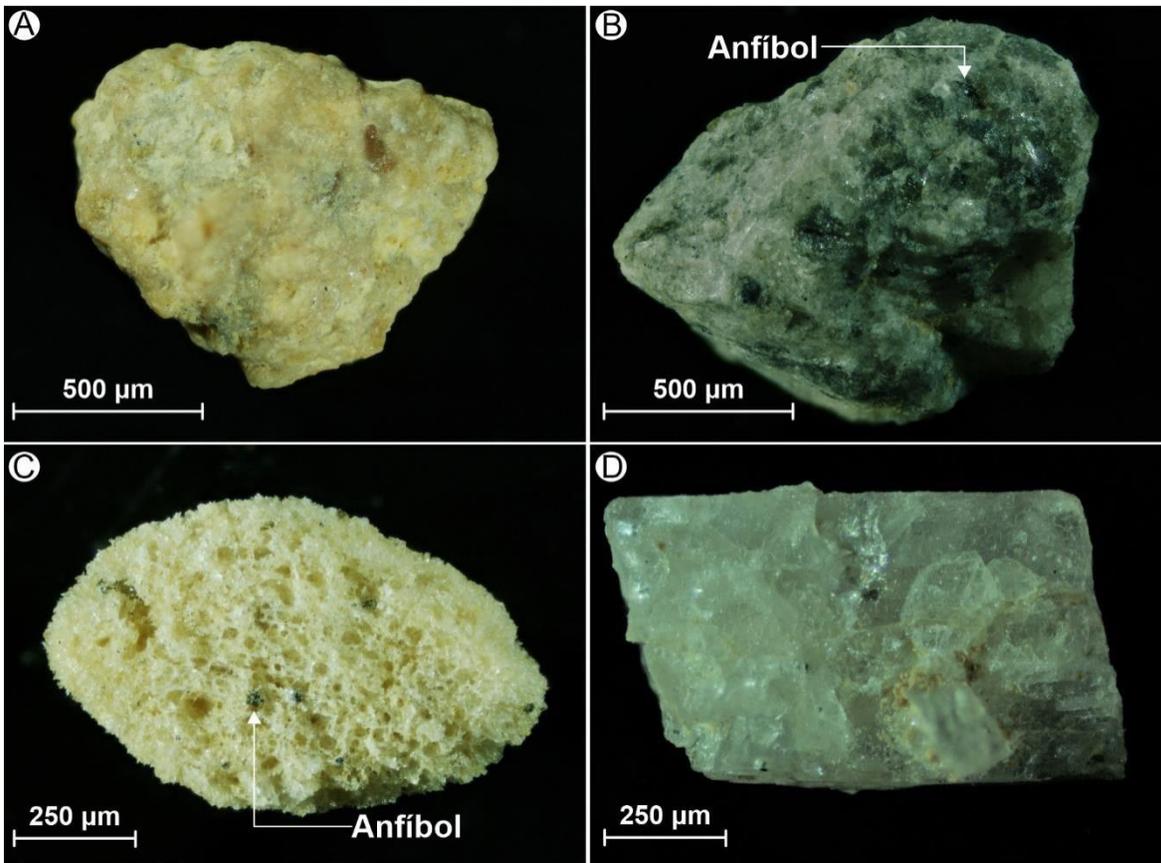
### 5.3.7 Unidad U7

Los resultados obtenidos bajo la lupa binocular indican que la Unidad U7 se compone preferentemente de fragmentos juveniles y/o accesorios (98 – 100 vol.%), y en menor cantidad de cristales libres (<2 vol.%). Los fragmentos juveniles y/o accesorios son principalmente líticos volcánicos alterados (47 – 71 vol.%) y frescos (11 – 21 vol.%) (Fig. 75A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>), aunque también se constituyen por fragmentos de pómez (18 – 31 vol.%) (Fig. 75A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). En la distribución porcentual, los líticos volcánicos alterados se concentran mayoritariamente en el tamaño de -1 phi. Por el contrario, los líticos volcánicos frescos y los fragmentos de pómez son más abundantes en la fracción de 0 phi (Fig. 75A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Los líticos volcánicos alterados son anaranjados, pero los líticos frescos contienen fenocristales de anfíbol envueltos en una masa fundamental vítrea de color verde grisáceo (Fig. 76A y B). Por su parte, los fragmentos de pómez son pobremente a moderadamente alterados, de color amarillo crema y con fenocristales de anfíbol (Fig. 76C).

Adicionalmente, solo en 0 phi se observan cristales libres. Estos pertenecen a cristales únicamente de plagioclasa de forma tabular y color blanco translúcido (Fig. 76D).



**Figura 75.** Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U7. **A y B.** Diagramas generales de componentes asociados a los tamaños -1 y 0 phi. En estos se contrasta la distribución de tres componentes principales: los fragmentos juveniles y/o accesorios, los cristales libres y los fragmentos accidentales. Así, se puede observar la ausencia de componentes accidentales. **A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>.** Diagramas de composición que representan la división detallada de los fragmentos identificados en -1 y 0 phi.

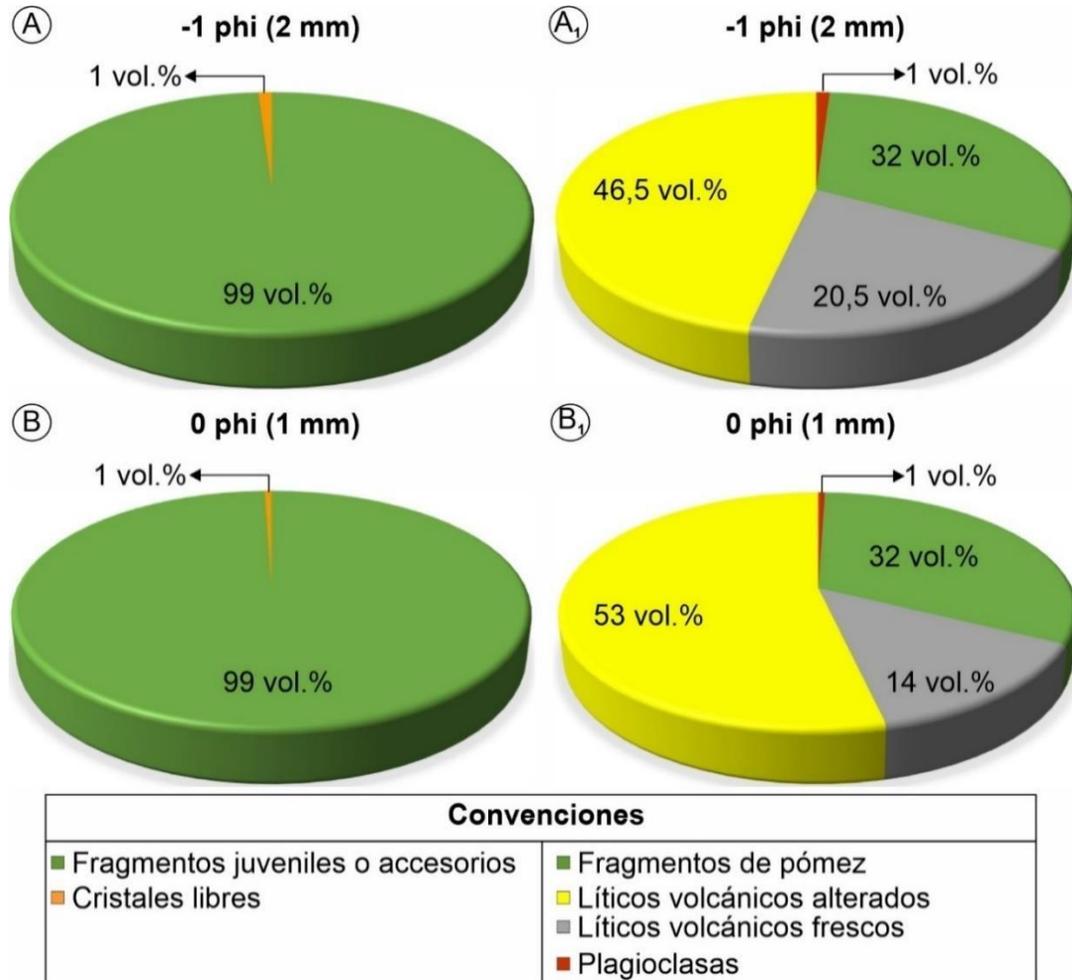


**Figura 76.** Fotografías de los fragmentos que componen a la Unidad U7 en el tamaño de 0 phi. **A.** Lítico volcánico alterado de color naranja claro. **B.** Lítico volcánico fresco con fenocristales de anfíbol en una masa fundamental de color verde grisáceo. **C.** Fragmento de pómez con fenocristales de anfíbol. **D.** Plagioclasa.

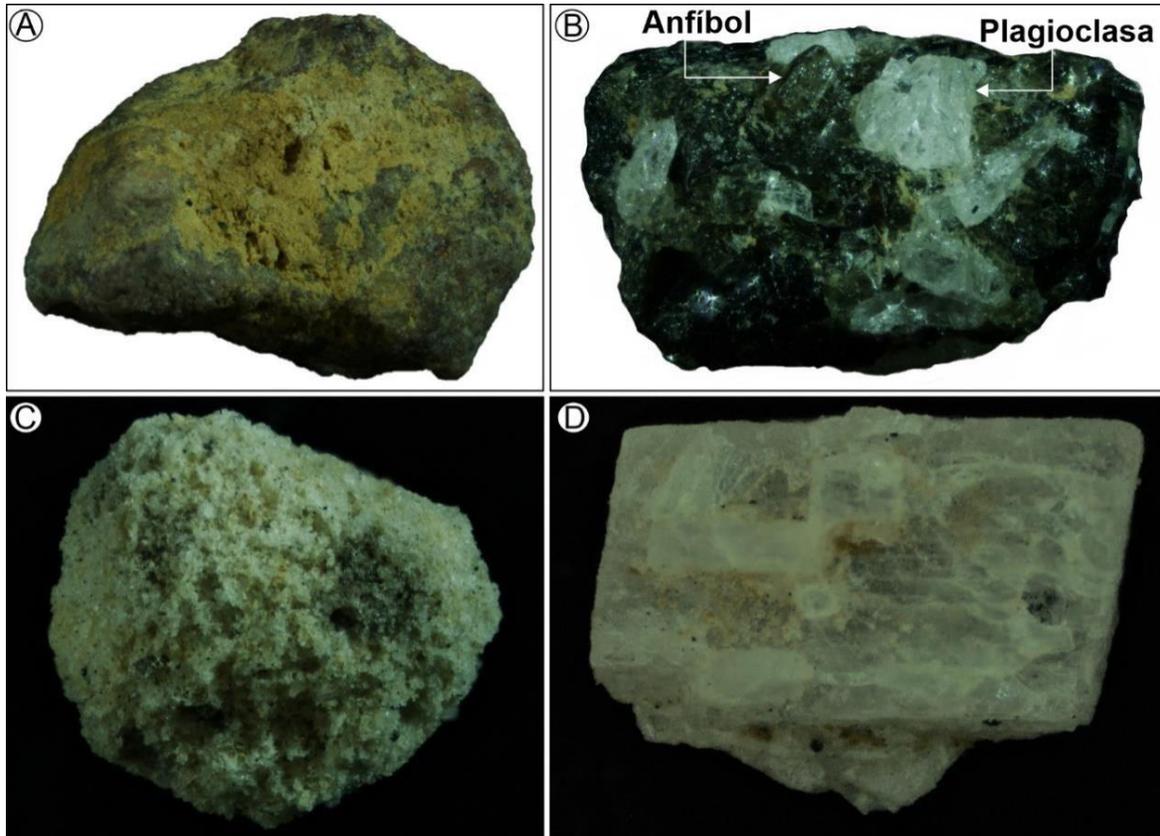
### 5.3.8 Unidad U8

La Unidad U8 está representada por fragmentos juveniles y/o accesorios (99 vol.%) y cristales libres (1 vol.%) (Fig. 53A y B). Al igual que las unidades U5 y U7, los fragmentos juveniles y/o accesorios de esta unidad corresponden a líticos volcánicos, tanto alterados (47 – 53 vol.%), como frescos (14 – 22 vol.%), y fragmentos de pómez (32 vol.%) (Fig. 77A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). En las relaciones porcentuales se establece que los líticos volcánicos alterados están más concentrados en 0 phi y los líticos volcánicos frescos son más abundantes en -1 phi (Fig. 77A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Al contrario de los líticos, los fragmentos de pómez contabilizados son constantes en ambos tamaños analizados (Fig. 77A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>). Los líticos volcánicos alterados se asocian a una masa fundamental vítrea, de colores rojizo y naranja (Fig. 78A); los líticos volcánicos frescos corresponden a componentes con fenocristales de plagioclasa y anfíbol empaquetados en una masa fundamental vítrea de color negro verdoso (Fig. 78B). Adicionalmente, los

fragmentos de pómez están moderadamente alterados y son de color blanco (Fig. 78C). Finalmente, los cristales libres están en igual proporción en -1 y 0 phi. Estos consisten en cristales de plagioclasa con hábito tabular, maclados y de color blanco (Fig. 78D).



**Figura 77.** Representación gráfica de los fragmentos que componen a la Unidad U8. **A y B.** Diagramas generales de componentes asociados a los tamaños -1 y 0 phi. En estos se contrasta la distribución de tres componentes principales: los fragmentos juveniles y/o accesorios, los cristales libres y los fragmentos accidentales. Así, se puede observar la ausencia de componentes accidentales. **A<sub>1</sub> y B<sub>1</sub>.** Diagramas de composición que representan la división detallada de los fragmentos identificados en -1 y 0 phi.



**Figura 78.** Fotografías de los fragmentos que componen a la Unidad U8 en el tamaño de 0 phi. **A.** Lítico volcánico alterado de colores rojizo y naranja. **B.** Lítico volcánico fresco con fenocristales de anfíbol contenidos en una masa fundamental de color negro verdoso. **C.** Fragmento de pómez. **D.** Plagioclasa.

#### 5.4 Análisis de granulometría por el método del tamizado seco

Los resultados obtenidos en este estudio corresponden a los depósitos de CDPs de tipo flujo piroclástico de bloques y ceniza, asociados a las unidades U5, U7 y U8. Esto se debe a que estas unidades se constituyen por material fresco, poco alterado, mientras que las unidades U1, U2, U3, U4 y U6, presentan un alto contenido de agregados de arcilla (>60 vol.%), lo que genera cambios significativos en los histogramas y curvas de frecuencia acumulada, alterando así los parámetros estadísticos reales de estos depósitos.

Para analizar granulométricamente las unidades U5, U7 y U8, se tomaron y estudiaron un promedio de 2 a 3 muestras para cada depósito. Estas muestras, tal y como se detalla en la sección correspondiente a la metodología, se extrajeron de la microcuenca del río El Barranco, cubriendo la zona de estudio desde El Camino Real, pasando por la vereda El Barranco, hasta el casco urbano del municipio de La Florida. Así, para cada unidad se determinó estadísticamente su selección y distribución a partir de parámetros cuantitativos

tales como: moda, media (Mz), mediana (Md), desviación estándar ( $\sigma$ ), asimetría y kurtosis (Kg).

#### 5.4.1 Unidad U5

Para el depósito de esta unidad se estudiaron dos muestras representativas georreferenciadas como: GB-1701A y GB-1102B. La Unidad U5 tiene un predominio de fragmentos tamaño ceniza (62 – 99 wt.%), variando de ceniza fina (32 wt.%) a ceniza muy gruesa (23 wt.%), correspondiendo el último valor a la muestra GB-1701AB (Tabla 6). La Unidad U5 se encuentra empobrecida en fragmentos tamaño lapilli (0 – 16 wt.%) (Tabla 6; Fig. 79).

Los histogramas de distribución granulométrica son principalmente unimodales (Fig. 79A y B), ratificando así el enriquecimiento en fracciones de ceniza y el empobrecimiento en fracciones de lapilli. Sin embargo, el histograma correspondiente a la muestra GB-1701A, que concierne para este depósito a la muestra más cercana con respecto al cráter del volcán Galeras, no presenta una moda tan marcada con una tendencia a ser polimodal (Fig. 79A). De la misma manera, en la curva de frecuencia acumulada se ilustra gráficamente que el depósito tiene una concentración mayor de fragmentos de ceniza gruesa a muy gruesa a 2,6 km del cráter con una mediana de  $-0,5 \Phi$ , mientras que a 6,9 km, con una mediana de  $2,4 \Phi$ , la unidad presenta un predominio de fragmento tamaño ceniza fina a media (Fig. 79C).

Por otra parte, estadísticamente el depósito de la Unidad U5 se presenta pobremente seleccionado en la estación más cercana y bien seleccionado en la más lejana, variando de positivamente a cercanamente asimétrico y de mesocúrtico a muy leptocúrtico (Tabla 7; Fig. 80).

**Tabla 7.** Distribución de porcentajes en peso (wt.%) para cada una de las muestras de la Unidad U5.

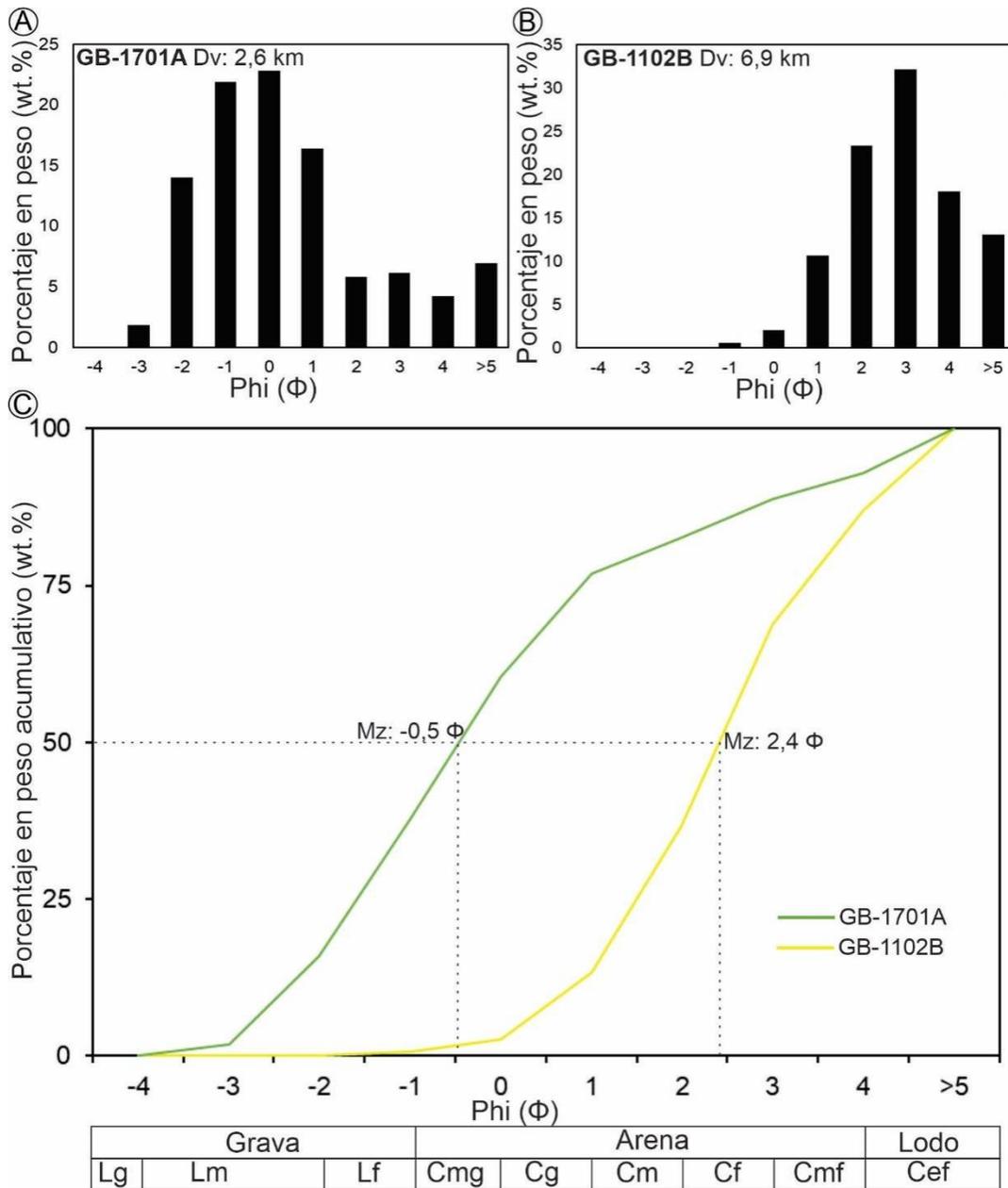
Phi ( $\Phi$ )	wt. %		Clase de tamaños volcánico primario según Murcia et al. (2013)
	GB-1701A (2,6 km)	GB-1102B (6,9 km)	
-4	0	0	Lapilli gruesa
-3	1,8	0	Lapilli media
-2	14,0	0,1	Lapilli fina
-1	21,9	0,6	Ceniza muy gruesa
0	22,8	2,0	Ceniza gruesa
1	16,4	10,7	Ceniza gruesa
2	5,8	23,3	Ceniza media

**Tabla 8 (continuación).** Distribución de porcentajes en peso (wt.%) para cada una de las muestras de la Unidad U5.

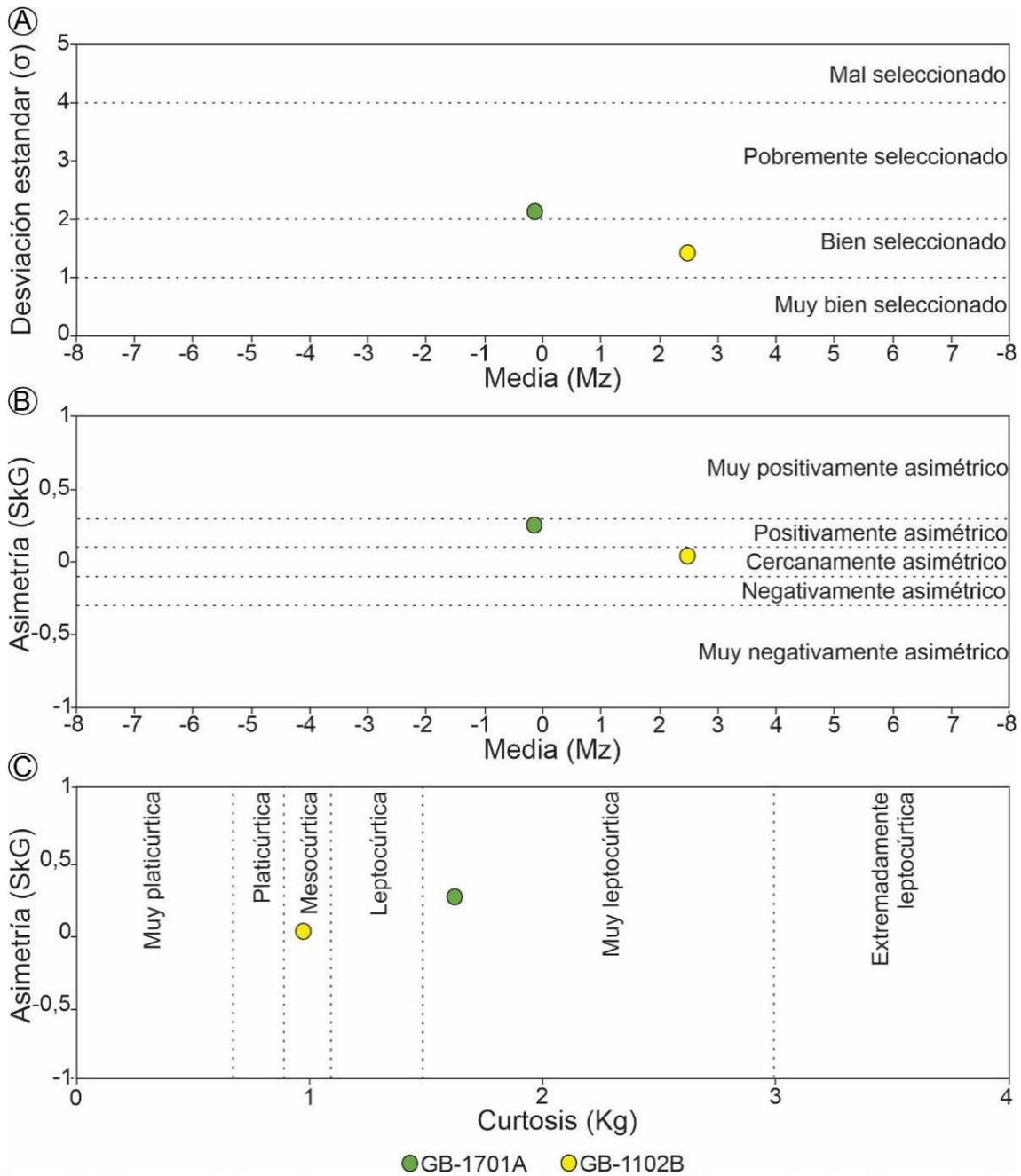
Phi ( $\Phi$ )	wt. %		Clase de tamaños volcánico primario según Murcia et al. (2013)
	GB-1701A (2,6 km)	GB-1102B (6,9 km)	
3	6,1	32,2	Ceniza fina
4	4,3	18,1	Ceniza muy fina
>5	6,9	13,0	Ceniza extra fina
Total	100 %	100 %	

**Table 9.** Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas de la Unidad U5, obtenidos del programa KWare SFT (Wohletz, 2006). Dv: Distancia desde el cráter del volcán Galeras (km), Md: Mediana, Mz: Media,  $\sigma G$ : Desviación estándar gráfica,  $\sigma I$ : Desviación estándar gráfica inclusiva, SkG: Asimetría gráfica, SkI: Asimetría gráfica inclusiva, Kg: Kurtosis (Inman, 1952; Folk, 1980).

Muestra	$D_v$ $m$ (k )	Md	Mz	$\sigma G$	$\sigma I$	SkG	SkI	Kg
GB-1701A	2,60	-0,50	-0,08	2,10	2,12	0,27	0,31	1,17
GB-1102B	6,90	2,40	2,45	1,36	1,35	0,04	0,02	0,98



**Figura 79.** Distribución granulométrica de la Unidad U5. **A y B.** Histogramas de distribución granulométrica de las muestras GB-1701A y GB-1102B. **C.** Curvas de frecuencia acumulada de las muestras GB-1701A y GB-1102B. Dv: Distancia del muestreo desde el cráter del volcán Galeras (km), la cual se calculó en el programa Google Earth Pro versión 7,3. Lg: Lapilli gruesa, Lm: Lapilli media, Lf: Lapilli fina, Cmg: Ceniza muy gruesa, Cg: Ceniza gruesa, Cm: Ceniza media, Cf: Ceniza fina, Cmf: Ceniza muy fina, Cef: Ceniza extremadamente fina.



**Figura 80.** Diagramas de los parámetros estadísticos de la Unidad U5. **A.** Diagrama de selección para depósitos volcánico-lásticos según los criterios utilizados por Cas y Wright (1987). En este gráfico se contrasta la dispersión de la media (Mz) vs. la desviación estándar ( $\sigma$ ). **B.** Diagrama de asimetría según los intervalos determinados por Folk y Ward (1957). Para este gráfico se confrontan la dispersión de la media (Mz) vs. la asimetría gráfica (SkG). **C.** Diagrama de curtosis según los rangos propuestos por Folk (1974). En el diagrama se contraponen los valores obtenidos para la asimetría gráfica vs. los resultados de curtosis.

### 5.4.2 Unidad U7

En esta unidad se tamizaron y analizaron tres muestras denominadas: GB-1703A, GB-1103B y GB-1102A. La Unidad U7 se compone principalmente por fracciones tamaño ceniza (62 – 75 wt.%) y en menor medida por lapilli (25 – 38 wt.%). Sin embargo, el predominio de un tamaño de fracción en específico es relativamente variado, ya que en la muestra GB-1703A, tomada a 2,6 km del volcán Galeras la fracción con mayor contenido corresponde al tamaño lapilli gruesa (19 wt.%), mientras que en las muestras GB-1103B y GB-1102A, extraídas a una distancia de 5,3 y 6,9 km, respectivamente, presentan una concentración superior en el tamaño ceniza fina (21 wt.%) (Tabla 8). Por otro parte, las fracciones con menor porcentaje de material retenido se encuentran entre los tamaños de lapilli fina a media (4 – 5 wt.%) (Tabla 8; Fig. 81).

Los histogramas de distribución acumulada exhiben un comportamiento heterogéneo, con una moda no marcada, evidenciando un comportamiento polimodal y bimodal, a excepción de la muestra GB-1102A que es unimodal (Fig. 81A, B y C).

En la curva de frecuencia acumulada se observa de manera general la disminución progresiva del tamaño de los fragmentos con la distancia. Así, gráficamente la curva de la muestra GB-1703A, con una mediana de  $0,6 \Phi$ , indica un enriquecimiento en la fracción de lapilli grueso y un cambio de pendiente abrupto en  $2 \Phi$ , asociado con el aumento de fragmentos de tamaños ceniza fina (Fig. 81D). Por su parte, en las curvas de frecuencia acumulada de las muestras GB-1103B y GB-1102A, que tienen una mediana de 1,6 y 1,8  $\Phi$ , respectivamente, se observa un comportamiento similar, marcado por la disminución de fracciones gruesas (lapilli grueso a fino) y un cambio de pendiente en  $0 \Phi$  que refleja el incremento de las fracciones de ceniza muy gruesa a ceniza extremadamente fina (Fig. 81D).

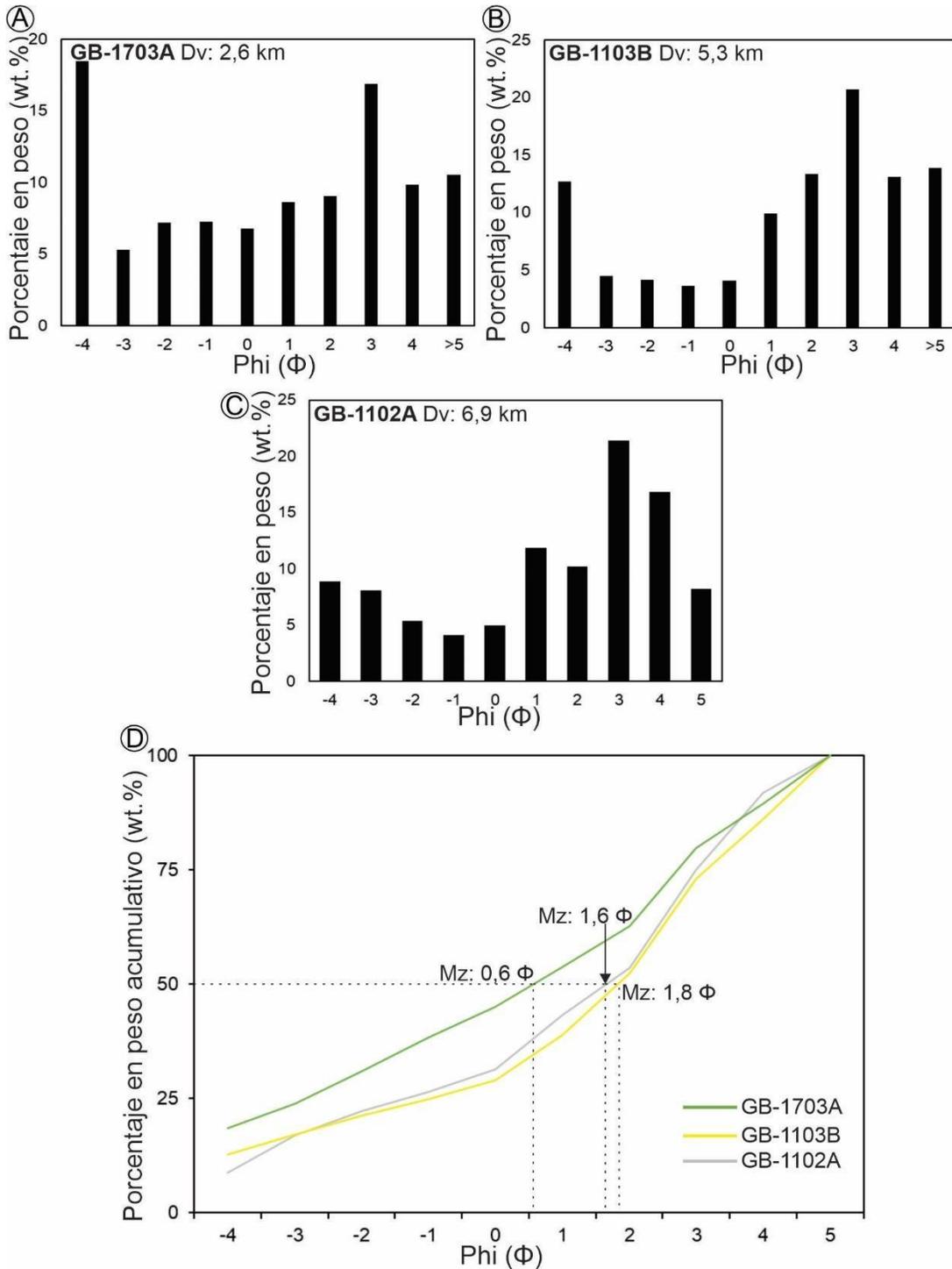
Según los parámetros estadísticos, el depósito de CDP de la Unidad U7 es pobremente seleccionado, negativamente asimétrico a muy negativamente asimétrico y platicúrtico a mesocúrtico (Tabla 9; Fig. 82).

**Tabla 10.** Distribución de porcentajes en peso (wt%) para cada una de las muestras de la Unidad U7.

Phi ( $\Phi$ )	wt. %			Clase de tamaños volcánico primario según Murcia et al. (2013)
	GB-1703A (2,6 km)	GB-1103B (5,3)	GB-1102B (6,9 km)	
-4	18,5	12,7	8,9	Lapilli gruesa
-3	5,3	4,4	8,1	Lapilli media
-2	7,2	4,2	5,4	Lapilli fina
-1	7,3	3,6	4,1	Ceniza muy gruesa
0	6,8	4,1	5,0	Ceniza gruesa
1	8,7	9,9	11,9	Ceniza media
2	9,0	13,4	10,2	Ceniza fina
3	16,9	20,7	21,4	Ceniza muy fina
4	9,8	13,1	16,8	Ceniza extra fina
>5	10,5	13,9	8,2	
Total	100	100	100	

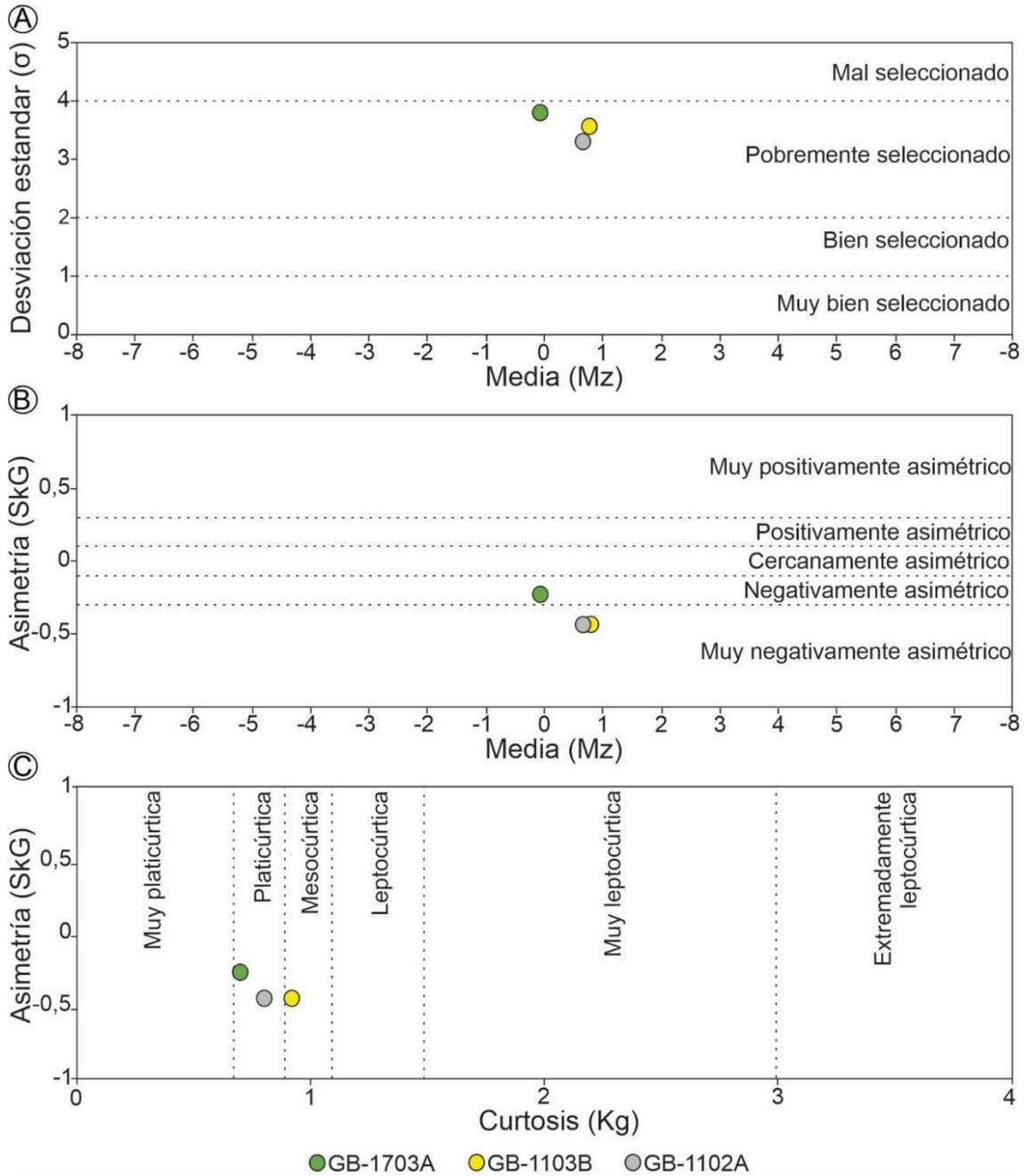
**Tabla 11.** Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas de la Unidad U7, obtenidos del programa KWare SFT (Wohletz, 2006). Dv: Distancia desde el cráter del volcán Galeras (km), Md: Mediana, Mz: Media,  $\sigma$ G: Desviación estándar gráfica,  $\sigma$ I: Desviación estándar gráfica inclusiva, SkG: Asimetría gráfica, SkI: Asimetría gráfica inclusiva, Kg: Kurtosis (Inman, 1952; Folk, 1980).

Muestra	Dv m (k )	Md	Mz	$\sigma$ G	$\sigma$ I	SkG	SkI	Kg
GB-1703B	2,60	0,6	0	3,8	3,3	-0,2	-0,2	0,7
GB-1103B	5,3	1,8	0,8	3,5	3,2	-0,4	-0,4	0,9
GB-1102A	6,9	1,6	0,7	3,3	3,0	-0,4	-0,4	0,8



Grava			Arena				Lodo	
Lg	Lm	Lf	Cmg	Cg	Cm	Cf	Cmf	Cef

**Figura 81.** Distribución granulométrica de la Unidad U7. **A y B.** Histogramas de distribución granulométrica de las muestras GB-1701A y GB-1102B. **C.** Curvas de frecuencia acumulada de las muestras GB-1701A y GB-1102B. Dv: Distancia del muestreo desde el cráter del volcán Galeras, la cual se calculó en el programa Google Earth Pro versión 7,3. Lg: Lapilli gruesa. Lm: Lapilli media. Lf: Lapilli fina. Cmg: Ceniza muy gruesa. Cg: Ceniza gruesa. Cm: Ceniza media. Cf: Ceniza fina. Cmf: Ceniza muy fina. Cef: Ceniza extremadamente fina.



**Figura 82.** Diagramas de los parámetros estadísticos de la Unidad U7. **A.** Diagrama de selección para depósitos volcánico-lásticos según los criterios utilizados por Cas y Wright (1987). En este gráfico se contrasta la dispersión de la media (Mz) vs. la desviación estándar ( $\sigma$ ). **B.** Diagrama de asimetría según los intervalos determinados por Folk y Ward (1957). Para este gráfico se confrontan la dispersión de la media (Mz) vs. la asimetría gráfica (SkG). **C.** Diagrama de curtosis según los rangos propuestos por Folk (1974). En el diagrama se contraponen los valores obtenidos para la asimetría gráfica vs. los resultados de curtosis.

### 5.4.3 Unidad U8

Los resultados de esta unidad se obtuvieron a partir de las muestras GB-1103A y GB-0102. La Unidad U8 se encuentra conformada principalmente por fragmentos de tamaño ceniza (82 – 96 wt.%) y en menor proporción por fragmentos de tamaño lapilli (4 – 18 wt.%). Dentro de las divisiones del tamaño ceniza, la fracción que predomina en la muestra GB-1103A, es la de ceniza fina (20 wt.%), mientras que en la muestra GB-0102 es la de ceniza muy fina (24 wt.%) (Tabla 10). Por otro lado, los fragmentos con un tamaño de lapilli medio a grueso (0 – 7 wt.%), son los menos abundantes y solo se registran en la muestra GB-1103A (Tabla 10; Fig. 83).

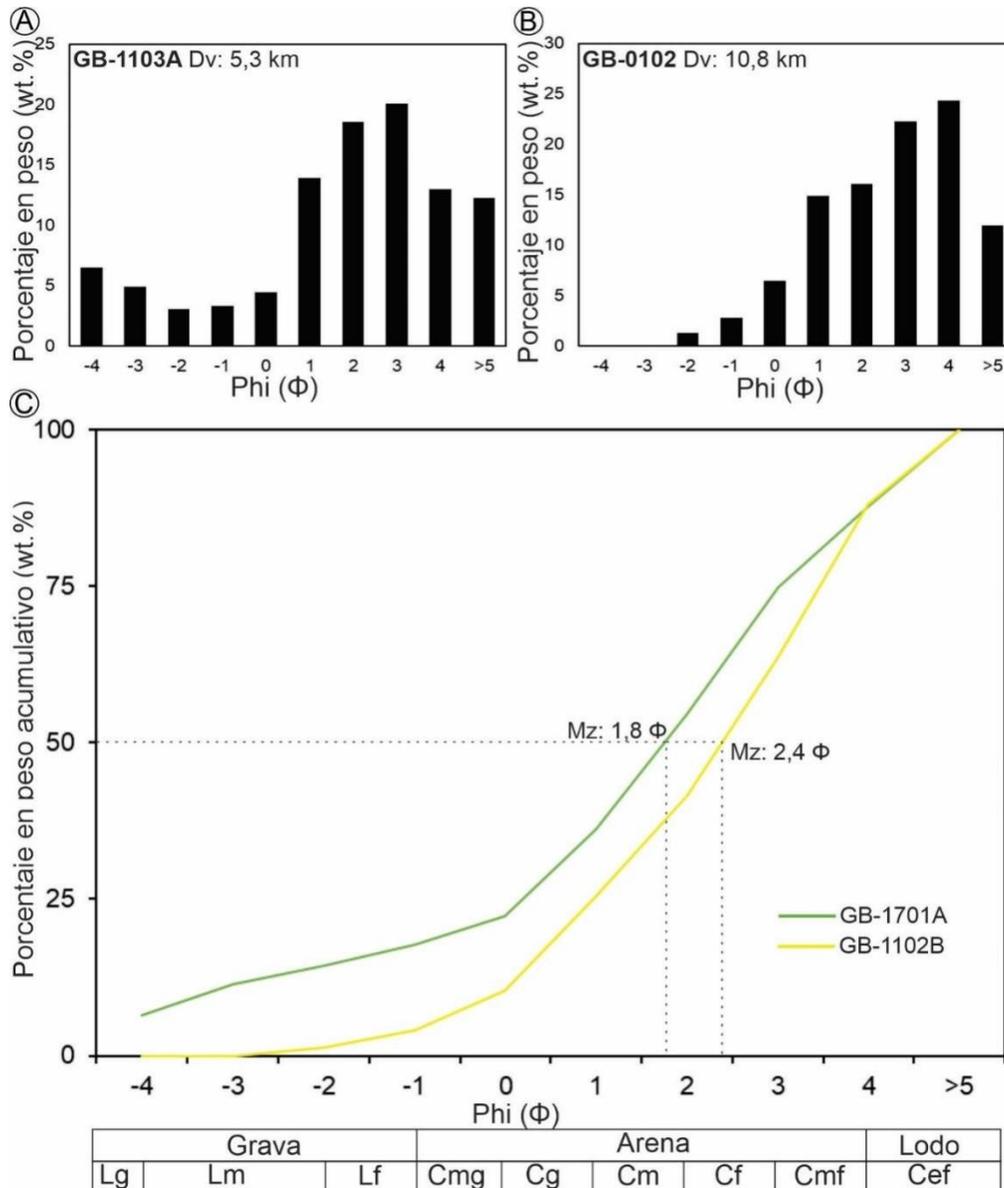
En los histogramas de distribución acumulada se observa una tendencia unimodal, que confirma el predominio de fragmentos de tamaño ceniza muy fina a media (Fig. 83A y B). No obstante, en el histograma de la muestra GB-1103A se ilustra una agrupación importante de fragmentos de tamaño lapilli medio a grueso (Fig. 83A). Esta distribución también se representa gráficamente en las curvas de frecuencia acumulada asociadas a este depósito (Fig. 83C). En dichas curvas se observa que el material de GB-1103A, tomado a una distancia de 5,3 km del volcán Galeras y con una mediana de 1,8  $\Phi$ , presenta un mayor contenido de material grueso, en tanto que la muestra GB-0102, extraída a una distancia de 10,8 km del volcán y con una mediana de 2,4  $\Phi$ , se conforma de material más fino. Finalmente, a partir de los parámetros estadísticos calculados se determina que este depósito varía de pobremente seleccionado a bien seleccionado, cercanamente asimétrico a negativamente asimétrico y de mesocúrtico a leptocúrtico (Tabla 11; Fig. 84).

**Tabla 12.** Distribución de porcentajes en peso (wt.%) para cada una de las muestras de la Unidad U8.

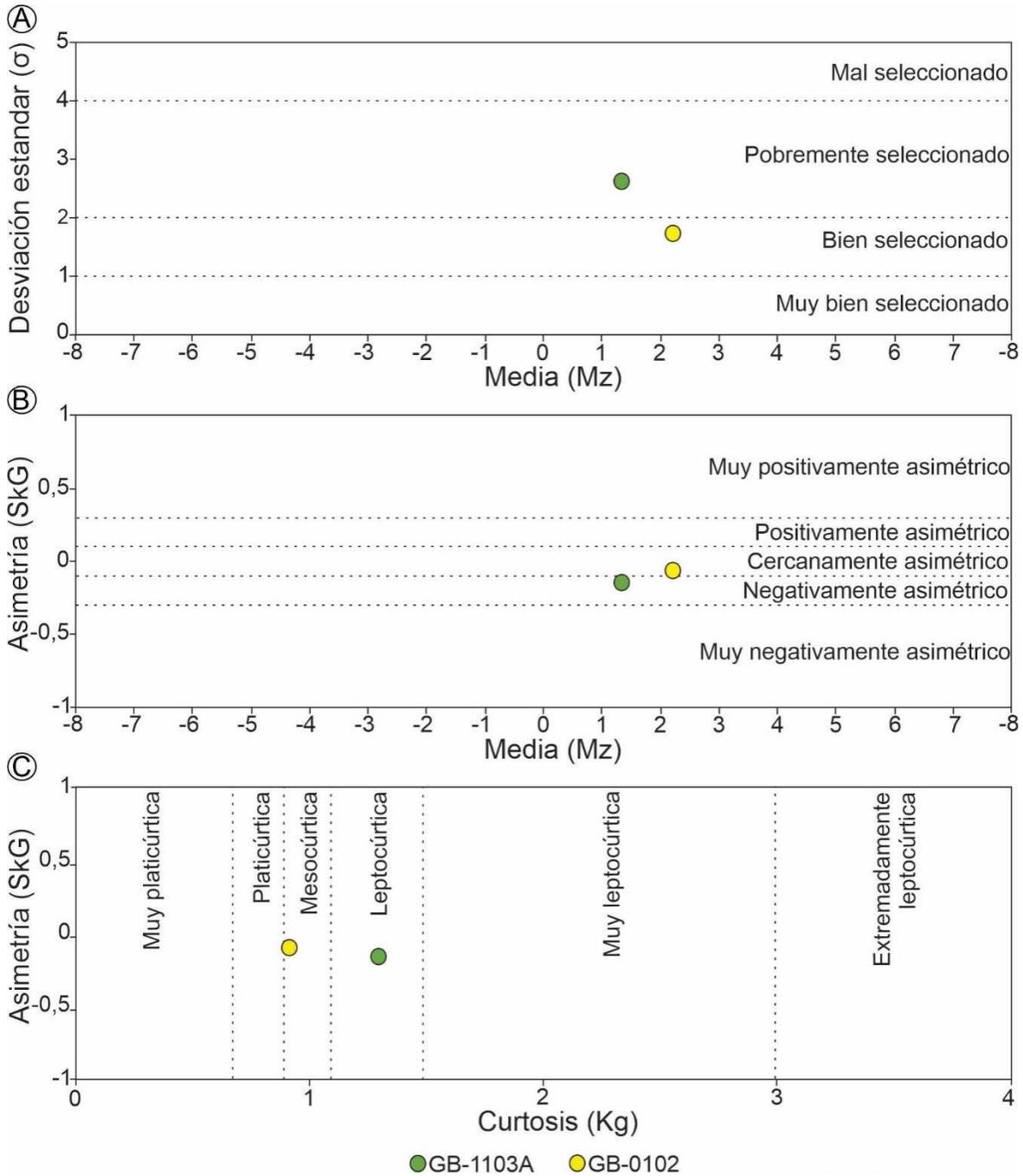
Phi ( $\Phi$ )	wt.%		Clase de tamaños volcánico primario según Murcia et al. (2013)
	GB-1103A (2,6 km)	GB-0102 (10,8 km)	
-4	6,5	0	Lapilli gruesa
-3	4,9	0	Lapilli media
-2	3,1	1,3	Lapilli fina
-1	3,4	2,8	Ceniza muy gruesa
0	4,4	6,4	Ceniza gruesa
1	13,9	14,9	Ceniza media
2	18,5	16,1	Ceniza fina
3	20,1	22,3	Ceniza muy fina
4	12,9	24,3	Ceniza extra fina
>5	12,3	11,9	
Total	100	100	

**Tabla 13.** Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas de la Unidad U8, obtenidos del programa KWare SFT (Wohletz, 2006). Dv: Distancia desde el cráter del volcán Galeras (km), Md: Mediana, Mz: Media,  $\sigma G$ : Desviación estándar gráfica,  $\sigma I$ : Desviación estándar gráfica inclusiva, SkG: Asimetría gráfica, SkI: Asimetría gráfica inclusiva, Kg: Kurtosis (Inman, 1952; Folk, 1980).

Muestra	Dv $\frac{m}{k}$ (k)	Md	Mz	$\sigma G$	$\sigma I$	SkG	SkI	Kg
GB-1103A	5,3	1,8	1,3	2,6	2,7	-0,2	-0,3	1,3
GB-0102	10,8	2,4	2,2	1,7	1,6	-0,1	-0,2	0,9



**Figura 83.** Distribución granulométrica de la Unidad U8. **A y B.** Histogramas de distribución granulométrica de las muestras GB-1701A y GB-1102B. **C.** Curvas de frecuencia acumulada de las muestras GB-1701A y GB-1102B. Dv: Distancia del muestreo desde el cráter del volcán Galeras, la cual se calculó en el programa Google Earth Pro versión 7.3. Lg: Lapilli gruesa. Lm: Lapilli media. Lf: Lapilli fina. Cmg: Ceniza muy gruesa. Cg: Ceniza gruesa. Cm: Ceniza media. Cf: Ceniza fina. Cmf: Ceniza muy fina. Cef: Ceniza extremadamente fina.



**Figura 84.** Diagramas de los parámetros estadísticos de la Unidad U8. **A.** Diagrama de selección para depósitos volcanoclásticos según los criterios utilizados por Cas y Wright (1987). En este gráfico se contrasta la dispersión de la media (Mz) vs. la desviación estándar ( $\sigma$ ). **B.** Diagrama de asimetría según los intervalos determinados por Folk y Ward (1957). Para este gráfico se confrontan la dispersión de la media (Mz) vs. la asimetría gráfica (SkG). **C.** Diagrama de curtosis según los rangos propuestos por Folk (1974). En el diagrama se contraponen los valores obtenidos para la asimetría gráfica vs. los resultados de curtosis.

## 6. Discusión

### 6.1 Estratigrafía

#### 6.1.1. Correlaciones estratigráficas

##### 6.1.1.1. Etapa Galeras vs. Etapa Urcunina

Como se detalló en el capítulo 2, Calvache (1990) estableció la historia eruptiva del volcán Galeras por medio de la representación de una secuencia estratigráfica de depósitos volcanoclásticos primarios que fueron denominados “miembros”, como se menciona a continuación: Miembro 4500, Miembro 4000, Miembro 2900, Miembro 2300, Miembro 1100 y Miembro 1866. Así, estudios previos han propuesto que la actividad eruptiva del volcán Galeras inició hace aproximadamente 5000 años con el Miembro 4500 (Calvache, 1990, 1995; Banks et al., 1997; Calvache et al., 1997; SGC, 2015). En el presente trabajo, se evidencian depósitos más antiguos que dan lugar a dos posibles interpretaciones: La primera, correspondería a extender la historia eruptiva del volcán Galeras ca. 4500 años (i.e. 8300 – 1866 AP), ya que se evidenciaron dos depósitos no reportados previamente que corresponden a depósitos de CDPs concentradas de tipo flujo piroclástico de pómez, denominados en esta investigación como unidades U1 ( $8303 \pm 97$  y  $8284, 5 \pm 90,5$  cal AP) y U2 ( $7667 \pm 78$ ) (Tabla 5; Fig. 85). Y la segunda, correspondería a incluir dos erupciones explosivas (las unidades U1 y U2) en la etapa anterior (i.e. Urcunina) caracterizada por erupciones de tipo efusivo. Vale la pena recalcar que esta etapa corresponde a eventos previos a la formación del cono actualmente activo de la etapa Galeras, que iniciaron hace  $12,850 \pm 300$  años AP, con la ocurrencia de un flujo por colapso de lava, además de una etapa efusiva que formó la parte alta del edificio volcánico, y que se puede observar desde la ciudad de San Juan de Pasto; la culminación de Urcunina se ha marcado entre los 12,8 y los 5 ka, a partir de la ocurrencia del colapso parcial del edificio volcánico inestable y alterado hidrotermalmente (Calvache, 1995; Banks et al., 1997; Calvache et al., 1997; Calvache y Duque-Trujillo, 2016). Este colapso generó un depósito de avalancha de escombros que aflora al oeste del CVG, en dirección al municipio de Consacá (Calvache et al., 1997); desafortunadamente, el depósito no ha sido datado hasta el momento. Con base en lo anterior, se evidencia que al no contar con una edad del colapso del edificio es difícil correlacionar las unidades U1 y U2 con la actividad eruptiva de las etapas Urcunina o Galeras. A pesar de esto, las descripciones hechas

sobre estas etapas, indican que el final de la etapa Urcunina estuvo marcada por eventos volcánicos no explosivos (colapso gravitacional por procesos sin-eruptivos). Mientras que el inicio de la etapa Galeras estuvo representado por erupciones explosivas que depositaron el miembro 4500 (Calvache, 1995; Banks et al., 1997; Calvache et al., 1997). En este sentido, se propone que las unidades U1 y U2 están ligadas a la etapa Galeras y se plantea que ésta comenzó a principios del Holoceno y no hace 4500 años AP como había sido reportado.

#### **6.1.1.2. Unidades (a.k.a. miembros) en la microcuenca**

En la microcuenca del río El Barranco, Calvache (1990) reporta la presencia de tres miembros (4500, 4000 y 2900) de la etapa Galeras. Al respecto, Banks et al. (1997) y Gómez et al. (2022) aportan datos geocronológicos de estos miembros, reafirmando lo mencionado por Calvache (1990) (Fig. 85). En el presente estudio, se ratifica la existencia de los depósitos previamente definidos, pero además, se amplía la historia de la microcuenca con la presencia de otras unidades así: Las unidades U3, U4 y U5 en la microcuenca del río El Barranco se correlacionan estratigráfica y geocronológicamente con los miembros 4500, 4000 y 2900 descritos por Calvache (1990) (Fig. 87). Por el contrario, las unidades U6 y U7, aunque se relacionan con los miembros 2300 y 1100, también reportados en Calvache (1990), se presentan por primera vez como existentes en la microcuenca del río El Barranco (Fig. 87). Adicionalmente, se reportan unidades o miembros nuevos correspondientes a depósitos volcanoclásticos no registrados previamente dentro de la historia eruptiva del volcán; estas son las ya mencionadas unidades U1 (~8300) y U2 (~7700). Finalmente, este trabajo también permite definir un depósito de flujo de escombros (LC) y una Unidad (o miembro) reciente ( $390,5 \pm 80,5$  cal AP) denominado U8 que corresponden a depósitos de flujos de bloques y ceniza (Fig. 85).

Desde un punto estratigráfico, la interpretación que se le ha dado a los miembros 4500, 2900 y 2300, está asociada a una secuencia general constituida por depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza, seguidos por depósitos de flujo piroclástico de pómez, que suelen estar acompañados por depósitos de caídas y depósitos volcanoclásticos secundarios (Calvache, 1990; Calvache y Williams, 1992). Al extrapolar estos análisis con las interpretaciones realizadas para las unidades U3, U5 y U6, se observa que los depósitos de flujos de pómez y de flujo de bloques y ceniza de estas unidades, se enmarcan dentro de las

secuencias estratigráficas descritas por Calvache (1990). Por el contrario, las descripciones previas para los miembros 4000 y 1100, difieren con las interpretaciones hechas para las unidades U4 y U7 de este trabajo. Según Calvache (1990) el miembro 4000 está conformado por depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza, y una CDP diluida de tipo nube acompañante; no obstante, las características de campo determinadas en U4, permiten asociar esta unidad a un depósito de CDP de tipo “*blast*”. Por su parte, el miembro 1100 o Unidad U7, Calvache (1990) lo define como una secuencia cuya base se compone de un depósito de oleada bien seleccionado. Sin embargo, la Unidad U7 fue interpretada como una CDP concentrada de tipo flujo piroclástico de bloques y ceniza. Es así como, a partir de esta interpretación, se infiere que en la microcuenca del río El Barranco, se encuentra de manera confinada la parte concentrada de la CDP que dio origen a U7, mientras que en otros lugares del CVG se depositó la parte diluida.

Finalmente, las dataciones obtenidas del suelo actual que establecen el techo de la actividad volcánica registrada en la zona de estudio (Tabla 5; Fig. 85), determinan que desde hace  $166 \pm 131$  cal AP, no existe registro geológico de algún evento tipo CDP que se haya emplazado sobre la microcuenca del río El Barranco. En consecuencia, los flujos piroclásticos del miembro 1866 reportado por Calvache (1990), no se desplazaron, se erosionaron o no lograron depositarse sobre el valle del río.



## **6.2. Modelo eruptivo y distribución de los depósitos volcanoclásticos**

### **6.2.1. Análisis de componentes**

Con base en los análisis de componentes, se puede sugerir que los depósitos volcanoclásticos encontrados en la microcuenca del río Barranco fueron generados predominantemente por corrientes de densidad piroclástica de dos tipos: 1) de flujo piroclástico de pómez, y 2) de flujo piroclástico de bloques y ceniza. De acuerdo con su composición, principalmente por el alto contenido de fragmentos de pómez (45 – 86,7 vol.%), es posible asociar a los depósitos de flujo piroclástico de pómez (unidades U1, U2, U3 y U6) a eventos eruptivos con cráter abierto correlacionables con erupciones de tipo pliniano específicamente subpliniano. Estas erupciones pudieron haber evolucionado desde erupciones vulcanianas si el caso es que existió un domo taponando el cráter previo a la erupción. De hecho, el contenido de líticos (3,6 – 47 vol.%) sugiere esta posibilidad, aunque la base del depósito no muestra un contenido dominante de líticos para afirmarlo. Aun así, la estratigráfica de Calvache (1990) para el volcán Galeras, la cual indica que los miembros 4500, 2900 y 2300 (U3, U5 y U6) presentan una secuencia conformada por un depósito rico en líticos (depósito de bloques y ceniza típico de erupciones vulcanianas), seguido por un depósito rico en pómez (depósito de flujo de pómez típico de erupciones de tipo pliniano), evidencia el estilo eruptivo interpretado en este estudio para estas unidades. Por el contrario, los depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza (U5, U7 y U8) sugieren eventos eruptivos de destrucción de domos y generación de columnas eruptivas ricas en líticos correlacionables con erupciones de tipo vulcaniano. Así, los bloques con textura en corteza de pan observados en la Unidad U5, se infieren como fragmentos resultantes del domo fragmentado mecánicamente por sobrepresión interna en el conducto (cf. Heather et al., 2005; Clarke et al., 2015; Baín et al., 2018). Por su parte, la Unidad U4 definida como un depósito de CDP diluida de evento tipo “*blast*”, que tiene incorporado en su empaquetamiento “parches” de materiales arrancados del edificio del CVG, parece estar relacionado con el colapso de una parte del cono del volcán Galeras. Dicho colapso, dejó al descubierto un magma altamente vesiculado y en ascenso que reaccionó de manera violenta ante la descompresión súbita. Teniendo en cuenta que la Unidad U4 contiene un porcentaje considerable de fragmento de pómez (51,7 – 60,5 vol.%), es probable que el evento tipo “*blast*” haya sido la antesala a una erupción subpliniana, cuyo registro geológico se encuentre hacía el flanco noroeste del CVG; esto puede compararse con

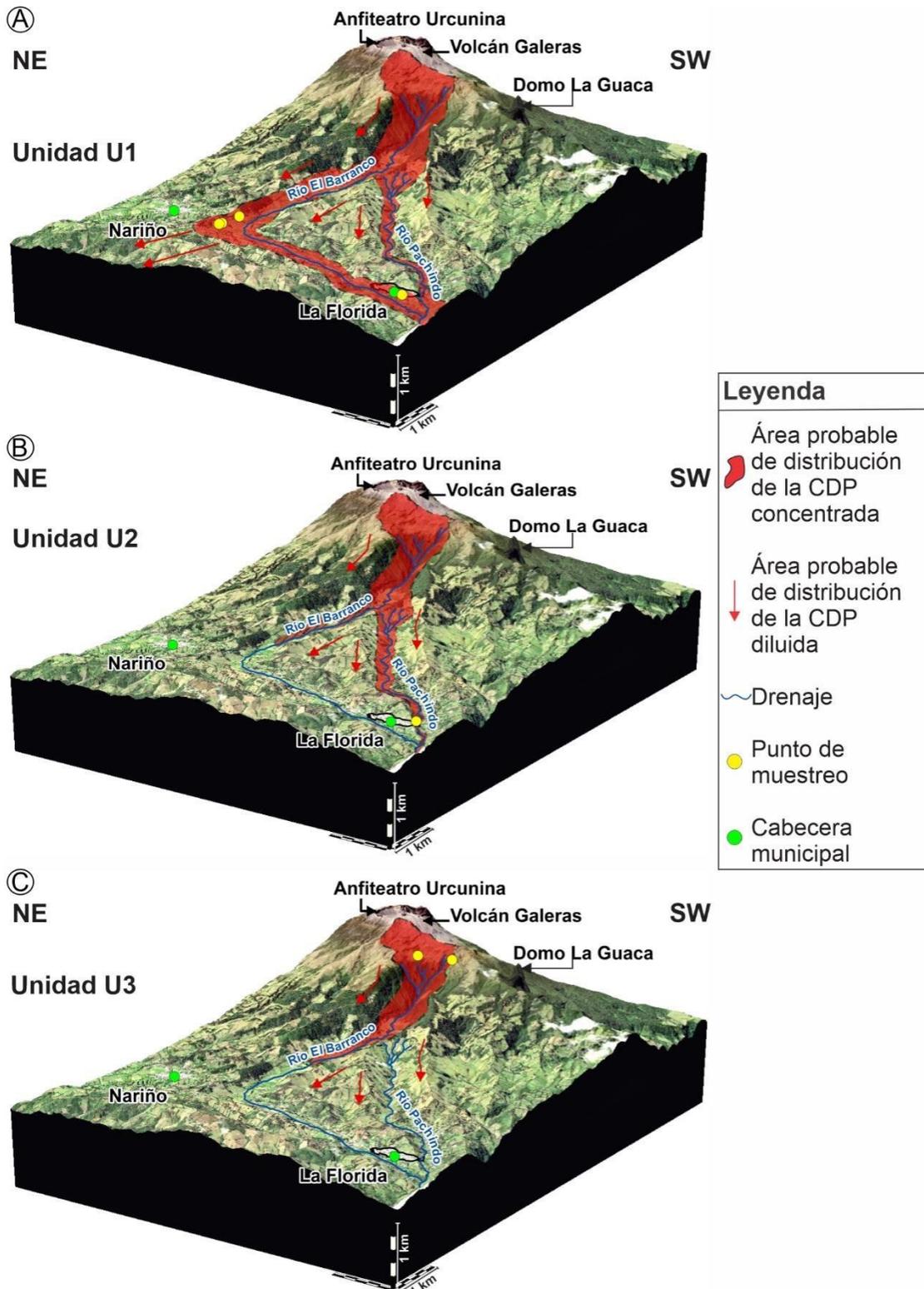
la actividad eruptiva del Monte Santa Helena (e.g., Belousov et al., 2002 y 2007), pero a una menor escala.

### **6.2.2. Vesicularidad**

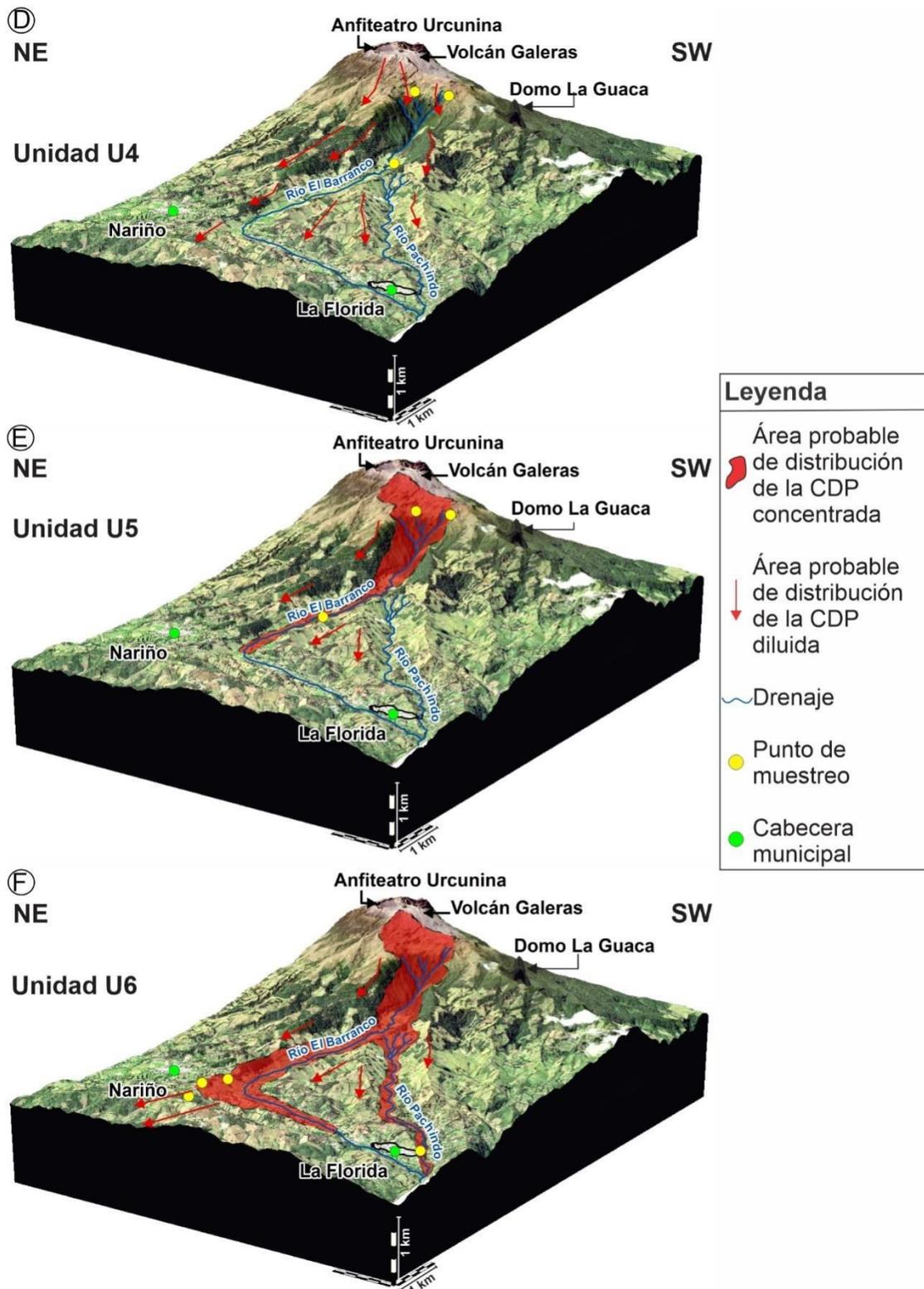
Con base en la vesicularidad de los fragmentos piroclásticos (Sparks, 1978; Houghton y Wilson, 1989; Schea et al., 2010; Rust y Cashman, 2011) es posible sugerir que la morfología heterogénea de los fragmentos de pómez de las unidades U1 – U8, son el producto de un magma que tuvo la capacidad de nuclear burbujas homogéneas en tamaño y forma (vesículas esféricas a subesféricas). A medida que el magma ascendió, las burbujas crecieron y coalescieron entre sí (unidades U1, U2, U4, U5 y U7). Según el modelo de fragmentación propuesto por Chasman y Scheu (2015) es probable que estas burbujas se hayan formado en la parte central del conducto, puesto que allí encuentran el espacio necesario para crecer uniformemente y unirse entre sí. Por otro lado, las vesículas elongadas y la textura fibrosa evidenciadas en las unidades U1, U2, U4, U5, U7 y U8, se debieron haber formado cerca de las paredes del conducto, donde los esfuerzos de cizalla fueron lo suficientemente altos para generar el adelgazamiento de sus paredes (Cardona y Monroy, 2015; Chasman y Scheu, 2015). Así mismo, esta morfología elongada es evidencia de que el magma que dio origen a estas unidades tenía una viscosidad de intermedia a alta, la cual impidió un crecimiento homogéneo y coalescente de todas las burbujas, tal y como se ha detallado en otros estudios (cf. Rust y Cashman, 2011; Burgisser y Degruyter, 2015). A su vez, la ruptura de las paredes de las vesículas, se asocia a un proceso de descompresión rápida y violenta (cf. Pardo et al., 2014; Cardona y Monroy, 2015). Con base en esto y en los índices de vesicularidad (los fragmentos de pómez del volcán Galeras son moderados a altamente vesiculados, llegando a ser incluso extremadamente vesiculados), se sugiere nuevamente que los eventos asociados a las unidades U1, U2, U3 y U6 se asocian a eventos subplinianos antecidos por erupciones vulcanianas y que las unidades U4, U5, U7 y U8 se relacionan con procesos de descompresión súbita, ya sea por colapso mecánico o explosivo de un domo, que puso repentinamente en evidencia un magma en ascenso.

### **6.2.3. Erupciones vulcanianas vs. Erupciones subplinianas**

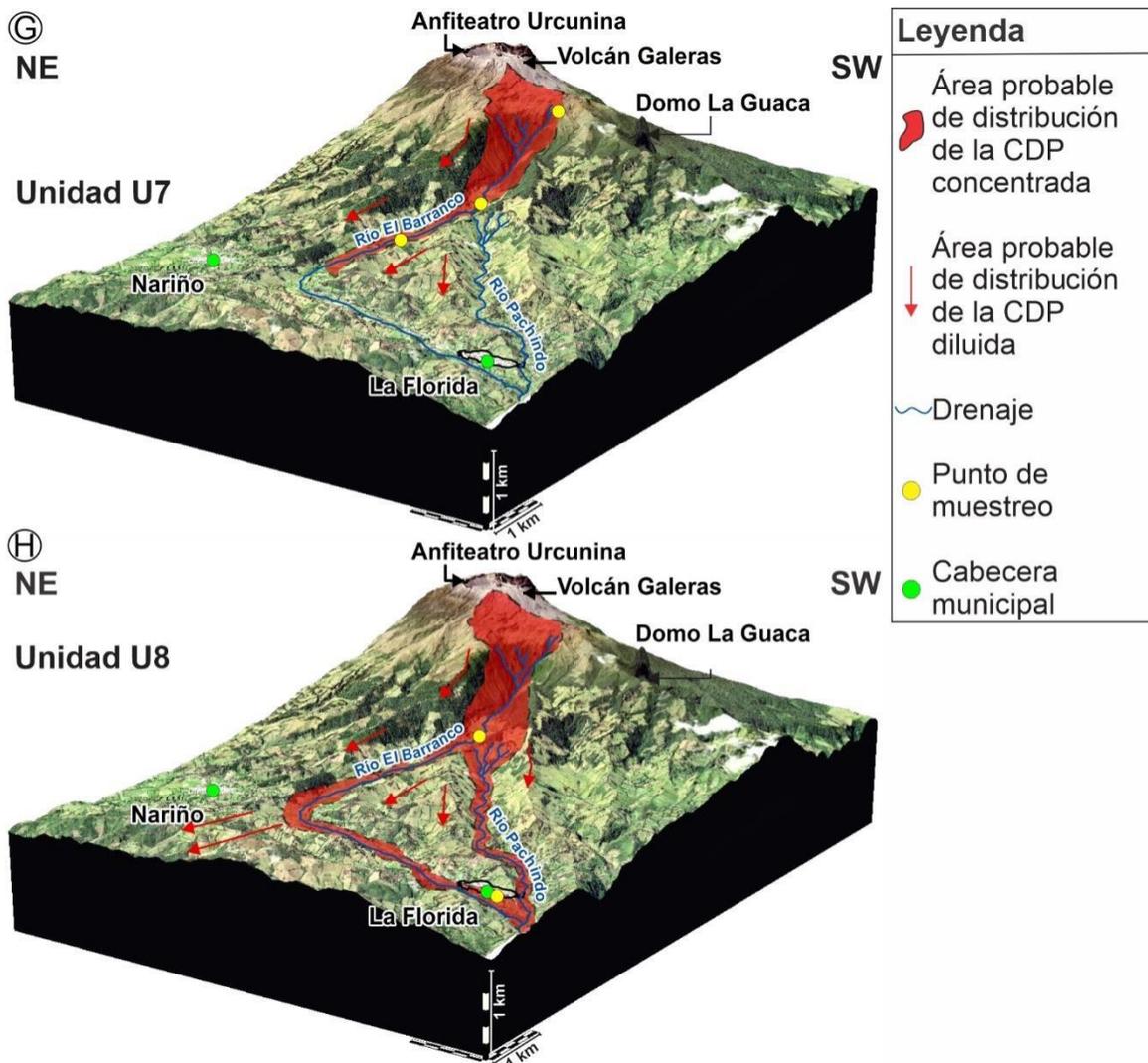
Las erupciones subplinianas pudieron haber ocurrido a través de un solo pulso sostenido, mientras que las vulcanianas pudieron haber ocurrido a través de un solo pulso discreto o de varios de ellos tras la generación de nuevos domos durante la erupción. Independiente del estilo eruptivo, el colapso de las columnas, es decir, las CDPs generadas, alcanzaron a sobrepasar el cráter externo del CVG (anfiteatro de la etapa Urcunina) (Fig. 86). De este modo, los flujos provenientes del colapso de erupciones vulcanianas (U5, U7 y U8), debieron de tener un volumen superior a  $5 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ , considerando el valor calculado con el que una CDP puede llevar a sobrepasar el anfiteatro (cf. Garcia et al., 2011). Una vez las CDPs de las unidades U1 – U8 lograron superar esta primera barrera topográfica, se canalizaron sobre el valle del río El Barranco llegando a fluir hasta distancias superiores a los 12 km. Según los registros de campo y la cartografía propuesta por Calvache (1990), la distribución de la dirección del flujo indica que, durante el Holoceno, el volcán Galeras ha logrado producir erupciones lo suficientemente grandes como para fluir por las laderas del CVG hasta lugares, por ejemplo, en donde se encuentra actualmente la población de La Florida. Así, las correlaciones de campo permiten sugerir que las CDPs evidenciadas en las unidades U2 y U6 se desplazaron por los valles de los ríos El Barranco y Pachindo, y que llegaron hasta el lugar en donde se encuentra actualmente el asentamiento urbano de La Florida. Si bien, los levantamientos estratigráficos de las unidades U1 y U8 se localizan dentro del valle del río El Barranco, las condiciones morfológicas actual, en conjunto con simulaciones hechas en la zona de estudio, determinan que las CDP de estas unidades pudieron haber fluido por el valle del río Pachindo. Por otra parte, en campo también se pudo evidenciar como los flujos de las CDPs, principalmente de las unidades U1, U6 y U8, son capaces de sobrepasar las barreras topográficas y depositarse como facies más diluidas. Como aporte de estas interpretaciones, se presenta un esquema de la posible distribución de los flujos según el registro geológico presente (Fig. 86).



**Figura 86.** Área probable de dirección de flujo de las corrientes de densidad piroclástica de las unidades U1 – U3. **A.** Dirección del flujo de la Unidad U1. **B.** Dirección del flujo de la Unidad U2. **C.** Dirección del flujo de la Unidad U3. La delimitación discontinua de la zona roja ilustra únicamente la dirección de las corrientes, más no representa la ubicación espacial del depósito.



**Figura 86 (continuación).** Área probable de dirección de flujo de las corrientes de densidad piroclástica de las unidades U4 – U6. **D.** Dirección del flujo de la Unidad U4. **E.** Dirección del flujo de la Unidad U5. **F.** Dirección del flujo de la Unidad U6. La delimitación discontinua de la zona roja ilustra únicamente la dirección de las corrientes, más no representa la ubicación espacial del depósito.



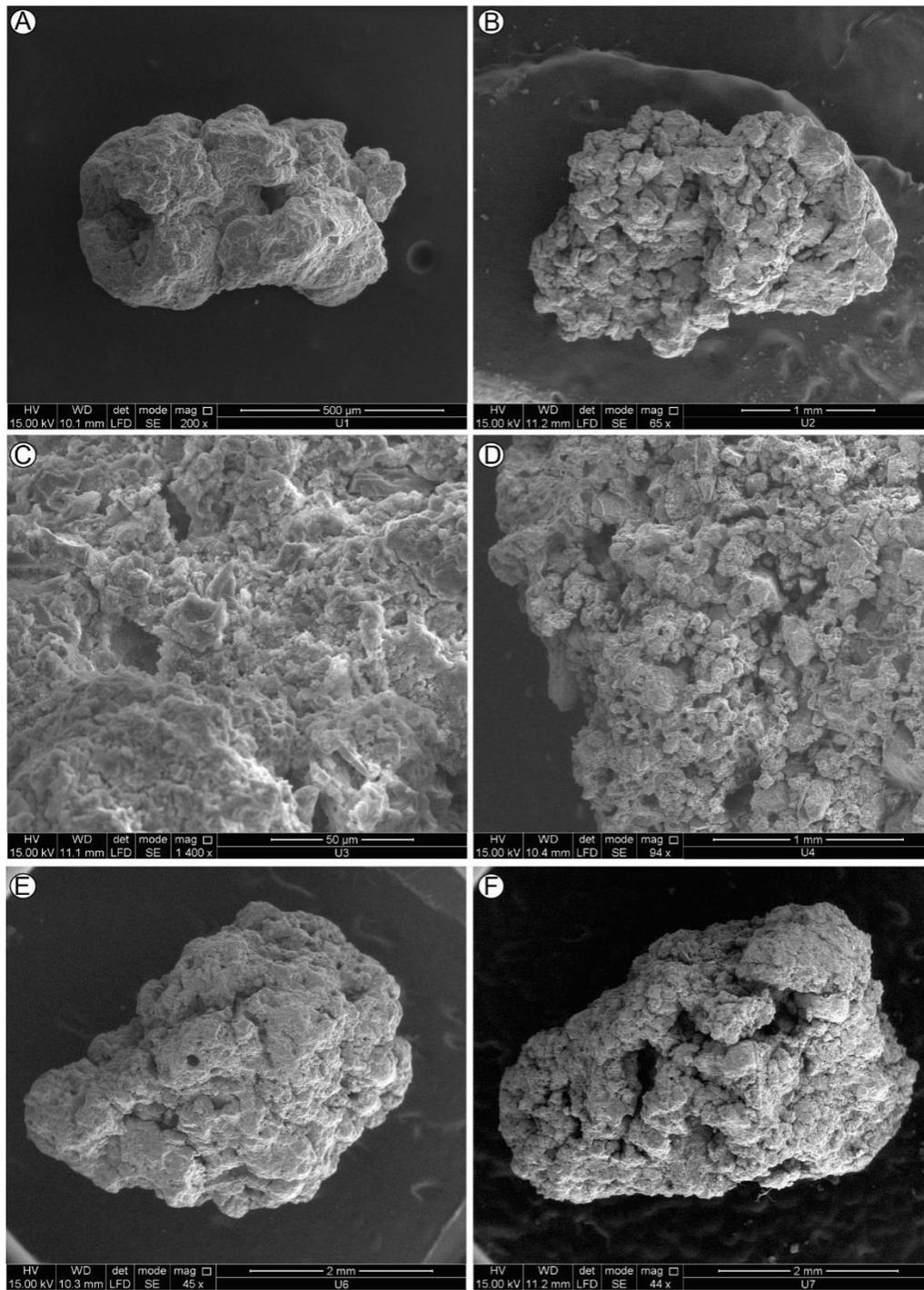
**Figura 86 (continuación).** Área probable de dirección de flujo de las corrientes de densidad piroclástica de las unidades U7 y U8. **G.** Dirección del flujo de la Unidad U7. **H.** Dirección del flujo de la Unidad U8. La delimitación discontinua de la zona roja ilustra únicamente la dirección de las corrientes, más no representa la ubicación espacial del depósito.

### 6.3. Fragmentos agregados

Las erupciones explosivas pueden emitir una enorme cantidad de fragmentos tamaño ceniza (>50 vol.% del total emitido) que se dispersa a lo largo de la columna eruptiva por medio de caídas piroclásticas y/o corrientes de densidad piroclástica (Carey y Sigurdsson, 1982; Durant y Rose, 2009; Brown et al., 2012; Cashman y Scheu, 2015). Parte de esta ceniza puede adherirse formando agregados de partículas que tienen una mayor velocidad de sedimentación que las partículas volcánicas individuales (Carey y Sigurdsson, 1982; Sorem, 1982; Lane et al., 1993; Brown et al., 2012; Rossi et al., 2021). Según Scolamacchia et al.

(2005) existen cuatro tipos de agregados, denominados: lapilli acrecional, lapilli acorazado, agregados irregulares y agregados cilíndricos. Estos diferentes tipos de agregados están asociados a la atracción electrostática (carga natural entre partículas), la adhesión húmeda (fuerzas de enlace líquido por humedad condensada) y la formación de hidrometeoros (influencia meteorológica local) (Schumacher y Scmincke, 1995; Veitch y Woods, 2001; James et al., 2002, 2003; Durant et al., 2009; Durant y Rose, 2009; Brown et al., 2012).

Las observaciones realizadas bajo la lupa binocular y el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), permitieron detectar una gran cantidad de fragmentos agregados no consolidados, con partículas volcánicas conformadas por vidrio y cristales, que se agrupan entre sí (Fig. 87). Los agregados presentes en las unidades U1 – U8 tienen tonalidades de color marrón, rojo y anaranjado, son altamente frágiles, y tienen una vesicularidad variada que va de baja a moderada. El alto grado de alteración y su morfología los diferencian de los típicos fragmentos de pómez observados en los depósitos de CDPs que afloran sobre el río El Barranco (Fig. 87). Si bien los agregados son fragmentos que componen a todas las unidades aquí estudiadas, las unidades asociadas a depósitos de flujos de pómez y evento tipo *blast* (U1, U2, U3, U4 y U6), son las que presentan un mayor porcentaje de estos (>60 vol.%), siendo principalmente de tipo irregular (Fig. 87B – F), aunque también de tipo cilíndrico con un centro de color negro compuesto de materia orgánica carbonizada (Fig. 87A) (cf. Scolamacchia et al., 2005). De esta manera, se evidencia que muchos de los fragmentos que en muestra de mano pueden ser interpretados como fragmentos de pómez, son verdaderamente agregados de partículas tamaño ceniza. La explicación de la agregación de las partículas en los depósitos del Galeras no fue posible definirla, sin embargo, se presenta una discusión al respecto:



**Figura 87.** Imágenes tomadas con el Microscopio Electrónico de Barrido de los agregados de ceniza. **A.** Agregado de la Unidad U1. **B.** Agregado de la Unidad U2. **C.** Agregado de la Unidad U3. **D.** Agregado de la Unidad U4. **E.** Agregado de la Unidad U6. **F.** Agregado de la Unidad U7. Estas imágenes se tomaron cuando se realizó el análisis microtextural en fragmentos de pómez, por ende, en ese momento, dentro de los fragmentos seleccionados para las unidades U5 y U8, no se identificaron agregados de partículas volcánicas.

### **6.3.1. Agente adhesivo**

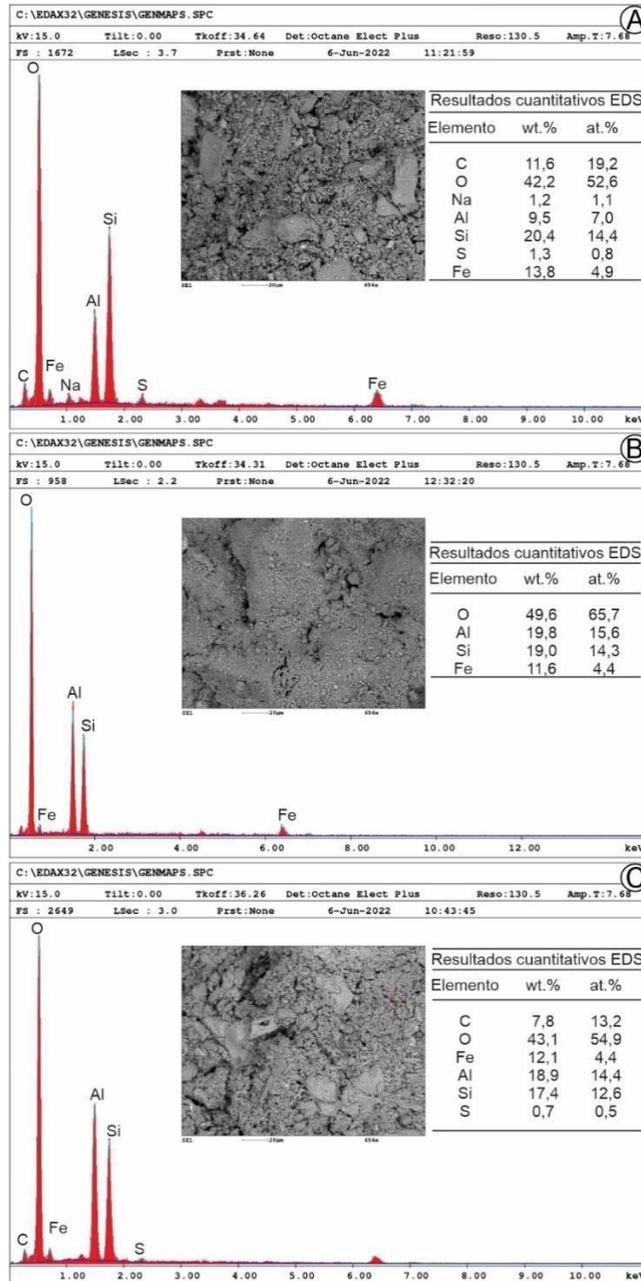
El principal agente adhesivo de los fragmentos agregados es el agua o vapor de agua en estado de condensación, por tanto, la disposición y abundancia de agua en la columna eruptiva ejerce un papel dominante en la agregación (Gilbert y Lane, 1994; Veitch y Woods, 2001; Textor et al., 2006a; Durant y Rose, 2009). El agua presente en la columna eruptiva puede venir de los volátiles contenidos en el magma, del arrastre de aire húmedo en la troposfera inferior, y a través del contacto del magma con cuerpos de agua externos (Brown et al., 2012).

Para columnas eruptivas ubicadas en la troposfera inferior, tal como es el caso de las columnas descritas para el volcán Galeras (e.g. Cepeda, 2020), la agregación de ceniza puede estar influenciada por las condiciones meteorológicas locales. Por ejemplo, en erupciones del volcán Sakurajima en Japón, la caída de agregados húmedos se ha dado en periodos de alta humedad (>80 vol.%) (Gilbert y Lane, 1994). Así mismo, agregados observados en depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza del volcán Unze (también en Japón) (generalmente asociados a bajo contenido de agua, debido a la falta de entrada de agua magmática), se generaron en días nublados a partir del vapor de agua condensado en el aire (Watanabe et al., 1999).

Por otra parte, la agregación de partículas puede estar favorecida por la presencia de azufre (S) en la columna eruptiva (Scolamacchia et al., 2005). Por ejemplo, en la erupción de 1982 del volcán El Chichón se registraron concentraciones anómalas de azufre calculadas en  $2,2 \times 10^{13}$  g (Luhr y Logan, 2002), siendo una parte de esta cantidad liberada como una fase de vapor oxidado en la columna eruptiva (Varekamp et al., 1984; Luhr et al., 1984, en Scolamacchia et al., 2005). Cabe destacar que, para esta erupción, se determinaron altos contenidos de  $\text{SO}_3$  (~1,2 wt.%) en fragmentos de pómez (Luhr et al., 1984, en Scolamacchia et al., 2005). Si bien, los agregados generados en la erupción de 1982 en el volcán El Chichón se adhirieron entre sí a causa de la condensación del vapor de agua, también se estableció que el alto contenido de S, Fe y P en capas cementosas de tonalidades rojizas y naranja que recubren a los agregados, estuvieron involucrados en los procesos de agresión y conservación de estas partículas volcánicas (Scolamacchia et al., 2005).

Con el fin de estudiar el posible agente agregante que generó los agregados de ceniza de las unidades U1 – U8 asociadas al CVG, se midieron trazas de diferentes elementos

químicos a partir del análisis de Espectroscopia de rayos X de Dispersión de Energía (EDS, con según sus siglas en inglés). Los agregados de las unidades U1 – U8, registraron picos composicionales de Oxígeno (O), Hierro (Fe), Carbono (C), Sílice (Si), Aluminio (Al), Azufre (S), Sodio (Na) y Calcio (Ca). Los porcentajes de S presentes en las unidades U1, U3, U5, U7 y U8, es de 1,3, 0,7, 0,5, 0,6 y 0,8 wt.%, respectivamente (Fig. 88A, C, E, G y H). Por su parte, en las unidades U2, U4 y U6 no se observaron picos de S (Fig. 88B, D y F).



**Figura 88.** A – C. Resultados del análisis de Espectroscopia de rayos X de Dispersión de Energía de las unidades U1 – U3.

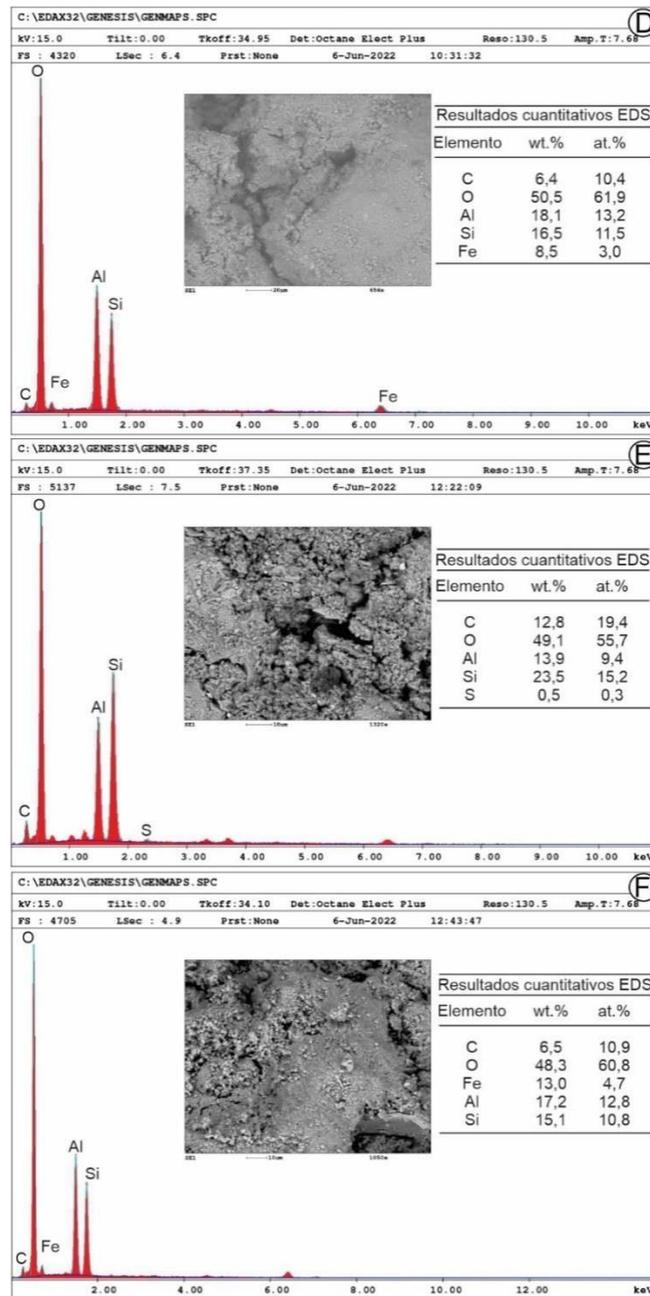
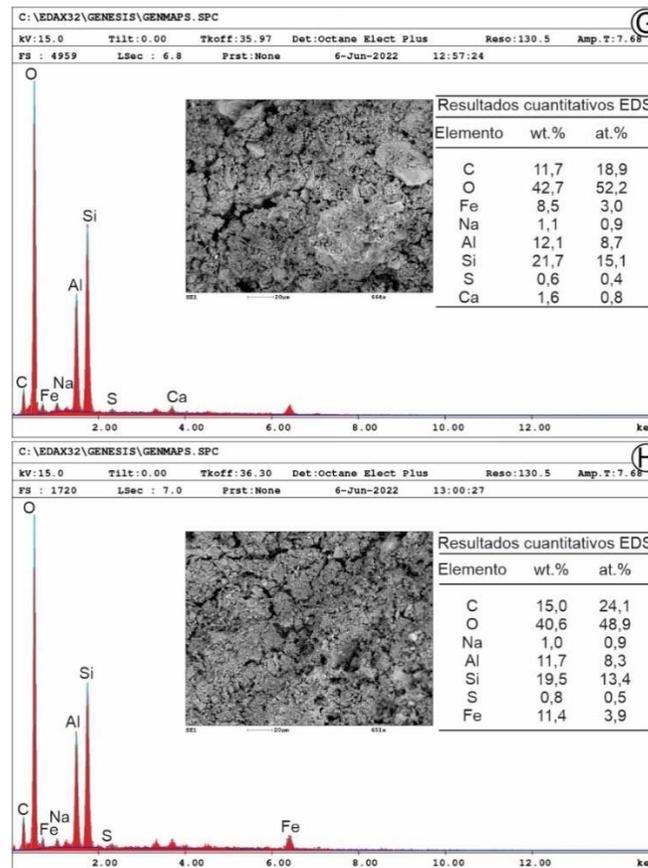


Figura 88 (continuación). D – F. Resultados del análisis de Espectroscopia de rayos X de Dispersión de Energía de las unidades U4 – U6.



**Figura 88 (continuación). G y H.** Resultados del análisis de Espectroscopia de rayos X de Dispersión de Energía de las unidades U7 y U8.

Inicialmente, al observar los agregados de ceniza de las unidades U1 – U8, se puede asumir que el proceso de agregación está relacionado con el contenido de azufre presente en la columna eruptiva, tal y como se ha descrito en otras investigaciones (Scolamacchia et al., 2005 y 2014). Esta hipótesis también se fundamenta en el hecho de que la composición química e isotópica de gases reportada por Fisher et al. (1997) para el volcán Galeras, establece que el azufre total ( $\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ ) fue uno de los compuestos principales de las columnas eruptivas generadas en los años de 1988 a 1995. Sin embargo, según los análisis de EDS, el azufre no está presente en las unidades U2, U4 y U6 (Fig. 88B, D y F), en las cuales se logró observar una mayor proporción de este tipo de fragmentos. Esto lleva a inferir que, en el momento de la erupción, el porcentaje de este elemento presente en la columna no fue el principal factor de agregación.

Retomando la química de gases de Fisher et al. (1997), se determina que las columnas eruptivas generadas por el volcán Galeras en los años de 1988 a 1995, además de contener

azufre, también tenían H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, HCl, N, H, y en menores concentraciones HF, He, Ar, CH<sub>4</sub> y O<sub>2</sub>; siendo el vapor de agua en estado de condensación el principal gas magmático emitido en la actividad volcánica de esos años, alcanzando un valor superior al 91 wt.% (Fischer et al., 1997); esto establece que el agua es un componente relevante en las columnas eruptivas del volcán. Por otra parte, considerando que Galeras se ubica en una zona donde la humedad alcanza valores de 75 – 80 vol.%, e incluso puede superar el 90 vol.% (IDEAM, <http://atlas.ideam.gov.co/visorAtlasClimatologico.html>), el agua presente en las columnas eruptivas también puede estar influenciado por aspectos hidrometeorológicos locales, tal y como se ha estudiado en otros volcanes (e.g., Watanave et al., 1997; Veitch y Woods, 2001; Textor et al., 2006a; Durant y Rose, 2009; Van Eaton et al., 2015). De esta manera, la adhesión de partículas por medio de un agente de agregación como el vapor de agua condensado presente en la columna eruptiva, es una explicación general y prematura de los procesos involucrados en la formación de los agregados de las unidades U1 – U8. Además, para las unidades U1, U3, U5, U7 y U8, el azufre pudo haber generado una capa cementosa que, junto con el vapor de agua, fomentaron la agregación de las partículas volcánicas como se evidencia en el análisis químico de EDS.

#### **6.4 Alteración de los fragmentos volcánicos**

Debido a que los depósitos de las unidades U1 – U8 presentan un alto contenido de fragmentos agregados, la alteración de estos fragmentos condiciona en gran medida la alteración del depósito. A partir de los análisis de EDS, se evidencia que los agregados de todas las unidades tienen picos composicionales de Si, Al y Fe (Fig. 88). El registro de estos elementos permite inferir una alteración de estos fragmentos a minerales como las arcillas (probablemente del grupo de las caolinitas); la causa de esta alteración seguramente está asociada a la inestabilidad del vidrio y/o al clima húmedo de la zona (e.g., Kawano et al., 1997). Este mismo tipo de alteración se observa en las imágenes tomadas con el MEB sobre los fragmentos de pómez de las unidades U1 – U8, en especial las que componen los depósitos de flujos de pómez, en los que una película amorfa y densa recubre las vesículas de estos componentes.

Por otro lado, los líticos volcánicos alterados, los cuales son abundantes en las unidades U2, U5, U7 y U8 (> 40 vol.%), reflejan procesos de alteración hidrotermal

evidenciados en las variaciones de las tonalidades de colores rojo, naranja y blanco. La alteración hidrotermal ejercida en estos líticos se relaciona con el sistema hidrotermal del volcán Galeras, el cual, según Fisher et al. (1997), corresponde a un sistema inestable pequeño y joven (~5000 años).

### **6.5 Amenaza volcánica en la microcuenca del río El Barranco**

Las CDPs son consideradas como uno de los fenómenos volcánicos más peligrosos y complejos (Branney y Kokelaar, 2002; Brown y Andrews, 2015). Los episodios ocurridos en 1902, tanto en el Monte Pelée (isla Martinica), como en el volcán Santa María (Guatemala), en los que murieron respectivamente 28.000 y 6000 personas, lo confirman (Pérez-Torrado y Fernandez-Turiel, 2015). También, la erupción de el volcán Chichón en 1982, del volcán Unzen en 1900 – 1995, del volcán Monte Pinatubo en 1995, y del volcán Merapi en los años 1990, 2006 y 2010, son otros ejemplos bien documentados del impacto notable de las CDPs en poblaciones cercanas a los volcanes (Neri et al., 2015). El alto grado de destrucción que ocurre con estos eventos radica en tres aspectos principales: movilidad, velocidad y temperatura (Nakada, 2000). Las CDPs al ser transportadas por un agente gaseoso y poseer una gran energía cinemática, tienen una alta movilidad y un comportamiento turbulento (Pérez-Torrado y Fernandez-Turiel, 2015) acompañado de velocidades que pueden estar entre <30 y 300 m/s y de temperaturas entre 100 y <800°C (Cole et al., 2015). Esto genera destrucción y modificación del área de impacto debido a que son capaces de incorporar y transportar bloques de rocas, materiales de construcción y de arrancar y carbonizar troncos de árboles o cualquier tipo de materia orgánica que encuentren a su paso (Neri et al., 2015). Otro factor de impacto a tener en cuenta ante eventos como estos, es que las CDPs, principalmente su nube acompañante, se encuentra a altas temperaturas (180 a >600 °C; e.g., Mastrolorenzo et al., 2001; Cole et al., 2002, 2015; Caricchi et al., 2014; Lozano-Gutiérrez et al., 2019) y cargada de material fino, el cual al ser absorbido por el sistema respiratorio de animales y seres humanos puede llegar a causar muerte por asfixia (e.g., Dellino et al., 2021).

El registro de la Unidad U8, en el casco urbano de La Florida, evidencia que hace  $390,5 \pm 80,5$  cal AP, una CDP logró desplazarse desde las laderas del CVG hasta dicha población. En el registro histórico del volcán Galeras, el cual abarca un lapsus de 500 años,

*Estratigrafía y geocronología de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el río El Barranco, Complejo Volcánico Galeras, Colombia.*

se describe que una serie de eventos eruptivos ocurridos entre los siglos XVI y XVII, se caracterizaron por ser eventos intempestuosos, explosivos y violentos asociados a erupciones de estilo vulcaniano (e.g., Cepeda, 2020). Es probable que el evento de la Unidad U8 se pueda correlacionar con algunas de estas erupciones, sin embargo, no quedó registro de su trayectoria sobre el río El Barranco, porque la fundación del pueblo se dio en 1820 (Cepeda, 2020). Con base en lo anterior, se sustenta la existencia de la amenaza por CDPs establecida por el SGC (2015) para la zona de estudio y se recomienda este estudio para la calibración de modelos numéricos de simulación de flujos piroclásticos.

## 7. Conclusiones

- La correlación estratigráfica de los depósitos aflorantes permitió identificar 10 depósitos volcanoclásticos que se encuentran suprayaciendo flujos de lava de la etapa Genoy del CVG, con un espesor máximo visible de 14,67 m. Estos depósitos corresponden a ocho depósitos de CDPs (unidades U1 – U8), un depósito de caída conocido como Marcador de Biotita y un depósito secundario de lahar concentrado o flujo de escombros.
- De los depósitos de CDPs, las unidades U1, U2, U3 y U6 se interpretan como depósitos de CDPs concentradas de tipo flujo de pómez, mientras que las unidades U5, U7 y U8, como CDPs concentradas de tipo flujos de bloques y ceniza. Por su parte, la Unidad U4 se cataloga como un depósito de CDP diluido asociado a un evento tipo “*blast*”.
- Los resultados obtenidos a partir del método de datación radiométrica  $^{14}\text{C}$  indican que cronostratigráficamente la Unidad U1 tiene una edad de  $8303 \pm 97$  cal AP a  $8284,5 \pm 90,5$  cal AP, la Unidad U2 de  $7667 \pm 78$  cal AP, la Unidad U4 de  $4625 \pm 181$  cal AP, la Unidad U5 de  $3201,5 \pm 129$  cal AP, la Unidad U6 de  $2215,5 \pm 101,5$  a  $2033 \pm 91$  cal AP, la Unidad U7 de  $1066,5 \pm 109,5$  a  $944,5 \pm 115,4$  cal AP y la Unidad U8 es de  $390,5 \pm 80,5$  cal AP. Si bien la Unidad U3 no se dató en esta investigación, de trabajos previos se conoce que su edad es de  $5082 \pm 198$ ,  $5096,5$  a  $5966 \pm 235$  cal AP (Banks et al., 1997; Gómez et al., 2022).
- Conjugando los resultados de geocronología con las correlaciones estratigráficas, se puede establecer que las unidades U3, U4, U5, U6 y U7, se correlacionan con los miembros 4500, 4000, 2900, 2300 y 1100, respectivamente descritos previamente por Calvache (1990). De estos, las unidades U6 y U7 (miembros 2300 y 1100), cartografiadas dentro del CVG, se caracterizan por primera vez sobre el valle del río El Barranco. Por su parte, las unidades U1, U2 y U8, y el depósito de flujo de escombros, corresponden a eventos eruptivos que hasta el momento no se habían descrito como parte de la historia del volcán Galeras. La correlación de la Unidad U1 dentro de la etapa Galeras indica que la actividad eruptiva del volcán inició hace ~8300 años AP, por lo que la relación cronológica de los rangos de edades entre las

etapas Urcunina y Galeras se debe replantear. En este sentido, para definir los intervalos de edades de estas dos etapas y corroborar la asociación de la Unidad U1 a los eventos del volcán Galeras, se propone datar los depósitos de avalanchas localizados al suroeste del CVG para determinar la edad del colapso del edificio de la etapa Urcunina.

- Composicionalmente las unidades U1, U2, U3, U4 y U6 se constituyen en orden de abundancia de fragmentos de pómez, líticos volcánicos, y cristales libres de anfíbol, plagioclasa y cuarzo, mientras que las unidades U5, U7 y U8 están conformadas por líticos volcánicos, fragmentos de pómez, y cristales libres de anfíbol y plagioclasa.
- La erupción asociada a la Unidad U1 involucró material accidental de fragmentos meta-sedimentarios, probablemente pertenecientes al Grupo Diabásico, especialmente al conjunto KV.
- Las unidades U1 – U8 tienen índices de vesicularidad que van de 59 a 71 vol.% y el rango de vesicularidad más amplio se registró en la Unidad U7, con valores entre 43 y 88 vol.%. Esto evidencia que el magma que dio origen a los fragmentos de pómez de estas unidades, era moderadamente a altamente vesiculado. Sin embargo, la observación de textura esponjosa en las imágenes obtenidas con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), sugiere que este magma contaba con zonas extremadamente vesiculadas (vesicularidad de >80 vol.%). Así mismo, las imágenes del MEB permitieron describir a grosso modo la evolución del magma a través de los fragmentos de pómez, los cuales cuentan con una heterogeneidad morfológica con respecto a sus vesículas. En ellos se observaron vesículas esféricas a subesféricas (estado de nucleación inicial), pasando por coalescencia de burbujas, hasta vesículas elongadas con textura fibrosa (estado de cizallamiento elástico). A partir de esta heterogeneidad, se puede establecer que el magma además de estar altamente vesiculado también era de intermedio a altamente viscoso.
- Si bien se observaron grietas entre las paredes de las vesículas, es probable que dichas estructuras se hayan generado en el momento de la preparación de las muestras, por medio de las vibraciones del ultrasonido. Por esta razón, a partir de estos indicios no es posible determinar si en los eventos eruptivos analizados hubo contacto del magma

con fuentes de agua subterránea. Con base en esto, más el alto porcentaje de vesicularidad presente en los fragmentos de pómez y a la anteriormente mencionada heterogeneidad morfológica de las vesículas, se considera que las erupciones de las unidades U1 a U8 se relacionan con erupciones magmáticas explosivas. Sin embargo, es necesario un estudio enfocado en la fragmentación del magma que originó a las unidades U1 – U8.

- Con base en la composición y en la vesicularidad, se relacionan los depósitos de flujos de pómez (unidades U1, U2, U3 y U6), con CDPs ocasionadas por el colapso de una columna sostenida de una erupción subpliniana, la cual pudo estar antecedida por un evento vulcaniano. Por otro lado, los depósitos de bloques y ceniza (unidades U5, U7 y U8) se relacionan a eventos de colapso de columnas vulcanianas. A su vez, la Unidad U4 se asocia con una erupción de tipo “blast”.
- La historia eruptiva del volcán Galeras parece haber evolucionado desde erupciones de tipo subpliniano, representadas por las unidades U1, U2 y U3, a eventos recientes de tipo vulcaniano caracterizados en las unidades U5, U7 y U8. Sin embargo, se debe considerar que un evento subpliniano (Unidad U6), de magnitudes considerables, ocurrió hace  $2215,5 \pm 101,5$  a  $2033 \pm 91$  cal AP, por lo que en la actualidad el surgimiento de una erupción de esta índole no es descartable.
- El levantamiento estratigráfico realizado en campo, señala que los flujos de las CDPs de todas las unidades, con excepción de las unidades U3, U5 y U7, se distribuyeron desde el cráter del volcán Galeras, sobrepasando el anfiteatro de la etapa Urcunina, hasta el casco urbano de La Florida, con un recorrido de más de 12 km. Por otro lado, los flujos de las CDPs de las unidades U3, U5 y U7, se confinaron a la parte alta y media de la microcuenca El Barranco, alcanzando una distancia de menos de 8 km. De manera particular, las unidades U1, U2, U6 y U8 parece que no solo representan eventos que se desplazaron por el valle del río El Barranco, sino también por la microcuenca del río Pachindo. Esto determina que, ante una erupción del volcán Galeras se debe considerar una CDPs direccionada sobre este afluente. Por esta razón, se requieren campañas de campo enfocadas en el río Pachindo, que permitan cartografiar la distribución de las unidades U1 – U8. Adicionalmente, es importante

aclarar que las unidades U3 y U4, solo se cartografiaron en la parte alta del río El Barranco. Sin embargo, al interpretarse la Unidad U4 como un evento tipo “blast”, es probable que su distribución este dada hacía todo el flanco noroeste del CVG.

- Las unidades U1 – U8, en especial los depósitos de flujos de pómez (U1, U2, U3 y U6), cuentan con un porcentaje de más del 60 vol.% de fragmentos agregados que impidieron realizar el análisis de granulometría para estas. Según el análisis de Espectroscopia de rayos X de Dispersión de Energía (EDS), estos fragmentos de agregados de ceniza se formaron en la columna eruptiva, a partir de un agente adhesivo como el azufre, que estuvo acompañado por una influencia de las condiciones meteorológicas locales presentes en el CVG.
- El análisis de granulometría realizado en las unidades U5, U7 y U8, muestra una depositación agradacional de los depósitos, de forma que hacía la parte alta y media de la microcuenca del río El Barranco, se depositaron los clastos de mayo tamaño (lapilli a bloque), mientras que, en la parte distal del valle, se depositaron principalmente las partículas de tamaño ceniza gruesa a ceniza muy fina (1 a 4  $\Phi$ ).
- Los fragmentos volcánicos que conforman a los depósitos de las unidades U1 – U8, presentan dos tipos de alteraciones: 1) Los agregados de ceniza con picos composicionales de sílice (Si), azufre (S) y hierro (Fe), y los fragmentos de pómez que se encuentran alterados a arcillas, probablemente del grupo de las caolinitas, debido a la inestabilidad del vidrio y/o las condiciones climáticas locales; 2) Los líticos volcánicos alterados exhiben coloraciones típicas de alteración hidrotermal, lo que permite identificarlos como fragmentos accesorios asociados a erupciones previas.
- El registro de la Unidad U8 en el pueblo de La Florida, indica que entre los siglos XV y XVI, un evento eruptivo del volcán Galeras logró llegar a dicho centro poblado, representando así una posible amenaza alta por corrientes de densidad piroclástica.

## 8. Bibliografía

- Alarcón, E., Murcia, H., Borrero, C., y Arnosio, M. (2020). Evidence for welding of a block and ash pyroclastic flow deposit: the case of Cerro Bravo Volcano, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, V 82(1), 1-14p.
- Alidibirov, M., y Dingwell, D.B. (1996). Magma fragmentation by rapid decompression. *Nature*, V 380(6570), 146-148p.
- Arcila, M., y Dimaté, C. (2005). Caracterización de fuentes sísmicas. Estudio de microzonificación sísmica de Santiago de Cali. Informe, 38p.
- Arzilli, F., Morgavi, D., Petrelli, M., Polacci, M., Burton, M., Di Genova, D., Spina, L., La Spina, G., Hartley, M., Romero, J., Fellowes, J., Díaz-Alvarado, J., y Perugini, D. (2019). The unexpected explosive sub-Plinian eruption of Calbuco volcano (22–23 April 2015; southern Chile): Triggering mechanism implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 378, 35-50p.
- 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, 91p.
- Baín, A.A., Calder, E.S., Cortés, J.A., Cortés, G.P., y Loughlin, S.C. (2019). Textural and geochemical constraints on andesitic plug emplacement prior to the 2004–2010 vulcanian explosions at Galeras volcano, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, V 81, 1-25p.
- Banks, N.G., Calvache, M.L., y Williams, S.N. (1997). 14C ages and activity for the past 50 Ka at Volcán Galeras, Colombia. *Journal of volcanology and geothermal research*, V 77(1-4), 39-55p.
- Barrero, D., Álvarez, J., y Kassem, T. (1969). Actividad ignea y tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico. *Boletín Geológico*, 145-173p.
- Belousov, A., y Belousova, M. (1996). Large scale landslides on active volcanoes in the 20th century- Examples from the Kurile-Kamchatka region (Russia). En: Senneset K (ed) *Landslides*, 953-957p.
- Belousov, A y Belousova, M. (1998). Bezymiannyi eruption on March 30, 1956 (Kamchatka): sequence of events and debris avalanche deposits. *Volcanol Seismol* V 20, 29-47p.
- Belousov, A., Voight B., Belousova M., y Petukhin A. (2002). Powerful pyroclastic surge in the May 8–10, 1997 explosive eruption of Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia. *Bull Volcanol* V 64, 455–471p.
- Belousov, A., Voight, B., y Belousova, M. (2007). Directed blasts and blast-generated pyroclastic density currents: a comparison of the Bezymianny 1956, Mount St Helens 1980, and Soufrière Hills, Montserrat 1997 eruptions and deposits. *Bulletin of Volcanology*, V 69(7), 701-740p.
- Belousov, A., Belousova, M., Hoblitt, R., y Patia, H. (2020). The 1951 eruption of Mount Lamington, Papua New Guinea: Devastating directed blast triggered by small-scale edifice failure. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 401, 60p.
- Belousov, A., Belousova, M., Auer, A., Walter, T.R., y Kotenko, T. (2021). Mechanism of the historical and the ongoing Vulcanian eruptions of Ebeko volcano, Northern Kuriles. *Bulletin of Volcanology*, V 83(1), 1-24p.

- Bonadonna, C., Cioni, R., Pistolesi, M., Elissondo, M., y Baumann, V. (2015). Sedimentation of long-lasting wind-affected volcanic plumes: the example of the 2011 rhyolitic Cordón Caulle eruption, Chile. *Bulletin of Volcanology*, V 77(2), 1-19p.
- Boudon, G., Camus, G., Gourgaud, A., y Lajoie, J. (1993). The 1984 nuée-ardente deposits of Merapi volcano, Central Java, Indonesia: stratigraphy, textural characteristics, and transport mechanisms. *Bulletin of Volcanology*, V 55(5), 327-342p.
- Boudon, G., Le Friant, A., Villemant, B., Viodé, J.P., Lindsay, J.M., Robertson, R.E.A., Shepherd, J.B., y Ali, S. (2005). *Volcanic Hazard Atlas of the Lesser Antilles*, Seismic Research. The University of the West Indies, Trinidad and Tobago, 126-145p.
- Bourdon, E., Eissen, J.P., Gutscher, M.A., Monzier, M., Hall, M.L., y Cotten, J. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 123-138p.
- Branney, M.J., y Kokelaar, B.P. (2002). *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*. Geological Society of London.
- Brown, R.J., Bonadonna, C., y Durant, A.J. (2012). A review of volcanic ash aggregation. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, V 45-46, 65-78p.
- Brown, R.J., y Branney, M.J. (2013). Internal flow variations and diachronous sedimentation within extensive, sustained, density-stratified pyroclastic density currents flowing down gentle slopes, as revealed by the internal architectures of ignimbrites on Tenerife. *Bulletin of volcanology*, V 75(7), 1-24p.
- Brown, R.J., y Andrews, G.D. (2015). Deposits of pyroclastic density currents. In *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, 631-648p.
- Bull, K.F., y McPhie, J. (2007). Fiamme textures in volcanic successions: Flaming issues of definition and interpretation. *Journal of volcanology and geothermal research*, V 164(4), 205-216p.
- Burgisser, A., y Bergantz, G.W. (2002). Reconciling pyroclastic flow and surge: the multiphase physics of pyroclastic density currents. *Earth and Planetary Science Letters*, V 202(2), 405-418p.
- Burgisser, A., y Degruyter, W. (2015). Magma ascent and degassing at shallow levels. *The encyclopedia of volcanoes*, 225-236p.
- Bursik, M. (1993). Subplinian eruption mechanisms inferred from volatile and clast dispersal data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 57(1-2), 57-70p.
- Bursik, M.I., y Woods, A.W. (1996). The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bulletin of Volcanology*, V 58(2), 175-193p.
- Calder, E.S., Cole, P.D., Dade, W.B., Druitt, T.H., Hoblitt, R.P., Huppert, H.E., Ritchie, L., Sparks, R.S.J., y Young, S.R. (1999). Mobility of pyroclastic flows and surges at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters*, V 26(5), 537-540p.
- Calder, E.S., Sparks, R.S.J., y Gardeweg, M.C. (2000). Erosion, transport and segregation of pumice and lithic clasts in pyroclastic flows inferred from ignimbrite at Lascar Volcano, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 104(1-4), 201-235p.
- Calvache, M.L. (1990). *Geology and volcanology of the recent evolution of Galeras volcano, Colombia*. Thesis master of science, Louisiana State University, 1-75p.

- Calvache, M.L., y Williams, S.N. (1992). Lithic-dominated pyroclastic flows at Galeras volcano, Colombia—An unrecognized volcanic hazard. *Geology*, V 20(6), 539-542p.
- Calvache, M.L., 1995. The geological evolution of Galeras volcanic complex. Thesis doctor of philosophy, Arizona State University, 89p.
- Calvache, M.L. y Williams, S.N. (1997). Geochemistry and petrology of the Galeras Volcanic complex, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77(1-4), 21-38.
- Calvache, M.L., Cortés, P., y Williams, S.N. (1997). Stratigraphy and chronology of the Galeras Volcanic Complex, Colombia. *J Volcanol Geotherm*, V. 77, 5–19p.
- Calvache, M.L., y Duque-Trujillo, J.F. (2016). Geomorphological Features of the Galeras Volcanic Complex. In *Landscapes and Landforms of Colombia*. Springer, Cham, 193-202p.
- Capasso, L. (2000). Herculaneum victims of the volcanic eruptions of Vesuvius in 79 A.D. *The Lancet*, V 356(9238), 1344-1346p.
- Cardona, L., y 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). Universidad de Caldas, Manizales. Trabajo de grado, 76p.
- Carey, S.N., y Sigurdsson, H. (1982). Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens volcano. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, V 87, 7061-7072p.
- Carey, S., y Sigurdsson, H. (1987). Temporal variations in column height and magma discharge rate during the 79 AD eruption of Vesuvius. *Geological Society of America Bulletin*, V 99(2), 303-314p.
- Carey, S., y Sparks, R.S. (1986). Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of volcanology*, V 48(2), 109-125p.
- Caricchi, C., Vona, A., Corrado, S., Giordano, G., y Romano, C. (2014). 79 AD Vesuvius PDC deposits' temperatures inferred from optical analysis on woods charred in-situ in the Villa dei Papiri at Herculaneum (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 289, 14-25p.
- Cas, R.A., y Wright, J.V. (1987). Volcanic successions, modern and ancient: a geological approach to processes, products, and successions. Allen & Unwin/Chapman & Hall, London, 546p.
- Cas, R.A., Wright, H., Folkes, C.B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., y Viramonte, J.G. (2011). The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bulletin of volcanology*, V 73(10), 1583-1609p.
- Cashman, K.V., y McConnell, S.M. (2005). Multiple levels of magma storage during the 1980 summer eruptions of Mount St. Helens, WA. *Bulletin of Volcanology*, V 68(1), 57-75p.
- Cashman, K.V., y Scheu, B. (2015). Magmatic fragmentation. In *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, 459-471p.
- Cassidy, M., Manga, M., Cashman, K., y Bachmann, O. (2018). Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nature communications*, V 9(1), 1-16p.
- Castruccio, A., Clavero, J., Segura, A., Samaniego, P., Roche, O., Le Pennec, J.L., y Droguett, B. (2016). Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, V 78(9), 1-19p.

- Cepeda, H. (1985). Anotaciones acerca de la geología del volcán Galeras, Colombia, SA. 6 th. Congreso latinoamericano de geología.
- Cepeda, H. (2020). Quinientos años de documentación histórica de actividad del volcán Galeras: escenarios eruptivos. Servicio Geológico de Colombia, 106p.
- Charbonnier, S.J., y Gertisser, R. (2011). Deposit architecture and dynamics of the 2006 block-and-ash flows of Merapi Volcano, Java, Indonesia. *Sedimentology*, V 58(6), 1573-1612p.
- Cioni, R., Bertagnini, A., Santacroce, R., y Andronico, D. (2008). Explosive activity and eruption scenarios at Somma-Vesuvius (Italy): towards a new classification scheme. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 178(3), 331-346p.
- Cioni, R., Pistolesi, M., y Rosi, M. (2015). Plinian and subplinian eruptions. In *The encyclopedia of volcanoes (Second Edition)*. Academic Press, 519-535p.
- Clarke, A.B., Neri, A., Macedonio, G., y Voight, B. (2002). Transient dynamics of Vulcanian explosions and column collapse. *Nature*, V 415, 897 –901p.
- Clarke, A.B. (2013). Unsteady explosive activity: Vulcanian eruptions. *Modeling volcanic processes. The physics and mathematics of volcanism*, 129-152p.
- Clarke, A.B., Ongaro, T.E., y Belousov, A. (2015). Vulcanian eruptions. En: *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, 505-518p.
- Cole, P.D., Calder, E.S., Sparks, R.S.J., Clarke, A.B., Druitt, T.H., Young, S. R., Herd, R.A., Harford, C.L., y Norton, G.E. (2002). Deposits from dome-collapse and fountain-collapse pyroclastic flows at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *The Geological Society*, V 21, 33p.
- Cole, P.D., Neri, A., y Baxter, P.J. (2015). Hazards from pyroclastic density currents. In *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, 943-956p.
- Colmenares, F., Román, L., Sánchez, J.M., y Ramírez, J.C. (2019). Diagnostic structural features of NW South America: Structural Cross Sections based upon detailed field transects. In *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. Springer, Cham, 651-672p.
- Correa, M., y Valencia, J. (2018). Características texturales como indicadores del origen de tres depósitos volcánicoclásticos: casos de estudio para el complejo volcánico Nevado del Ruiz y el volcán Cerro Bravo. Tesis de pregrado, Programa de Geología, Universidad de Caldas, Manizales, 144p.
- Cortés, M., y Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, V 403, 29-58p.
- Costa, A., Folch, A., y Macedonio, G. (2013). Density-driven transport in the umbrella region of volcanic clouds: Implications for tephra dispersion models. *Geophysical Research Letters*, V 40(18), 4823-4827p.
- Dade, W.B., y Huppert, H.E. (1996). Emplacement of the Taupo ignimbrite by a dilute turbulent flow. *Nature*, V 381(6582), 509-512p.
- Dellino, P., Dioguardi, F., Isaia, R., Sulpizio, R., y Mele, D. (2021). The impact of pyroclastic density currents duration on humans: the case of the AD 79 eruption of Vesuvius. *Scientific Reports*, V 11(1), 1-9p.

- Denlinger, R.P., y Iverson, R.M. (2001). Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain: 2. Numerical predictions and experimental tests. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, V 106(B1), 553-566p.
- Diller, K., Clarke, A.B., Voight, B., y Neri, A. (2006). Mechanisms of conduit plug formation: Implications for vulcanian explosions. *Geophysical Research Letters*, V 33(20).
- Doronzo, D.M., y Dellino, P. (2014). Pyroclastic density currents and local topography as seen with the conveyor model. *Journal of volcanology and geothermal research*, V 278, 25-39p.
- Douillet, G.A., Pacheco, D.A., Kueppers, U., Letort, J., Tsang-Hin-Sun, È., Bustillos, J., Hall, M., Ramón, P., y Dingwell, D.B. (2013). Dune bedforms produced by dilute pyroclastic density currents from the August 2006 eruption of Tungurahua volcano, Ecuador. *Bulletin of volcanology*, V 75(11), 1-20p.
- Droux, A., y Delaloye, M. (1996). Petrography and geochemistry of Plio-Quaternary calc-alkaline volcanoes of southwestern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, V. 9, 27-41p.
- Druitt, T. H. (1998). Pyroclastic density currents. *Geological Society, London, Special Publications*, V 145(1), 145-182p.
- Druitt, T.H., Young, S.R., Baptie, B., Bonadonna, C., Calder, E.S., Clarke, A.B., y Voight, B. (2002). Episodes of cyclic Vulcanian explosive activity with fountain collapse at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Memoirs-Geological Society of London*, V 21, 281-306p.
- Dufek, J. (2016). The fluid mechanics of pyroclastic density currents. *Annual Review of Fluid Mechanics*, V 48, 459-485p.
- Dufek, J., Ongaro, T. E., y Roche, O. (2015). Pyroclastic density currents: processes and models. In *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, 617-629p.
- Durant, A.J., Rose, W.I., Sarna-Wojcicki, A.M., Carey, S., y Volentik, A.C. (2009). Hydrometeor-enhanced tephra sedimentation: Constraints from the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, V 186, 40-59p.
- Escher, B.G. (1933). On a classification of central eruptions according to gas pressure of the magma and viscosity of the lava. *Leidse Geologische Mededelingen*, V 6(1), 45-49p.
- Fagents, S.A. y Wilson, L. (1993). Explosive volcanic eruptions - VII. The ranges of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions. *Geophysical Journal International*, V 113, 359-370p.
- Fisher, R.V. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, V 72(9), 1409-1414p.
- Fisher, R.V., y Heiken, G. (1983). Mt Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 13, 339-371p.
- Fisher, R.V., y Schmincke, H. (1984). *Pyroclastic rocks*. Springer Verlag, Berlín, 472p.
- Fisher, R.V., y Smith, G.A. (1991). *Volcanism, tectonics and sedimentation*. Society for Sedimentary Geology.
- Fisher, T.P., Sturchio, N.C., Stix, J., Arehart, G.B., Counce, D., y Williams, S.N. (1997). The chemical and isotopic composition of fumarolic gases and spring discharges from Galeras Volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 77, 229-253p.

- Folk, R., y Ward, W. (1957). Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Folk, R. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin: The University of Texas, Hemphill.
- Formenti, Y., y Druitt, T.H. (2003). Vesicle connectivity in pyroclasts and implications for the fluidization of fountain-collapse pyroclastic flows, Montserrat (West Indies). *Earth and Planetary Science Letters*, V 214, 561-574p.
- Formenti, Y., Druitt, T.H. y Kelfoun, K. (2003). Characterization of the 1997 Vulcanian explosions of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, by video analysis, I. *Bulletin of Volcanology*, V 65, 587-605p.
- Freundt, A., Wilson, C. J. N., y Carey, S. N. (2000). Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. En: *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 581-600p.
- García, A. M., Murcia, H. F., Cortés, G.P., y Laverde, C.A. (2011). Simulación de flujos Piroclásticos en el volcán Galeras con el código TITAN2D. *Geología Colombiana*, V 36, 135-162p.
- Gardner, J.E., Thomas, R.M.E., Jaupart, C., y Tait, S. (1996). Fragmentation of magma during plinian volcanic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, V 58 144-162p.
- Giacomelli, L., Perrotta, A., Scandone, R., y Scarpati, C. (2003). The eruption of Vesuvius of 79 AD and its impact on human environment in Pompeii. *Episodes Journal of International Geoscience*, V 26(3), 235-238p.
- Gilbert, J.S., y Lane, S.J. (1994). The origin of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*, V 56, 398-411p.
- Giordano, G., y Cas, R.A. (2021). Classification of ignimbrites and their eruptions. *Earth-Science Reviews*, V 220, 15p.
- Goepfert, K., y Gardner, J.E. (2010). Influence of pre-eruptive storage conditions and volatile contents on explosive Plinian style eruptions of basic magma. *Bulletin of Volcanology*, V 72(5), 511-521p.
- Gómez, D., Torres, R., Laverde, C., Cadena, O., Meier, R., Monsalve, M., Cortés, G., y Calvache, M. (2009). Una síntesis del estado actual de actividad del volcán Galeras, Colombia. *Resumen, Ingeniería Investigación y Desarrollo, Universidad de la Rioja*, 2009, 24-30p.
- Gómez, L.J., Shaw, S.J., Pulgarín, B., Castilla, S., y Palechor, D.F. (2022). Thermobarometry, vesicularity and microlite populations in pyroclastic density current deposits from the last 4500 years of activity at Galeras, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 432, 107714p.
- Gonnermann, H.M. (2015). Magma fragmentation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, V 43(1), 431-458p.
- Hammer, J.E., Cashman, K.V., Hoblitt, R.P., y Newman, S. (1999). Degassing and microlite crystallization during pre-climactic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bulletin of Volcanology*, V 60(5), 355-380p.
- Heap, M.J., Kolzenburg, S., Russell, J.K., Campbell, M.E., Welles, J., Farquharson, J.I., y Ryan, A. (2014). Conditions and timescales for welding block-and-ash flow deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 289, 202-209p.
- Hoblitt, R.P., Miller, C.D., y Vallance, J.W. (1981). Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast. En: *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington*. US Geol. Surv. Prof. Pap, V 1250, 401-419p.

- Houghton, B. F., y Wilson, C., (1989). A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, V 51: 451-462.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. (2022). Atlas climatológico de Colombia entre los años 1981 – 2010. <http://atlas.ideam.gov.co/visorAtlasClimatologico.html>.
- Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Italia (INGV). (2022). Vesubio – Storia eruttiva. Osservatorio Vesuviano. <https://www.ov.ingv.it/index.php/storia-vesuvio/pompei>.
- Kaminski, E., y Jaupart, C. (1998). The size distribution of pyroclasts and the fragmentation sequence in explosive volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, V 103(B12), 29759-29779p.
- Kawano, M., Tomita, K., y Shinohara, Y. (1997). Analytical electron microscopic study of the noncrystalline products formed at early weathering stages of volcanic glass. *Clays and Clay Minerals*, V 45, 440-447p.
- Komorowski, J.C., Jenkins, S., Baxter, P.J., Picquout, A., Lavigne, F., Charbonnier, S., Gertisser, R., Preece, Katie., Cholik, Noer., y Budi-Santoso, A. (2013). Paroxysmal dome explosion during the Merapi 2010 eruption: processes and facies relationships of associated high-energy pyroclastic density currents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 261, 260-294p.
- Konstantinou, K.I. (2015). Maximum horizontal range of volcanic ballistic projectiles ejected during explosive eruptions at Santorini caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 301, 107-115p.
- Koyaguchi, T., Ochiai, K., y Suzuki, Y.J. (2009). The effect of intensity of turbulence in umbrella cloud on tephra dispersion during explosive volcanic eruptions: Experimental and numerical approaches. *Journal of volcanology and geothermal research*, V 186(1-2), 68-78p.
- Lane, S.J., Gilbert, J.S., y Hilton, M. (1993). The aerodynamic behaviour of volcanic aggregates. *Bulletin of Volcanology*, V 55, 481-488p.
- Lipman, P.W., Moore, J.G., y Swanson, D.A. (1981). Bulging of the north flank before the May 18 eruption—geodetic data. *US Geol Surv Prof Pap*, V 1250, 143-155p.
- Lirer, L., Pescatore, T., Booth, B., y Walker, G.P. (1973). Two plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy. *Geological Society of America Bulletin*, V 84(3), 759-772p.
- Loughlin, S.C., Baxter, P. J., Aspinall, W. P., Darroux, B., Harford, C. L. y Miller, A. D. (2002a). Eyewitness accounts of the 25 June 1997 pyroclastic flows and surges at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, and implications for disaster mitigation. In: Druitt, T. H. & Kokelaar, B.P. (eds). *The Eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society, London, *Memoirs*, V 21, 211-230p.
- Loughlin, S.C., Calder, E.S., Clarke, A.B., Cole, P.D., Luckett, R., Mangan, M.T., Pyle, D.M., Sparks, R.S.J., Voight, B., y Watts, R.B. (2002b). Pyroclastic flows and surges generated by the 25 June 1997 dome collapse, Soufriere Hills Volcano, Montserrat. In: Druitt, T.H. & Kokelaar, B.P. (eds). *The Eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society, London, *Memoirs*, V 21, 231-262p.
- Lozano-Gutiérrez, R.E., González, C., y Pardo, N. (2019). Descripción y reflectancia de maderas carbonizadas por último ciclo eruptivo del volcán Doña Juana (Nariño, Colombia), entre 1897 – 1936 AD. *Universidad de Los Andes, Bogotá, Trabajo de grado*, 21p.

- Luongo, G., Perrotta, A., y Scarpati, C. (2003). Impact of the AD 79 explosive eruption on Pompeii, I. Relations amongst the depositional mechanisms of the pyroclastic products, the framework of the buildings and the associated destructive events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 126(3-4), 201-223p.
- Luhr, J.F., y Logan, M. (2002). Sulfur isotope systematics of the 1982 El Chichon trachyandesite: An ion microprobe study. *Geochimica et Cosmochimica*, V 66, 3303–3316p.
- Macorps, E., Charbonnier, S.J., Varley, N.R., Capra, L., Atlas, Z., y Cabré, J. (2018). Stratigraphy, sedimentology and inferred flow dynamics from the July 2015 block-and-ash flow deposits at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 349, 99-116p.
- Maeno, F., Nakada, S., Yoshimoto, M., Shimano, T., Hokanishi, N., Zaennudin, A., y Iguchi, M. (2019). A sequence of a plinian eruption preceded by dome destruction at Kelud volcano, Indonesia, on February 13, 2014, revealed from tephra fallout and pyroclastic density current deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 382, 24-41p.
- Mangan, M., y Sisson, T. (2000). Delayed, disequilibrium degassing in rhyolite magma: decompression experiments and implications for explosive volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, V 183(3-4), 441-455p.
- Marín-Cerón, M.I., Moriguti, T., Makishima, A., y Nakamura, E. (2010). Slab decarbonation and CO<sub>2</sub> recycling in the Southwestern Colombian volcanic arc. In *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 74(3), 1104-1121p.
- Marín-Cerón, M.I., Leal-Mejía, H., Bernet, M., y Mesa-García, J. (2019). Late Cenozoic to modern-day volcanism in the Northern Andes: A geochronological, petrographical, and geochemical review. In *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. Springer, Cham, 603-648p.
- Mastrolorenzo, G., Petrone, P.P., Pagano, M., Incoronato, A., Baxter, P.J., Canzanella, A., y Fattore, L. (2001). Herculaneum victims of Vesuvius in AD 79. *Nature*, V 410(6830), 769-770p.
- Maya, M., y González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia: *Boletín Geológico, Ingeominas*, V. 35, 43-57p.
- Moitra, P., Gonnermann, H.M., Houghton, B.F., y Tiwary, C.S. (2018). Fragmentation and Plinian eruption of crystallizing basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, V 500, 97-104p.
- Monsalve-Bustamante, M.L., Ortiz, I.D., y Norini, G. (2019). El Escondido, a newly identified silicic Quaternary volcano in the NE region of the northern volcanic segment (Central Cordillera of Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 383, 47-62p.
- Monsalve-Bustamante, M.L. (2020). The volcanic front in Colombia: Segmentation and recent and historical activity. In *The Geology of Colombia*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales, V. 38, 97–159p.
- Moore, J.G., y Sisson, T.W. (1981). Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge. *US Geol. Surv. Prof. Pap*, 1250, 421-438p.
- Moreno-Sánchez, M. y Pardo-Trujillo, A. (2003). Stratigraphical and sedimentological constrains on western Colombia: implications on the evolution of the Caribbean Plate, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. F. Blickwede, eds., *The CircumGulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, American Association of Petroleum Geologist, memoir, V. 79, 891-924p.

- Murcia, A., y Cepeda, H. (1991). Mapa geológico de la Plancha 429-Pasto; Escala 1: 100.000. Ingeominas, Bogotá.
- Murcia, H.F., Cortés, G.P., y Hurtado, B.O. (2008). Métodos e integración de análisis granulométrico para depósitos volcanoclásticos. *Boletín Geológico*, V 42, 129-140p.
- Murcia, H.F., Borrero, C.A., Pardo, N., Alvarado, G.E., Arnosio, M. y Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcanoclásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, V 48, 15-39p.
- Nakada, S. (2000). Hazards from pyroclastic flows and surges. En: *Encyclopedia of Volcanoes* (Eds.: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer y J. Stix). Academic Press, 945-955p.
- Narváez, L., Arcos, D., y Battaglia, M. (2017). Twenty years (1990–2010) of geodetic monitoring of Galeras volcano (Colombia), from continuous tilt measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 344, 232-245p.
- Németh, K., y Kósik, S. (2020). Review of explosive hydrovolcanism. *Geosciences*, V 10(2), 44p.
- Neri, A., Ongaro, T.E., Voight, B., y Widiwijayanti, C. (2015). Pyroclastic density current hazards and risk. In *Volcanic hazards, risks and disasters*. Elsevier, 109-140p.
- Newhall, C.G., y Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, V 87, 1231-1238p.
- Nishimura, T., Iguchi, M., Kawaguchi, R., Hendrasto, M., y Rosadi, U. (2012). Inflations prior to Vulcanian eruptions and gas bursts detected by tilt observations at Semeru Volcano, Indonesia. *Bulletin of volcanology*, V 74(4), 903-911p.
- Ojeda, A., y Havskov, J. (2001). Crustal structure and local seismicity in Colombia. *Journal of seismology*, V.5(4), 575-593p.
- Ongaro, T.E., Clarke, A.B., Neri, A., Voight, B., y Widiwijayanti, C. (2008). Fluid-dynamics of the 1997 Boxing Day volcanic blast on Montserrat, WI. *J. Geophys*, 69p.
- Ongaro, T.E., Widiwijayanti, C., Clarke, A.B., Voight, B., y Neri, A. (2011). Multiphase-flow numerical modeling of the 18 May 1980 lateral blast at Mount St. Helens, USA. *Geology*, V 39(6), 535-538p.
- Ospina, J., y Parra, Y. (2004). Caracterización geológica de los depósitos volcanogénicos del área comprendida entre La Cabaña y Tres Puertas (Manizales). Tesis de grado, Programa de Geología, Universidad de Caldas, 89p.
- Palladino, D.M. (2017). Simply pyroclastic currents. *Bulletin of Volcanology*, V 79(7), 1-5p.
- Parfitt, E.A. y Wilson, L., (2008). *Fundamentals of Physical Volcanology*. Oxford: Blackwell Publishing.
- Pardo, N., Cronin, S.J., Wright, H.M., Schipper, C.I., Smith, I., y Stewart, B. (2014). Pyroclast textural variation as an indicator of eruption column steadiness in andesitic Plinian eruptions at Mt. Ruapehu. *Bulletin of Volcanology*, V 76, 1-19p.
- París, G., y Romero, J. (1993). Mapa de fallas activas de Colombia. *Boletín Geológico Ingeominas*, V.34(2-3), 5-25p.

- Pennington, W.D. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, V.86(B11), 10753-10770p.
- Perez-Torrado, F.J., y Fernandez-Turiel, J.L. (2015). Peligros asociados a los depósitos piroclásticos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, V 23(1), 59-65p.
- Perez-Torrado, F.J., y Rodriguez-Gonzalez, A. (2015). ¿Cómo se miden las erupciones volcánicas? El índice de explosividad volcánica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, V 23(1), 24-24p.
- Piedrahita, D.A., Aguilar-Casallas, C., Arango-Palacio, E., Murcia, H., y Gómez-Arango, J. (2018). Estratigrafía del cráter y morfología del volcán Cerro Machín, Colombia. *Boletín de Geología*, V 40(3), 29-48p.
- Prieto, G.A., Beroza, G.C., Barrett, S.A., López, G.A., y Florez, M. (2012). Earthquake nests as natural laboratories for the study of intermediate-depth earthquake mechanics. *Tectonophysics*, V. 570, 42-56p.
- Pyle, D.M. (2015). Sizes of volcanic eruptions. In *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, 257-264p.
- Ramsey, C. (2001). Development of the radiocarbon calibration program. Department of Geosciences, The University of Arizona.
- Restrepo-Moreno, S.A., Foster, D.A., Bernet, M., Min, K., y Noriega, S. (2019). Morphotectonic and orogenic development of the Northern Andes of Colombia: A low-temperature thermochronology perspective. In *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. Springer, Cham, 749-832p.
- Rivera, V.C. (2021). Estudio morfométrico y geomorfológico del campo volcánico mono genético Guamuez–Sibundoy, Colombia. Tesis de pregrado, Programa de Geología, Universidad de Caldas, Manizales, 101p.
- Rodríguez, D., Córdoba, G., y Costa, A. (2018). Análisis de la amenaza por proyectiles balísticos en el área de influencia del volcán Galeras. *Foro internacional: Los volcanes y su impacto*, Arequipa, Perú, 4p.
- Romero, J.E. (2012). Study about the northern tephra-fall sequence of the 2011-2012 Cordón Caulle eruption, Southern Andes. En: *Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Chile, 519-521p.
- Rovida, A., y Tibaldi, A. (2005). Propagation of strike-slip faults across Holocene volcano-sedimentary deposits, Pasto, Colombia. *Journal of Structural Geology*, V. 27(10), 1838-1855p.
- Rust, A.C., y Cashman, K.V. (2011). Permeability controls on expansion and size distributions of pyroclasts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, V 116(B11).
- Ruzié, L., y Moreira, M. (2010). Magma degassing process during Plinian eruptions. *Journal of volcanology and geothermal research*, V 192(3-4), 142-150p.
- Sarocchi, D., Borselli, L. y Macías, J.L. (2007). Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V 23, 371–382p.
- Sato, H., Fujii, T. y Nakada, S. (1992). Crumbling of dacite dome lava and generation of pyroclastic flows at Unzen volcano. *Nature*, V 360, 664-666p.
- Saucedo, R., Macías, J.L., y Bursik, M. (2004). Pyroclastic flow deposits of the 1991 eruption of volcan de Colima, Mexico. *Bulletin of volcanology*, V 66(4), 291-306p.

- Scheu, B., y Dingwell, D.B. (2022). Magma fragmentation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, V 87(1), 767-800p.
- Schwarzkopf, L.M., Schmincke, H.U., y Cronin, S.J. (2005). A conceptual model for block-and-ash flow basal avalanche transport and deposition, based on deposit architecture of 1998 and 1994 Merapi flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139(1-2), 117-134p.
- Scolamacchia, T., Macías, J.L., Sheridan, M.F., y Hughes, S.R. (2005). Morphology of ash aggregates from wet pyroclastic surges of the 1982 eruption of El Chichón Volcano, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, V 68, 171-200p.
- Self, S., Wilson, L., y Naim, I. (1979). Vulcanian eruption mechanisms. *Nature*, V 277, 440-443p.
- Servicio Geológico Colombiano (2022). Generalidades volcán Galeras. <https://www2.sgc.gov.co/sgc/volcanes/VolcanGaleras/Paginas/generalidades-volcan-galeras.aspx>.
- Servicio Geológico Colombiano. (2015). Actualización del mapa de amenaza volcánica del volcán Galeras, Colombia.
- Servicio Geológico Colombiano. (2015). Mapa amenaza Volcán Nevado del Ruíz. Recuperado de <https://www2.sgc.gov.co/sgc/volcanes/VolcanNevadoRuz/Paginas/Mapa-amenaza.aspx#:~:text=Zona%20de%20amenaza%20alta&text=Corresponde%20a%20la%20zona%20que,las%20quebradas%20que%20nac%20all%C3%AD>.
- Settle, M. (1978). Volcanic eruption clouds and the thermal power output of explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 3(3-4), 309-324p.
- Sheridan, M.F., Barberi, F., Rosi, M., y Santacroce, R. (1981). A model for Plinian eruptions of Vesuvius. *Nature*, V 289(5795), 282-285p.
- Sheridan, M.F., y Wang, Y. (2005). Cooling and welding history of the Bishop Tuff in Adobe Valley and Chidago canyon, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 142(1-2), 119-144p.
- Sigurdsson, H., Cashdollar, S., y Sparks, S.R. (1982). The eruption of Vesuvius in AD 79: reconstruction from historical and volcanological evidence. *American journal of archaeology*, V 86(1), 39-51p.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Cornell, W., y Pescatore, T. (1985). The Eruption of Vesuvius in A.D. 79. *National Geographic Research*, V 1(3), 332-387p.
- Smith, G., Rowley, P., Williams, R., Giordano, G., Trolese, M., Silleni, A., Parsons, R., y Capon, S. (2020). A bedform phase diagram for dense granular currents. *Nature communications*, V 11(1), 1-11p.
- Sorem, R.K. (1982). Volcanic ash clusters: tephra rafts and scavengers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 13, 63-71p.
- Soto, G.J. (2015). Los Plinius, la Campania romana y las erupciones plinianas. *Revista humanidades*, V 5(2), 1-58p.
- Sparks, R.S.J., Self, S., y Walker, G.P. (1973). Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, V 1(3), 115-118p.
- Sparks, R.S. (1978). The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 3(1-2), 1-37p.

- Sparks, R.S.J., Wilson, L., y Hulme, G. (1978) Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J Geophys Res* V 83, 1727–1739p.
- Sparks, R.S. (1986). The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, V 48(1), 3-15p.
- Sparks, R.S. (1997). Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, V 150(3-4), 177-189p.
- Sparks, R.S.J., Barclay, J., Calder, E.S., Herd, R.A., Komorowski, J.C., Luckett, R., Norton, G.E., Ritchie, L.J., Voight, B., y Woods, A.W. (2002). Generation of a debris avalanche and violent pyroclastic density current on 26 December (Boxing Day) 1997 at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Geological Society, London, Memoirs*, V 21(1), 409-434p. Sparks, R.S.J., Self, S., & Walker, G.P. (1973). Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, V 1(3), 115-118p.
- Spieler, O., Kennedy, B., Kueppers, U., Dingwell, D.B., Scheu, B., y Taddeucci, J. (2004). The fragmentation threshold of pyroclastic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, V 226(1-2), 139-148p.
- Stern, C.R. (2004). Active andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, V 31, 161-206p.
- Stix, J., Torres, R.C., Narváez, L., Cortés, G.P., Raigosa, J. A., Gómez, D., y Castonguay, R. (1997). A model of vulcanian eruptions at Galeras volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 77(1-4), 285-303p.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33p.
- Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P., y La Volpe, L. (2007). Deposits and physical properties of pyroclastic density currents during complex Subplinian eruptions: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. *Sedimentology*, V 54(3), 607-635p.
- Sulpizio, R., y Dellino, P. (2008). Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. *Developments in Volcanology*, V 10, 57-96p.
- Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D.M., y Sarocchi, D. (2014). Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 283, 36-65p.
- Syracuse, E.M., Maceira, M., Prieto, G.A., Zhang, H., y Ammon, C.J. (2016). Multiple plates subducting beneath Colombia, as illuminated by seismicity and velocity from the joint inversion of seismic and gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, V 444, 139-149p.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., y Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, V. 19(5), 787-813p.
- Thomas, N., Jaupart, C., y Vergnolle, S. (1994). On the vesicularity of pumice. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, V 99(B8), 15633-15644p.
- Tibaldi, A., y Romero, J. (2000). Morphometry of late Pleistocene-Holocene faulting and volcanotectonic relationship in the southern Andes of Colombia. *Tectonics*, V 19(2), 358-377p.
- Toussaint, J.F., Restrepo, J.J., Gómez, J., y Pinilla-Pachon, A.O. (2020). Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. Second part: Oceanic terranes. *The geology of Colombia*, V 2, 237-260p.

- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T. y Mora, H.P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, V 15, 157-171p.
- Ui, T., Matsuwo, N., Sumita, M., y Fujinawa, A. (1999). Generation of block and ash flows during the 1990–1995 eruption of Unzen Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 89(1-4), 123-137p.
- Valentine, G.A. (1987). Stratified flow in pyroclastic surges. *Bulletin of Volcanology*, V 49, 616-630p.
- Vallejo Flores, L.A. (2018). Estudio geológico del flujo piroclástico de la quebrada Barranco. Volcán Galeras. Colombia. Tesis de pregrado, Programa de Ingeniería en Geología, Universidad de Central, Quito, Ecuador 101p.
- Van der Hilst, R., y Mann, P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, V 22, 451-454p.
- Varekamp, J.C., Luhr, J.F., y Presteggaard, K.L. (1984). The 1982 eruptions of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico): character of the eruptions, ash-fall deposits, and gasphase. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 23, 39-68p.
- Vargas, C.A., y Mann, P. (2013). Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the Panama Arc-Indenter with northwestern South America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, V. 103(3), 2025-2046p.
- Veitch, G., y Woods, A.W. (2000). Particle recycling and oscillations of volcanic eruption columns. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, V 105(B2), 2829-2842p.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., y Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, V. 125(3-4), 875-896p.
- Vinasco, C. (2019). The romeral shear zone. In *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. Springer, Cham, 833-876p.
- Voight, B., Komorowski, J.C., Norton, G.E., Belousov, A.B., Belousova, M., Boudon, G., Francis, P.W., Franz, W., Heinrich, P., Sparks, R.S.J., y Young, S.R. (2002). The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufriere Hills volcano, Montserrat. *Geological Society, London, Memoirs*, V 21(1), 363-407p.
- Wagner, L.S., Jaramillo, J.S., Ramírez-Hoyos, L.F., Monsalve, G., Cardona, A., y Becker, T.W. (2017). Transient slab flattening beneath Colombia. *Geophysical Research Letters*, V. 44(13), 6616-6623p.
- Walker, G. P., y Croasdale, R. (1971). Two Plinian-type eruptions in the Azores. *Journal of the Geological Society*, 127(1), 17-55.
- Walker, G.P. (1973). Explosive volcanic eruptions—a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, V 62(2), 431-446p.
- Walker, G.P. (1981). Plinian eruptions and their products. *Bulletin volcanologique*, V 44(3), 223-240p.
- Walker, G.P. (1983). Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of volcanology and geothermal research*, V 17(1-4), 65-88p.

- Walker, G.P., Self, S., y Wilson, L. (1984). Tarawera 1886, New Zealand—a basaltic plinian fissure eruption. *Journal of volcanology and geothermal research*, V 21(1-2), 61-78p.
- Wallace, P.J., Dufek, J., Anderson, A.T., y Zhang, Y. (2003). Cooling rates of plinian-fall and pyroclastic-flow deposits in the Bishop Tuff: inferences from water speciation in quartz-hosted glass inclusions. *Bulletin of Volcanology*, V 65(2), 105-123p.
- Watanabe, K., Ono, K., Sakaguchi, K., Takada, A., y Hoshizumi, H. (1999). Co-ignimbrite ash-fall deposits of the 1991 eruptions of Fugen-dake, Unzen Volcano, Japan. *Journal of volcanology and geothermal research*, V 89, 95-112p.
- Wilson, L. (1976). Explosive Volcanic Eruptions – III. Plinian Eruption Columns. *Geophys. J.R. Astr. Soc*, V 45, 543–556p.
- Wilson, L., y Walker, G.P. (1987). Explosive volcanic eruptions-VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties. *Geophysical Journal International*, V 89(2), 657-679p.
- Wohletz, K. (2006). KWare SFT. Sequential fragmentation/transport models. Version 2.19.0165, Los Alamos Lab, University of California.
- Woods, A.W. (1995a). A model of vulcanian explosions. *Nuclear Engineering and Design*, V 155(1-2), 345-357p.
- Woods, A.W. (1995b). The dynamics of explosive volcanic eruptions. *Reviews of geophysics*, V 33(4), 495-530p.
- Wright, H., Cashman, K.V., Rosi, M., y Cioni, R. (2007). Breadcrust bombs as indicators of Vulcanian eruption dynamics at Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, V 69(3), 281-300p.
- Wright, J.V., Smith, A.L., y Self, S. (1980). A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 8(2-4), 315-336p.
- Yarce, J., Monsalve, G., Becker, T.W., Cardona, A., Poveda, E., Alvira, D., y Ordoñez-Carmona, O. (2014). Seismological observations in Northwestern South America: Evidence for two subduction segments, contrasting crustal thicknesses and upper mantle flow. *Tectonophysics*, V. 637, 57-67p.