

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS**

## **GEOCROLOGÍA, PARÁMETROS ERUPTIVOS DE FUENTE Y DINÁMICA DEL EVENTO «SAN MARCOS» DEL VOLCÁN CAYAMBE**

**TRABAJO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA GEÓLOGA**

**OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN**

**VIZUETE YÉPEZ NICOLE CAROLINA**

nicole\_lola@hotmail.com

**DIRECTOR: BERNARD BENJAMIN PIERRE THIBAUT, PhD.**

bbernard@igepn.edu.ec

**QUITO, MAYO 2020**

## **DECLARACIÓN DE AUTORÍA**

Yo, Nicole Carolina Vizuite Yépez, declaro que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

La Escuela Politécnica Nacional puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

---

Nicole Carolina Vizuite Yépez

## CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Nicole Carolina Vizuite Yépez, bajo mi supervisión.

---

Benjamin Bernard, PhD.  
**DIRECTOR DEL PROYECTO**

## AGRADECIMIENTOS

*Al Creador de todo. Al que me pensó desde la eternidad. Quien me permitió empezar, seguir y terminar. Gracias por ser el Amor, la Fuerza, el Entendimiento y la ayuda a través de tantas personas y situaciones. Gracias por hacerlo todo perfecto y justo a tiempo. Por ser Todo en mi nada. Y a mi Madre del cielo: GRACIAS.*

*A mis papás, Guillermo y María de los Ángeles. Por todo el apoyo reflejado a través de sus cuidados diarios, su esfuerzo, su paciencia, su amor, su ánimo. Por no permitir que me falte nada y enseñarme cómo caminar la vida.*

*A mi hermana Isi y a “mi hermano mayor” Carlitos. Por ser la compañía incondicional, el ejemplo a seguir, la luz en momentos de oscuridad y muchas veces, la razón para seguir soñando. Y a mis sobrinos Rafa, Isa Mati y Lu. Por ser mi alegría, por enseñarme a amar inmensamente en lo sencillo, por ser mi motor y por convertirme en la tía más dichosa.*

*A mi director de tesis, el Dr. Ben B. Desde la primera conversación que tuvimos acerca de este trabajo de titulación me he sentido realmente afortunada y complacida. Gracias por todo el tiempo invertido en esta tesis. Por sus enseñanzas, su guía, su paciencia. Gracias por el compartir durante los días de campo y las revisiones durante el trabajo de laboratorio, el análisis de los datos y la redacción. Por impulsarme a creer en mí y confiar en mi trabajo, por estimularme a mejorar siempre. Gracias por darme la oportunidad de conocer un poco del mundo maravilloso de los volcanes.*

*A la Dra. Silvana H. y Diego N. Por haberme ayudado con el tema de mi trabajo. Por haber creído en mí, antes que yo misma. Por todo lo que aprendí de ustedes. Fue un verdadero honor haber sido su alumna.*

*Al Dr. Pablo S. Gracias por todo el conocimiento . Por las salidas de campo en las que aprendí cómo conocer mejor a los volcanes, en especial, al magnífico Cayambe. Por los datos prestados para algunos análisis de este trabajo. Por las revisiones, correcciones y sugerencias hechas para mejorar mi tesis.*

*A todas las personas que conforman el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional y en especial, a las personas que trabajan en el área de vulcanología. Por el trato afectuoso de siempre. Por todos los equipos y herramientas facilitadas. Muchas gracias Edwin T., Antonio P. y Marco A. por acompañarme en salidas de campo, por la ayuda en el trabajo de laboratorio y estar siempre dispuestos a resolver dudas. Gracias Marju E., Marco C., Pancho V., Josué S., Mafer, Dra. Silvia V., Dr. Daniel A. y Dra. Pati M. por hacerme sentir parte del área, por el tiempo compartido, las conversaciones y las celebraciones.*

*Al DEMEX de la EPN por la realización de los análisis de granulometría láser para este trabajo.*

*A todas las personas maravillosas que conocí en la Facultad de G y P de la EPN. A mis queridos profesores y compañeros con los que compartí estos años. A todos quienes aportaron a esta meta, de una u otra forma. Los llevaré siempre en mi corazón. En especial, gracias por los amigos de la generación: Majo P., Stalin P., Ale P. (los mejores amigos, a quienes quiero tanto); Pancho C., Jorge I., Elías R. y Vale N. Caminamos juntos, nos caímos (algunas veces) y nos levantamos juntos. Aprendimos de Geología y algunas otras cosas. Gracias por las risas y el estrés, que compartido, fue más llevadero.*

*A Mike G. “No me alcanzarían las hojas para agradecerte por todo”. “Nada como ir juntos, a la par”. Gracias por ser mi compañero y mi mejor amigo; por ser quien siempre me escuchó, luchó junto a mí y creyó en mí. Por llevarme de tu mano y compartirme tu corazón. Por tu paciencia, tu protección, tu cariño y tu amabilidad. Por las risas y las lágrimas. Por tu aporte en esta tesis.*

*A mi comunidad: Gra T., Belu M., Anghelo M., Anita N., David V., Panchin A., Ade G., Majo A., Iri P., Salo C. y a la comunidad que me ha acompañado desde lejos: Pili S. y Vero D. Gracias por purificar mis quejas semanales, por su incondicional escucha, por la intercesión y por su amor.*

## DEDICATORIA

*A mis sobrinos Rafa, Isa Mati y Lu*

*A todos los jóvenes que han descubierto MAGIA en los volcanes*

# CONTENIDO

DECLARACIÓN DE AUTORÍA .....	II
CERTIFICACIÓN .....	III
AGRADECIMIENTOS .....	IV
DEDICATORIA .....	V
RESUMEN .....	XV
ABSTRACT .....	XVI
<b>CAPÍTULO I</b> .....	<b>1</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1. Antecedentes .....	1
1.2. Justificativos .....	2
1.2.1. Justificación Teórica .....	2
1.2.2. Justificación Metodológica .....	2
1.2.3. Justificación Práctica .....	3
1.3. Objetivos .....	3
1.3.1. Objetivo general .....	3
1.3.2. Objetivos específicos .....	4
1.4. Hipótesis y alcance .....	4
1.5. Zona de estudio .....	5
1.5.1. Localización y acceso .....	5
1.5.2. Fisiografía .....	6
1.6. Estudios previos .....	7
<b>CAPÍTULO II</b> .....	<b>9</b>
<b>2. MARCO TEÓRICO</b> .....	<b>9</b>
2.1. Contexto Geodinámico .....	9
2.2. Volcanismo cuaternario del Ecuador .....	10
2.2.1. Volcanismo de la Cordillera Occidental .....	11
2.2.2. El Valle interandino .....	12
2.2.3. Volcanismo de la Cordillera Oriental o Real .....	12
2.2.4. Volcanismo de la zona Sub-Andina .....	13
2.3. Conceptos generales: depósitos piroclásticos .....	15
2.3.1. Clasificaciones de los depósitos piroclásticos .....	15
2.3.2. Depósitos piroclásticos de caída .....	17

2.3.3.	Depósitos de corriente de densidad piroclásticas .....	17
2.4.	Complejo volcánico Cayambe.....	23
2.4.1.	Estructura, historia eruptiva y evolución geológica del complejo volcánico del Cayambe .....	24
2.4.2.	Escenarios eruptivos del Volcán Cayambe .....	29
<b>CAPÍTULO III.</b>	.....	<b>31</b>
<b>3. METODOLOGÍA</b>	.....	<b>31</b>
3.1.	Trabajo de campo .....	31
3.2.	Dataciones Carbono 14 .....	32
3.3.	Descripción geoquímica y petrográfica .....	34
3.4.	Ensayo de granulometría .....	35
3.4.1.	Tamizado manual .....	36
3.4.2.	Granulometría láser .....	37
3.4.3.	Procesamientos de datos en SFT .....	39
3.4.4.	Parámetros estadísticos analizados en el ensayo de granulometría .....	40
3.5.	Ensayo de componentes.....	43
3.5.1.	Clasificación de los componentes .....	43
3.5.2.	Conteo de componentes .....	44
3.6.	Ensayo de densidad/porosidad .....	49
3.7.	Actualización de la cartografía geológica del Complejo Volcánico Cayambe .....	57
3.8.	Cálculo total del volumen de los depósitos piroclásticos .....	58
<b>CAPÍTULO IV</b>	.....	<b>60</b>
<b>4. RESULTADOS</b>	.....	<b>60</b>
4.1.	Mapa sintético.....	60
4.2.	Estratigrafía .....	63
4.3.	Petrografía y mineralogía .....	67
4.4.	Granulometría.....	71
4.4.1.	Granulometría del flujo piroclástico de bloques y ceniza .....	71
4.4.2.	Granulometría de la oleada piroclástica .....	73
4.4.3.	Granulometría de la caída.....	79
4.5.	Componentes .....	81
4.5.1.	Componentes del flujo de bloques y ceniza .....	81
4.5.2.	Componentes de la oleada piroclástica.....	85
4.5.3.	Componentes de la caída .....	89
4.6.	Densidad/porosidad .....	92

4.6.1.	Densidad .....	93
4.6.2.	Porosidad .....	95
4.6.3.	Volumen de Roca Equivalente (VRE) .....	100
4.7.	Edad .....	101
4.8.	Caracterización geoquímica de los depósitos estudiados .....	103
4.8.1.	Análisis geoquímico con los elementos mayores .....	103
4.8.2.	Análisis geoquímico con los elementos traza.....	108
<b>CAPÍTULO V</b>	.....	<b>110</b>
<b>5. DISCUSIÓN</b>	.....	<b>110</b>
5.1.	Fuente - transporte - depositación de la erupción San Marcos .....	110
5.1.1.	Fuente .....	111
5.1.2.	Fases de la erupción y su dinámica eruptiva .....	111
5.1.3.	Relación entre la porosidad y la dinámica eruptiva .....	115
5.1.4.	Análisis de los componentes por cada fracción de tamaño.....	116
5.2.	Edad y relación estratigráfica.....	117
5.3.	Tamaño de la erupción San Marcos .....	119
5.3.1.	Extensión de la erupción.....	119
5.3.2.	Estimación del VEI.....	120
5.3.3.	Nueva perspectiva del Evento San Marcos, como un escenario eruptivo, para la evaluación del peligro volcánico.....	121
<b>CAPÍTULO VI</b>	.....	<b>123</b>
<b>6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	.....	<b>123</b>
6.1.	Conclusiones .....	123
6.2.	Recomendaciones .....	125
<b>CAPÍTULO VII</b>	.....	<b>126</b>
<b>7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	.....	<b>126</b>
<b>ANEXOS</b>	.....	<b>138</b>



## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Ubicación del Volcán Cayambe en los Andes ecuatorianos. La imagen 1a) fue modificada de Samaniego et al. (2005).....	5
<b>Figura 2.</b> Modelo de elevación digital (DEM) del Complejo volcánico del Cayambe, modificado de (Samaniego et al., 2005) con ciertos datos geográficos importantes.....	7
<b>Figura 3.</b> Contexto geodinámico, modificado de Kendrick et al. (2003); Nocquet et al. (2012). .	9
<b>Figura 4.</b> Mapa de volcanes Cuaternarios del Ecuador, tomado de Bernard & Andrade (2011). .....	14
<b>Figura 5.</b> Clasificación de los depósitos piroclásticos según su genética. Modificado de Cas and Wright (1987). .....	16
<b>Figura 6.</b> Colapso de domo. Tomado de Cas & Wright (1987). .....	18
<b>Figura 7.</b> Diagrama de una explosión lateral, tipo Mount Saint Helens, 1980. Tomado de <a href="https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/61/Computer_animation_showing_May_18%2C_1980_St_Helens_landslide.png">https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/61/Computer_animation_showing_May_18%2C_1980_St_Helens_landslide.png</a> .....	19
<b>Figura 8.</b> Avalancha seguida por un colapso explosivo de un criptodomo. Tomado de Cas & Wright (1987). .....	19
<b>Figura 9.</b> Estructura de una columna eruptiva. Tomado de Cioni et al. (2015).....	20
<b>Figura 10.</b> Esquema de un flujo piroclástico en movimiento con su división de cabeza, cuerpo y cola. Modificado de Cas & Wright (1987). .....	20
<b>Figura 11.</b> Sección idealizada de los tres principales tipos de flujos piroclásticos. ....	21
<b>Figura 12.</b> Diagrama de formación de un flujo piroclástico y las oleadas piroclásticas relacionadas a él. Modificada de Cas & Wright (1988). .....	22
<b>Figura 13.</b> Trazo aproximado de los edificios principales del Volcán Cayambe, basado en Samaniego et al. (2005) (foto de Mathieu Perrault, 2 de mayo 2015, modificada).....	23
<b>Figura 14.</b> Columna estratigráfica sintética de la actividad reciente del Volcán Cayambe. Modificada de Samaniego et al. (1998).....	27
<b>Figura 15.</b> Flujo piroclástico correspondiente a la erupción San Marcos (FP3). UTM de la foto: zona 18 N, 169021 E / 9379 N, 3722M. Espesor aproximado del afloramiento 80 m. ....	28
<b>Figura 16.</b> Oleada piroclástica correspondiente a la erupción San Marcos (FP4). UTM de la foto: zona 18 N, 167065 E / 6160 N, 4246 m. Espesor aproximado del afloramiento 3-4 m. ....	28
<b>Figura 17.</b> Escenarios eruptivos probables del Volcán Cayambe, tomado de Bernard y Samaniego (2017). .....	30
<b>Figura 18.</b> Metodología del trabajo de titulación. ....	31
<b>Figura 19.</b> Mapa en el que se observan la ubicación de las muestras recolectadas y la zona de trabajo recorrida.....	33
<b>Figura 20.</b> Curvas de calibración de la edad Carbono 14 para la muestra CYB-NV-02A en OxCal 4.3 al ingresar los datos en la ventana de diálogo.....	34
<b>Figura 21.</b> Procedimiento para el ensayo de granulometría.....	37
<b>Figura 22.</b> Ejemplo del tratamiento de datos de la muestra CYB-NV-32 en el programa SFT. A) Ingreso de los datos e histograma al hacer clic en “Analize”. B) Datos de parámetros estadísticos al hacer clic en “Log Normal Statistic”. .....	40
<b>Figura 23.</b> Ejemplos de distribuciones con diferentes coeficientes de simetría (CS).....	42
<b>Figura 24.</b> Ejemplos de distribuciones de frecuencias con diferentes curtosis (K).....	42

<b>Figura 25.</b> Ejemplo de los componentes de los depósitos piroclásticos de la erupción San Marcos.....	45
<b>Figura 26.</b> Fotografía para ser procesada en el programa Infinity Capture.....	46
<b>Figura 27.</b> Inversión del brillo en el programa GIMP.....	46
<b>Figura 28.</b> Creación de capas en el programa Inkscape.....	47
<b>Figura 29.</b> Clasificación de los componentes por círculos de colores.....	47
<b>Figura 30.</b> Exportar la página para realizar el conteo posterior.....	48
<b>Figura 31.</b> Cambio de los bits y el Threshold en el programa ImageJ.....	48
<b>Figura 32.</b> Número total de granos analizados.....	49
<b>Figura 33.</b> Procedimiento del ensayo de porosidad/densidad.....	51
<b>Figura 34.</b> Tabla en formato .csv cargada en ArcGis y creada como nueva capa.....	59
<b>Figura 35.</b> Creación de superficie TIN.....	59
<b>Figura 36.</b> Mapa sintético de la erupción San Marcos, resultado de este trabajo de investigación.....	61
<b>Figura 37.</b> Medidas de espesor de los afloramientos y puntos de control tomados en el trabajo de campo.....	62
<b>Figura 38. a)</b> Depósito: Flujo Piroclástico de tipo bloques y ceniza, ubicado en la Quebrada Angureal. Espesor mayor a 100 m. Ubicación UTM: Zona 18N 168575 E 8817N. <b>b)</b> Depósito: Oleada piroclástica (con estratificación cruzada), ubicado del arenal. Espesor mayor a 1 m. Ubicación UTM: Zona 18 N 167065 E 6160 N. <b>c)</b> Depósito: Caída piroclástica, ubicado al suroccidente, camino al refugio Ruales Oleas Berge. Espesor de 8 cm. Ubicación UTM: Zona 17N 830401 E 9999 N.....	64
<b>Figura 39. a)</b> Depósito de flujo piroclástico tipo bloques y ceniza en la columna estratigráfica del afloramiento CYB-NV-33. <b>b)</b> Depósito de la oleada piroclástica San Marcos en la columna estratigráfica del afloramiento CYB-NV-21. <b>c)</b> Depósito de la caída San Marcos en la columna estratigráfica del afloramiento CYB-NV-14.....	66
<b>Figura 40.</b> Muestras de mano de bloques semi-vesiculados del flujo piroclástico de las fases oscura (bloque de la izquierda) y clara (bloque de la derecha).....	67
<b>Figura 41.</b> Muestras de mano de bloques de la oleada piroclástica de las fases oscura (bloque de la izquierda) y clara (bloque de la derecha). El bloque de en medio corresponde a una muestra con mezcla de magmas, las fases están separadas por líneas de color rojo.....	68
<b>Figura 42.</b> Sección delgada del flujo Piroclástico de tipo bloques y ceniza, fase oscura (a, b) y clara (c,d).....	68
<b>Figura 43.</b> Cristales de plagioclasas del flujo piroclástico con zonación.....	69
<b>Figura 44.</b> Secciones delgadas de la fase dacítica de la oleada piroclástica.....	70
<b>Figura 45.</b> Sección delgada de las fases andesítica y dacítica juntas en un bloque del flujo piroclástico.....	71
<b>Figura 46.</b> Distribución granulométrica de las muestras del flujo piroclástico.....	72
<b>Figura 47.</b> Distribución granulométrica de las muestras de la oleada piroclástica.....	75
<b>Figura 48.</b> Distancia de las muestras de la oleada piroclástica desde la cumbre (Km) versus la media (Mz).....	77
<b>Figura 49.</b> Comparación de los resultados de la granulometría láser de Tiopullo Techo COTO-21/08/15 entre <b>LMU</b> y <b>DEMEX</b> .....	77
<b>Figura 50.</b> Distribución granulométrica integrada (granulometría por tamizado manual + láser) de cuatro muestras de la oleada piroclástica.....	78
<b>Figura 51.</b> Distribución granulométrica de las muestras de la caída piroclástica.....	80
<b>Figura 52.</b> Gráfico del porcentaje de los componentes del flujo piroclástico por muestra.....	82

<b>Figura 53.</b> Gráfico del porcentaje promedio de los componentes de las muestras del flujo piroclástico.....	83
<b>Figura 54. a:</b> Gráfico resumen de los componentes juveniles vs. componentes accidentales, <b>b:</b> Gráfico resumen de los componentes juveniles y <b>c:</b> Gráfico resumen de los componentes accidentales, para el flujo piroclástico. ....	84
<b>Figura 55.</b> Gráfico del porcentaje de los componentes de la oleada piroclástica por muestra. ....	86
<b>Figura 56.</b> Gráfico del porcentaje promedio de los componentes de las muestras de la oleada piroclástica.....	87
<b>Figura 57. a:</b> Gráfico resumen de los componentes juveniles vs. componentes accidentales. <b>b:</b> Gráfico resumen de los componentes juveniles. <b>c:</b> Gráfico resumen de los componentes accidentales, para la oleada piroclástica.....	88
<b>Figura 58.</b> Gráfico del porcentaje de los componentes de la caída por muestra.....	89
<b>Figura 59.</b> Gráfico del porcentaje promedio de los componentes de las muestras de la caída. ....	90
<b>Figura 60. a:</b> Gráfico resumen de los componentes juveniles vs. componentes accidentales. <b>b:</b> Gráfico resumen de los componentes juveniles. <b>c:</b> Gráfico resumen de los componentes accidentales, para la caída.....	91
<b>Figura 61.</b> Curva de estabilidad para las mediciones de los depósitos del flujo piroclástico y la oleada piroclástica. ....	93
<b>Figura 62.</b> Histogramas de la densidad del flujo piroclástico de bloques y ceniza y la oleada piroclástica.....	94
<b>Figura 63.</b> Parámetros gráficos de Inman: Desviación Estándar Gráfica, Asimetría Gráfica y parámetros gráficos de Folk & Ward: Desviación Estándar Inclusiva, Asimetría Gráfica Inclusiva y Curtosis para la densidad del flujo y la oleada piroclástica. ....	96
<b>Figura 64.</b> Histogramas de la porosidad (medida de 0 a 1, siendo 1 la porosidad total) del flujo piroclástico de bloques y ceniza y la oleada piroclástica. ....	98
<b>Figura 65.</b> Parámetros gráficos de Inman: Desviación Estándar Gráfica, Asimetría Gráfica y parámetros gráficos de Folk & Ward: Desviación Estándar Inclusiva, Asimetría Gráfica Inclusiva y Curtosis para la porosidad del flujo y la oleada piroclástica.....	100
<b>Figura 66.</b> Edad más probable calibrada con la curva atmosférica (Reimer et al., 2013) del nivel datado sobre el flujo piroclástico San Marcos, en el programa OxCal (Ramsey, 2017) de 95.4% ( $2\sigma$ ) es entre 1513 y 1585 (74.2%).....	102
<b>Figura 67.</b> Edad más probable calibrada con la curva atmosférica (Reimer et al., 2013) de la oleada piroclástica, en el programa OxCal (Ramsey, 2017) de 5.4% ( $2\sigma$ ) es entre 1448 y 1522 (74.2%). ....	103
<b>Figura 68.</b> Clasificación geoquímica del flujo piroclástico y la oleada piroclástica, estudiados en este trabajo. Diagrama Total Alkali-Silica TAS según Le Bas et al. (1986).....	105
<b>Figura 69.</b> Clasificación geoquímica de los productos eruptivos correspondientes al flujo piroclástico y a la oleada piroclástica, depósitos estudiados en este trabajo. Diagrama SiO <sub>2</sub> -K <sub>2</sub> O según Peccerillo & Taylor, (1976). ....	106
<b>Figura 70.</b> Diagramas de Elementos Mayores vs. SiO <sub>2</sub> (en porcentaje en peso). ....	107
<b>Figura 71.</b> Diagramas de elementos traza vs. SiO <sub>2</sub> . Concentración de elementos trazas están expresados en ppm y sílice en wt%. ....	109
<b>Figura 72.</b> Parámetros gráficos de Inman (1952) para la distribución granulométrica de los depósitos de la erupción San Marcos, modificado de Bernard et al. (2014). Los campos de flujo piroclástico y oleada piroclástica fueron tomados de Walker (1971) y el campo de erupciones dirigidas modificado de Komorowski et al. (2013). ....	114

<b>Figura 73.</b> Comparación del modelo a) Formación de domos y flujos piroclásticos de tipo bloques y ceniza de Mueller et al. (2011) con la primera fase de la erupción San Marcos. ....	115
<b>Figura 74.</b> Comparación del modelo c) Criptodomas y erupciones dirigidas de Mueller et al. (2011) con la segunda fase de la erupción San Marcos. ....	116
<b>Figura 75.</b> Comparación de las edades más probables del flujo piroclástico y la oleada piroclástica del Evento San Marcos. ....	118
<b>Figura 76.</b> Columna estratigráfica simplificada de los 3 depósitos del Evento San Marcos. ...	119
<b>Figura 77.</b> Mapa de distribución de la erupción San Marcos. Comparación de la oleada piroclástica con el FP4 (Samaniego et al., 1998). ....	122

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Clasificación de depósitos volcánicos primarios no consolidados según su tamaño de grano. ....	16
<b>Tabla 2.</b> Los 19 tamices utilizados con su respectivo diámetro y equivalencia en escala Phi. ...	38
<b>Tabla 3.</b> Fórmulas de los parámetros estadísticos que se estudian en el análisis granulométrico. Modificado de Gorgas et al., 2009; García, J., 2016; Guzmán, A., 2018 y Acuña, K., 2017. ....	41
<b>Tabla 4.</b> Valores de asimetría y Curtosis para los depósitos piroclásticos modificado de Blott y Pye (2001) y desviación estándar modificado de Cas y Wright (1987).....	42
<b>Tabla 5.</b> Clasificación de los componentes de los depósitos correspondientes a la erupción San Marcos del Volcán Cayambe. ....	44
<b>Tabla 6.</b> Ejemplo de una primera base de datos con las mediciones de 10 piroclastos de la muestra CYB-NV-04C, una oleada piroclástica.....	52
<b>Tabla 7.</b> Ejemplo de resultados del volumen, la densidad y la porosidad de los 10 primeros clastos de la muestra CYB-NV-04C, una oleada piroclástica. ....	55
<b>Tabla 8.</b> Parámetros estadísticos gráficos de la granulometría obtenidos en el software SFT para el flujo piroclástico.....	73
<b>Tabla 9.</b> Parámetros estadísticos gráficos de la granulometría por tamizado manual obtenidos en el software SFT para la oleada piroclástica. ....	76
<b>Tabla 10.</b> Parámetros estadísticos gráficos de la granulometría integrada (granulometría por tamizado manual + láser) obtenidos en el software SFT para la oleada piroclástica. ....	79
<b>Tabla 11.</b> Parámetros estadísticos gráficos de la granulometría obtenidos en el software SFT para la caída piroclástica. ....	81
<b>Tabla 12.</b> Porcentaje ponderado de componentes de las muestras del flujo piroclástico. ....	81
<b>Tabla 13.</b> Porcentaje ponderado de componentes de las muestras de la oleada piroclástica. ...	85
<b>Tabla 14.</b> Porcentaje ponderado de componentes de las muestras de la caída.....	89
<b>Tabla 15.</b> Parámetros estadísticos gráficos de la densidad obtenidos en el software R para el flujo piroclástico y la oleada piroclástica.....	95
<b>Tabla 16.</b> Parámetros estadísticos gráficos de la porosidad obtenidos en el software R para el flujo piroclástico y la oleada piroclástica.....	97
<b>Tabla 17.</b> Datos químicos de 5 muestras correspondientes a los depósitos estudiados, expresados en wt.%, publicados en Samaniego et al. (2005) y de 4 muestras, sin publicar (CYB-NV-29A1; 29A2; 30-1; 30-2). ....	104
<b>Tabla 18.</b> Resumen de los resultados obtenidos de los 3 depósitos estudiados. ....	110

## ÍNDICE DE ECUACIONES

Ecuación 1 .....	39
Ecuación 2 .....	41
Ecuación 3 .....	41
Ecuación 4 .....	41
Ecuación 5 .....	41
Ecuación 6 .....	41
Ecuación 7 .....	41
Ecuación 8 .....	51
Ecuación 9 .....	52
Ecuación 10 .....	53
Ecuación 11 .....	53
Ecuación 12 .....	54
Ecuación 13 .....	55
Ecuación 14 .....	55
Ecuación 15 .....	55
Ecuación 16 .....	100

## ÍNDICE DE ANEXOS

<b>Anexo 1.</b> Mapa geológico del Volcán Cayambe .....	139
<b>Anexo 2.</b> Muestreo .....	140
<b>Anexo 3.</b> Datos del Ensayo de granulometría.....	141
<b>Anexo 4.</b> Procesamiento de datos de granulometría láser .....	147
<b>Anexo 5.</b> Relación de componentes versus tamaño de granos .....	152

## RESUMEN

El Nevado Cayambe (77°59'W; 0°01'N), ubicado en la Cordillera Oriental de los Andes ecuatorianos, aproximadamente a 60 km al noreste de Quito y a 15 km al este de Cayambe, es un volcán compuesto activo y el tercero más alto del Ecuador (5790 m sobre el nivel del mar). Este trabajo estudia la erupción "San Marcos", llamada así porque sus depósitos represaron el río Azuela (al norte del volcán) para formar la Laguna San Marcos. Esta erupción es probablemente, la más grande del Cayambe en el Holoceno tardío. Para determinar el tamaño, el alcance, la dinámica eruptiva y la edad de "San Marcos" 24 muestras fueron analizadas. Nuevos datos radiométricos, granulométricos, de componentes, de densidad/porosidad son presentados; así como, una columna estratigráfica revisada y un mapeo mejorado de los depósitos de las corrientes de densidad piroclástica de la erupción.

Interpretando los resultados obtenidos, se propone que "San Marcos" fue una erupción compleja, con al menos dos fases eruptivas y estratigráficamente constituida por dos unidades de depósitos de corrientes de densidad piroclásticas cubiertas por una capa de caída. La primera fase tuvo una dinámica de colapsos de domos (VEI 4), que originaron depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza de largo alcance al norte del volcán. La segunda fase tuvo una dinámica de una explosión dirigida con una dispersión angular mayor (VEI 3), que originó depósitos de oleadas piroclásticas al norte y noroeste y depósitos de caída asociados, al suroeste del volcán. La unidad inferior es la de los depósitos de flujos piroclásticos con espesores >60 m, que alcanzan una distancia máxima de ~7-7.5 km desde la cumbre, típicamente de grano grueso y escasos finos, con abundantes fragmentos juveniles densos, que cubren ~6.8-7.5 km<sup>2</sup> y su volumen se estima entre 0.35 y 0.53 km<sup>3</sup>. La unidad intermedia son los depósitos de oleadas piroclásticas estratificados con espesores de hasta 8,5 m, con un alcance máximo de 8-9 km desde la cumbre, formados por ceniza fina y extremadamente fina con clastos juveniles, que cubren un área en forma de abanico de ~18-22 km<sup>2</sup> y su volumen se estima en 0.065-0.1 km<sup>3</sup>. La unidad superior corresponde a depósitos de caída, pobremente expuestos y asociados a la unidad intermedia, cuyos grosores alcanzan los 5-10 cm y están compuestos por cenizas medianas, lapilli y fragmentos densos con una composición similar a la de la unidad anterior. La unidad intermedia es menos densa y más porosa que la unidad inferior, estableciendo una segunda fase eruptiva más explosiva.

Nuevas dataciones <sup>14</sup>C obtenidas de muestras de carbón encontradas en los depósitos "San Marcos" muestran una edad de 1448 - 1522 Cal AD, edad anterior a la colonización española en Ecuador (1534 AD), lo cual es coherente con la falta de crónicas escritas del evento.

Este estudio permite entender mejor la historia volcánica de Cayambe y reinterpretar la secuencia de eventos "San Marcos", que es fundamental para la evaluación de riesgos.

**Palabras Clave:** Volcán Cayambe, Evento San Marcos, corrientes de densidad piroclástica, caída, dinámica eruptiva, Vulcanología física

## ABSTRACT

The Nevado Cayambe (77°59'W; 0°01'N), located in the Eastern Cordillera of the Ecuadorian Andes, approximately 60 km northeast of Quito and 15 km east of Cayambe, is an active compound volcano and the third highest in Ecuador (5790 m above sea level). This thesis studies "San Marcos" eruption, named after its deposits dammed the Azuela River (north of the volcano) to form the San Marcos Lagoon. This eruption is probably the largest of Cayambe volcano in the late Holocene. To determine the size, the deposits extension, the eruptive dynamics and the age of "San Marcos" 24 samples were analyzed. New radiometric, grain size distributions, componentry, density/porosity data are presented as well as a revised stratigraphic column and improved mapping of pyroclastic density currents deposits of the "San Marcos" eruption.

Interpreting the results obtained, it is proposed that "San Marcos" was a complex eruption with at least two eruptive phases and stratigraphically, formed by two pyroclastic density currents units covered by a pyroclastic fall layer. The first phase had a dynamic of domes collapses (VEI 4) that originated block and ash pyroclastic flow deposits north of the volcano. The second phase had a dynamic of a directed explosion with a greater angular dispersion (VEI 3), which originated pyroclastic surge deposits to the north and northwest and associated fall deposits to the southwest of the volcano. The lower unit made of the pyroclastic flow deposits, with thickness >60 m, reaching a maximum distance of ~ 7-7.5 km from the summit, typically coarse-grained and fines-depleted, with abundant dense juvenile fragments, covering ~6.8-7.5 km<sup>2</sup> and its volume is estimated between 0.35 and 0.53 km<sup>3</sup>. The intermediate unit is made of stratified pyroclastic surges deposits with thicknesses of up to 8.5 m, with a maximum distance of 8-9 km from the summit, formed by fine and extremely fine ash with juvenile fragments, which cover a fan-shape area of ~18-22 km<sup>2</sup> and its volume is estimated at 0.065-0.1 km<sup>3</sup>. The upper unit corresponds to a poorly exposed fall deposits and associated with the intermediate unit, whose thicknesses reach 5-10 cm and are composed of medium ash, lapilli and dense fragments with a composition similar to the previous unit. The intermediate unit is less dense and more porous than the lower unit, establishing a more explosive second eruptive phase.

New <sup>14</sup>C datings obtained from charcoal samples found in the "San Marcos" deposits yield 1448-1522 Cal AD, the age prior to the Spanish colonization in Ecuador (1534 AD), which is consistent with the lack of written chronicles of the event.

This study allows to better constrain Cayambe volcanic history and to re-interpret the "San Marcos" sequence of events, which is critical for hazard assessment.

**Keywords:** Cayambe volcano, San Marcos event, pyroclastic density currents, pyroclastic fall, eruptive dynamism, Physical vulcanology



# CAPÍTULO I

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. Antecedentes

El Ecuador, por el contexto geodinámico en el que se encuentra, posee uno de los arcos volcánicos con mayor cantidad de volcanes por kilómetro cuadrado. Uno de estos centros eruptivos es el Complejo volcánico Cayambe, un volcán activo y el tercero más alto del Ecuador. Aunque no se encuentra en erupción actualmente, el Cayambe ha presentado una sismicidad constante en los últimos años. Esta sismicidad es objeto de estudio porque antes y durante una erupción aumenta el número y magnitud de los eventos sísmicos localizados en las cercanías o bajo el cono volcánico, como consecuencia del ascenso de magma. En los informes especiales del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional correspondientes al Volcán Cayambe (IGEPN, 2016a; IGEPN, 2016b; IGEPN, 2016c; IGEPN, 2017a) se describe que la actividad sísmica del volcán aumentó desde el mes de junio del año 2016, siendo la actividad sísmica más intensa registrada desde el año 1995. Los enjambres sísmicos fueron localizados al nororiente, fuera del edificio volcánico y muy cerca de uno de los sistemas de fallas más activos que cruzan el Ecuador (Sistema de fallas Chingual) (*Anexo 1*). La ubicación de los sismos, desde septiembre del año 2016, cambió con respecto a lo observado en junio, ya que la mayoría se ubicaron directamente bajo el volcán. A partir del mes de diciembre del año 2016, el volcán Cayambe siguió con una actividad sísmica anómala ubicada entre 2 y 8 km debajo de la cumbre. En diciembre de 2019 se registraron 986 eventos sísmicos, siendo una actividad menor a la actividad registrada en el periodo 2016-2017 (IGEPN, 2019a) pero todavía persistente. Esta reciente actividad sísmica ha motivado una nueva evaluación de los peligros asociados a este volcán (IGEPN, 2018a).

Se realizó este trabajo para contribuir al mejor entendimiento volcanológico del Volcán Cayambe, focalizando el estudio de la erupción San Marcos, la erupción Holocénica probablemente más grande del volcán. En este trabajo se presentan nuevos datos radiométricos, granulométricos, de componentes, de densidad/porosidad, una columna estratigráfica revisada y un mapeo mejorado de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica asociados con ésta erupción.

Este estudio servirá para poder definir la cronología eruptiva, los parámetros eruptivos de fuente y la dinámica eruptiva de esta erupción.

Este proyecto se desarrolló en el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional y en colaboración con el IRD (Institut de Recherche pour le Développement) de Francia, como parte del proyecto de investigación: Laboratorio Internacional Conjunto “Sismos y Volcanes en los Andes del Norte” (LMI-SVAN), Temática 1 (Geocronología del volcanismo ecuatoriano), cuyo director es el Dr. Pablo Samaniego Eguiguren.

## **1.2. Justificativos**

### **1.2.1. Justificación Teórica**

Para dicha evaluación se realiza el estudio geo-volcanológico, a través del análisis de la actividad histórica y reciente del volcán, con el objetivo de caracterizar uno de los escenarios eruptivos más importantes, el cual está mayormente basado en la erupción San Marcos. Este estudio comprende la caracterización y alcance de las corrientes de densidad y las caídas piroclásticas, productos de esta erupción. Se define la edad en la que ocurrió esta erupción, su dinámica, los parámetros eruptivos de fuente, los productos volcánicos generados y su extensión, para validar o modificar el escenario eruptivo propuesto en el mapa de peligros potenciales del volcán Cayambe, en preparación.

### **1.2.2. Justificación Metodológica**

La información bibliográfica previa es la base para la realización de este estudio. Existen trabajos previos sobre la historia del Volcán Cayambe (Samaniego et al., 1998; Samaniego et al., 2005) sin embargo, no existe un trabajo detallado acerca de la erupción San Marcos, la cual corresponde al evento principal considerado en el mapa de peligros (Bernard & Samaniego, 2017). Además, el trabajo de campo y la toma de 24 muestras de la erupción San Marcos en la parte norte y noroccidente del volcán son el paso previo para obtener datos que puedan analizarse en laboratorio. Las muestras corresponden a depósitos de “San Marcos”: flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, caídas y carbones en estos depósitos. Los análisis a realizar son: dataciones con el método  $^{14}\text{C}$ , análisis de granulometría, componentes de depósitos, densidad/porosidad y la estimación de volúmenes. Estos ensayos permiten caracterizar de mejor

manera a la erupción San Marcos, así como conocer detalladamente el dinamismo eruptivo ocurrido (Bernard et al., 2014; García, 2016; Acuña, 2017). Así mismo, el análisis geoquímico, estratigráfico, petrográfico y el mapeo, nos permiten conocer la fuente de la erupción y cuál fue su extensión.

### **1.2.3. Justificación Práctica**

El estudio del comportamiento de los volcanes, a través del análisis de los depósitos en el campo y el conocimiento de su evolución, es indispensables para evaluar el peligro volcánico y así, poder tomar mejores decisiones en cuanto a la gestión de riesgos en el futuro. De esta forma se entenderá cuál es la probabilidad relativa de ocurrencia de un determinado fenómeno y la distancia que sus productos puedan alcanzar. El estudio del Volcán Cayambe es necesario para la población que vive en sus faldas. Según el censo de población y vivienda realizado por el INEC en el 2010, el cantón Cayambe posee aproximadamente 85 000 habitantes y una gran parte se dedica a la agricultura y ganadería. Además, la evaluación del peligro volcánico del Cayambe es muy importante para las obras estructurales de interés nacional, como el Oleoducto Trans-ecuatoriano y la Hidroeléctrica Coca-Codo Synclair, debido al hecho de que el Río Salado, que posteriormente se une al Río Quijos, desciende de los flancos norte u oriental de este volcán y conformarán afluentes directos del Río Coca. Una correcta evaluación de la amenaza volcánica, basada en trabajos formales de investigación, tiene incidencia positiva en la reducción de la vulnerabilidad asociada a fenómenos volcánicos.

## **1.3. Objetivos**

### **1.3.1. Objetivo general**

- Determinar los parámetros eruptivos de fuente, la ubicación en el tiempo y la dinámica eruptiva de la erupción San Marcos, en el volcán Cayambe, mediante análisis de laboratorio; la descripción geoquímica, petrográfica y estratigráfica y el mapeo de la distribución de los productos de esta erupción para mejorar el entendimiento del comportamiento del volcán a lo largo de su historia.

### **1.3.2. Objetivos específicos**

- Recolectar muestras y medidas de espesores de estratos de depósitos volcánicos, en campañas de campo en la zona de estudio en el Volcán Cayambe para determinar la magnitud del evento y obtener los parámetros eruptivos de fuente.
- Establecer las relaciones estratigráficas de los diferentes depósitos asociados con la erupción de San Marcos.
- Caracterizar petrográficamente y geoquímicamente las unidades litoestratigráficas correspondientes al Evento San Marcos.
- Realizar ensayos de laboratorio como granulometría, análisis de componentes, densimetría, porosidad y análisis petrográficos macro y micro de las muestras de los depósitos del Evento San Marcos.
- Obtener mediciones estimadas de áreas y volúmenes de los depósitos del Evento San Marcos.
- Establecer la potencial zona de origen del depósito de las corrientes de densidad piroclásticas y caída, correspondientes al Evento San Marcos, así como su extensión.
- Determinar la ubicación en el tiempo del Evento eruptivo San Marcos, a través de análisis radiométricos con el método  $^{14}\text{C}$ .
- Plantear un modelo evolutivo, una dinámica eruptiva y un Índice de explosividad volcánica IEV para el Evento San Marcos.
- Mejorar la cartografía geológica del edificio volcánico del Cayambe.

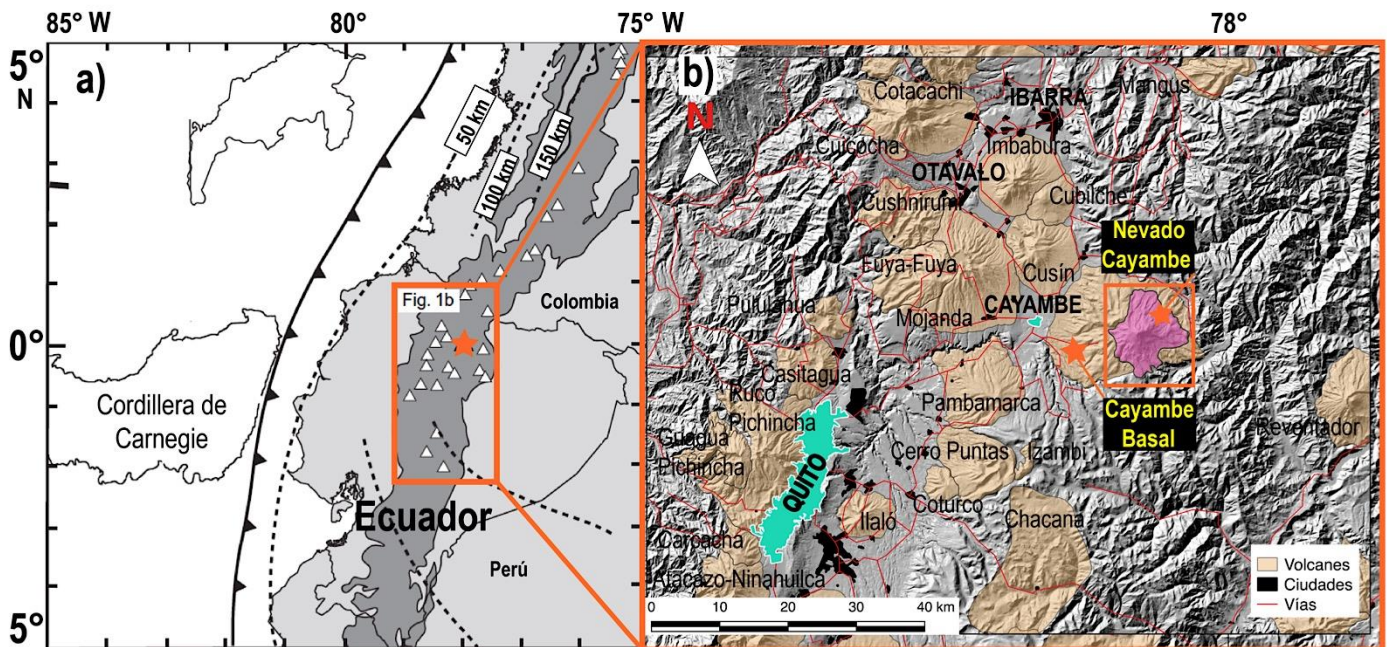
### **1.4. Hipótesis y alcance**

Con este trabajo se espera determinar la fuente, la extensión, el o los estilos eruptivos y la edad del Evento San Marcos, a través del estudio volcanofísico de sus depósitos, para definirlo como un evento individual o un periodo formado por varias fases.

## 1.5. Zona de estudio

### 1.5.1. Localización y acceso

El Volcán Cayambe ( $77^{\circ}59'W$ ;  $0^{\circ}01'N$ ) es un volcán activo que se encuentra ubicado en la Cordillera Real de los Andes ecuatorianos, aproximadamente a 60 km al noreste de la ciudad de Quito y a 15 km al este de la ciudad de Cayambe (Figura 1b). La zona de estudio, que posee aproximadamente  $40\text{-}50\text{ km}^2$ , comprende los depósitos de la erupción San Marcos al norte y noroccidente del volcán (Figura 2).



**Figura 1.** Ubicación del Volcán Cayambe en los Andes ecuatorianos. La imagen 1a) fue modificada de Samaniego et al. (2005).

El acceso al norte y noroccidente del volcán es permitido mediante un permiso otorgado por la administración del Parque Nacional Cayambe Coca, Zona Alta. Se toma la carretera Cayambe-Ayora-Olmedo-Laguna San Marcos y desde ahí, se toman caminos secundarios para llegar hasta el sector denominado “Las antenas” (Figura 2) y recorrer el páramo en busca de afloramientos hacia el occidente del volcán. Otro camino para llegar al noroccidente del volcán es el que se

toma para acceder a la fuente termal del Volcán Cayambe denominada “El Contadero”. Las condiciones de trabajo pueden ser más o menos difíciles, dependiendo de las condiciones climáticas y de la existencia o escasez de senderos.

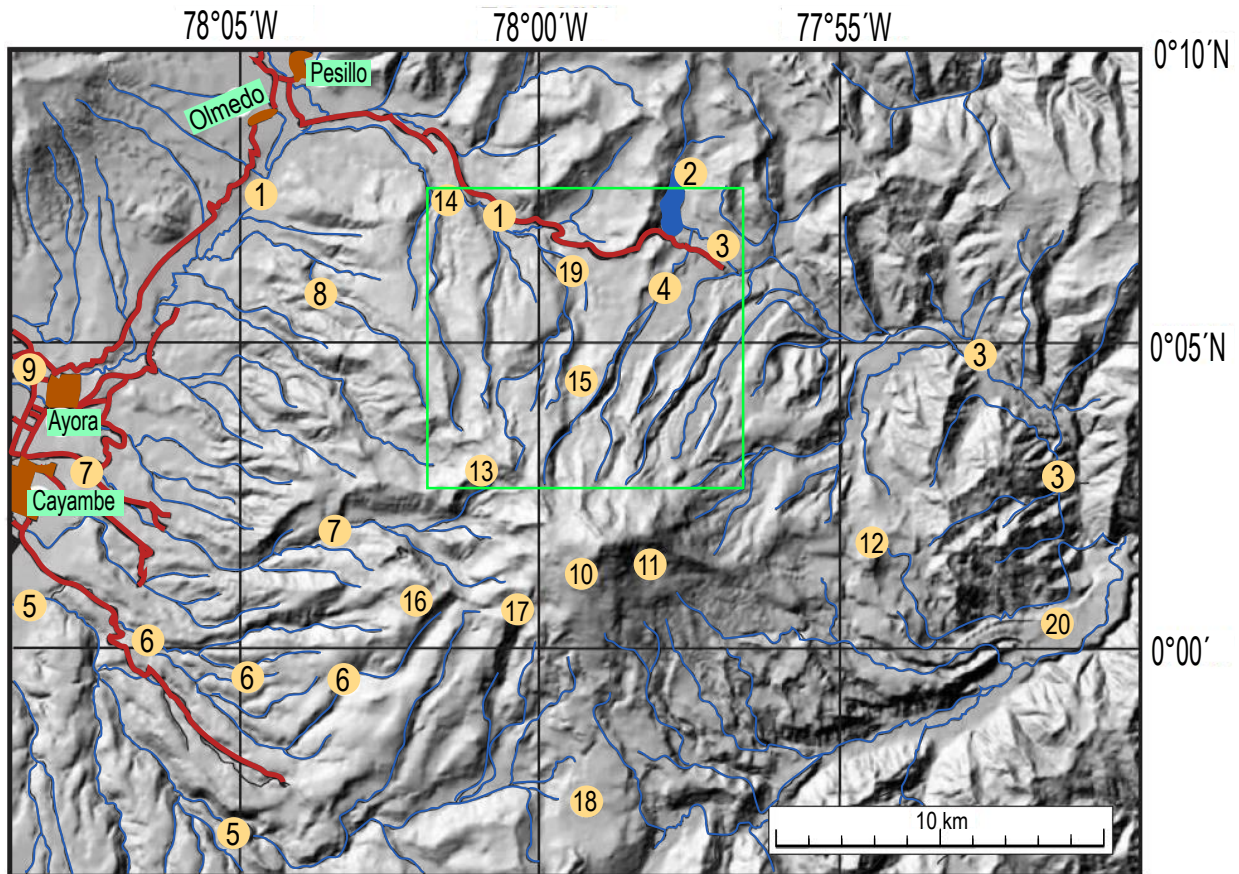
### **1.5.2. Fisiografía**

El Cayambe es un gran volcán compuesto, con una altura de 5790 metros sobre el nivel del mar (m snm). Posee, además, una cumbre secundaria oriental que alcanza 5487 m snm. Se lo considera un volcán activo porque su última erupción ocurrió en los años 1785-1786 (Samaniego, 1996). El Cayambe tiene un diámetro de 24 km en dirección Este-Oeste por 18 km en dirección Norte-Sur, constituyendo uno de los más grandes complejos volcánicos del arco ecuatoriano (Samaniego et al., 2004). Sobre aproximadamente los 5000 msnm, el volcán está cubierto por un importante casquete glaciar (Figura 13).

Una de las curiosidades geomorfológicas de este volcán es que no tiene un cráter visible, como se observa en el volcán Cotopaxi o en el volcán Tungurahua, lo cual se explica por el tipo de erupciones que han ocurrido en este coloso.

El norte, el sur y el oeste del complejo volcánico presentan amplios y profundos valles en U que reflejan la intensa erosión glaciar. El flanco oriental presenta valles más cerrados, de origen fluvial. A los costados de los grandes valles glaciales se encuentran importantes depósitos de morrenas, así como depósitos fluvio-glaciales. En el flanco norte, en cambio, los valles glaciales están rellenos por depósitos piroclásticos recientes (Samaniego, 1996).

Los principales ríos que drenan al volcán son: el Río La Chimba al noroeste, el Río Blanco al oeste, el Río Monjas al suroeste y el Río Azuela en la parte norte y noreste. Todos los ríos del flanco N-NE y S-SE se unen para formar el Río Salado (Figura 2).



**Figura 2.** Modelo de elevación digital (DEM) del Complejo volcánico del Cayambe, modificado de (Samaniego et al., 2005) con ciertos datos geográficos importantes.

Se representan carreteras como las líneas rojas gruesas; a los ríos como las líneas azules delgadas y el recuadro verde representa la zona de estudio. 1: Río La Chimba; 2: Laguna San Marcos; 3: Río Azuela; 4: Río San Pedro; 5: Río Guachalá; 6: Río Monjas; 7: Río Blanco; 8: Río Pulisa; 9: Río Granobles; 10: Cumbre principal del Nevado Cayambe; 11: Cumbre secundaria del Nevado Cayambe; 12: Cono La Virgen; 13: El Angureal; 14: Hierba buena; 15: Las Antenas; 16: Pucará; 17: Refugio del complejo volcánico; 18: La Dormida; 19: La Chimba; 20: Planada de La Virgen.

## 1.6. Estudios previos

Los trabajos más antiguos en los que se habla del Volcán Cayambe son los de Sauer (1965); Hall y Beate (1991); Hall y Mothes (1994), en los cuales se describe brevemente la morfología,

la mineralogía y la petrografía del volcán, así como se refieren a la existencia de productos piroclásticos holocénicos. En Almeida et al. (1993) se estudia el Cayambe para evaluar los peligros volcánicos asociados a la ubicación del Oleoducto Trans-ecuatoriano.

En 1996, en el trabajo de Samaniego (1996) y el trabajo de Samaniego et al. (1998), se estudia verdaderamente la morfología, estructura y estratigrafía del Complejo volcánico del Cayambe. En este trabajo se hace énfasis en el estudio petrológico de las fases eruptivas recientes del volcán y se propone una evolución vulcanológica y magmática del complejo volcánico. Aquí, se propone por primera vez el Evento San Marcos como una erupción holocénica del Cayambe, aunque sin mayor detalle.

En el trabajo de Samaniego et al. (2002) se estudia la transición de magmatismo calco-alcalino en el Viejo Cayambe a adaquítico en el Nevado Cayambe. El contexto geodinámico controlado mayormente por la subducción de la Cordillera de Carnegie y procesos como la cristalización fraccional, la asimilación y la mezcla de magmas contribuyen a la diversidad de las lavas del volcán.

El trabajo de Samaniego et al. (2004) describe los peligros volcánicos asociados con el Cayambe, explica los productos volcánicos del volcán durante toda su historia eruptiva y cómo cada fenómeno podría afectar a la población o a la infraestructura.

Samaniego et al. (2005) detalla la geología y petrología del complejo volcánico Cayambe, se complementa la evolución magmática y geológica del volcán, completando los estudios anteriores.

Existen otros trabajos como: el de Guillier y Chatelain (2006) en el que se estudia la actividad sísmica del Cayambe como evidencia de la interacción entre el calor magmático y un sistema de agua subterránea que es alimentado por el agua de deshielo del glaciar de la cumbre. En Bernard y Samaniego (2017) trata sobre todos los escenarios eruptivos propuestos para el Volcán Cayambe y la probabilidad de ocurrencia, situándolos en un árbol de eventos. Y finalmente, en el trabajo de Detienne et al. (2017), se investigan las propiedades mineralógicas y sedimentológicas de dos flujos de escombros ricos en arcillas, haciendo hincapié en la importancia de la alteración hidrotermal como causa del debilitamiento de los flancos de los volcanes y la rápida transformación de las avalanchas volcánicas en flujos de escombros ricos en arcillas.

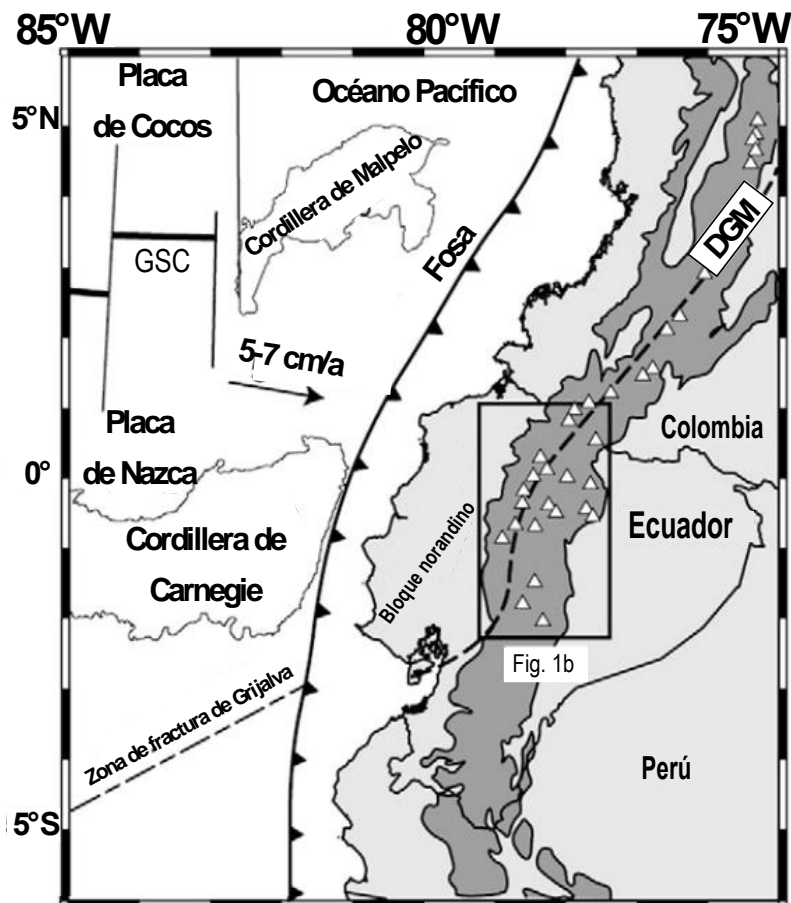


## CAPÍTULO II

### 2. MARCO TEÓRICO

#### 2.1. Contexto Geodinámico

El Ecuador se encuentra en una zona tectónicamente activa, la zona de convergencia entre la Placa oceánica de Nazca que se subduce por debajo de la Placa continental sudamericana. Esta convergencia es rápida y sucede alrededor de 60-70 mm por año (Nocquet et al., 2014), con una dirección N83°E (Kendrick et al., 2003; Nocquet et al., 2012) y una inclinación entre 25-35° (Font et al., 2013) (Figura 3).



**Figura 3.** Contexto geodinámico, modificado de Kendrick et al. (2003); Nocquet et al. (2012).

GSC = Galapagos Spreading Center; DGM= Dolores Guayaquil Megashear.

La Cordillera de Carnegie es una larga cordillera submarina asísmica, que tiene 300 km de ancho y 3 km de alto, la que representa la traza dejada por el punto caliente de Galápagos a lo largo de la Placa Nazca (Hall et al., 2008). Según Sallares y Charvis (2003) la Carnegie se ha formado desde hace 15-20 Ma, moviéndose y subduciéndose, junto con la Placa Nazca, hacia el este, por debajo del margen oeste continental sudamericano. La edad de subducción es ampliamente debatida, yendo desde 15 Ma (Spikings et al., 2001) hasta 2 Ma. Los últimos estudios (Collot et al., 2002) indican que se subduce desde hace 4-5 Ma. La subducción de la Cordillera de Carnegie es muy importante en la configuración geológica del Ecuador. Es probablemente la responsable de los cambios en la química del arco volcánico activo de Los Andes relacionados a la geometría del slab de subducción, del desplazamiento hacia el norte del bloque Nor-Andino, de la apertura del golfo de Guayaquil, a través del sistema de fallas Dolores-Guayaquil (DGM en la Figura 3) y del levantamiento de la costa (Gutscher et al., 1999; Bourdon et al., 2003; Michaud et al., 2009; Hidalgo et al., 2012). La Placa Nazca frente a Ecuador presenta fracturas orientadas al NE y una de ellas es la Fractura de Grijalva, estructura que representa un límite estructural importante que separa dos áreas oceánicas de diferentes edades (Lonsdale & Klitgord, 1978; Lonsdale, 2005).

## **2.2. Volcanismo cuaternario del Ecuador**

La subducción de la Placa Nazca debajo del margen occidental continental de Sudamérica es responsable de la importante, abundante y diversa actividad magmática cuaternaria del Ecuador, formándose entre 23 y 27 Ma (Lonsdale et al., 2005) (Figura 4). El ancho del arco volcánico cuaternario oscila entre ~ 60 y 150 km frente a la Cordillera de Carnegie (Figura 3) y los volcanes se distribuyen al norte de 2°S en el país (Bablon et al., 2019). La mayoría de volcanes se encuentran al norte de la prolongación de la zona de fractura de Grijalva, ubicada aproximadamente debajo de los volcanes Chimborazo y Carihuairazo-Puñalica. Sin embargo, algunos edificios de la terminación sur del arco, como Sangay, Altar, Igualata y los volcanes Tungurahua, así como los conos Puyo, Calpi y Licto, se encuentran al sur del prolongación de la zona de fractura de Grijalva (Figura 3) (Narvaez et al., 2018).

Para clasificar el arco volcánico ecuatoriano se pueden tomar varios criterios:

- Clasificar a los volcanes de acuerdo a la distancia perpendicular medida que existe entre cada volcán y la fosa y constatar si existen agrupaciones.
- Clasificar a los volcanes de acuerdo a su composición química.
- Clasificar a los volcanes de acuerdo a su ubicación en cada una de las regiones geológicas que tiene el Ecuador.

En esta ocasión se realiza la clasificación del arco volcánico ecuatoriano de acuerdo al tercer criterio: su ubicación en cada región geológica del país. Se describe brevemente la morfología, la composición química y mineralógica, los estilos eruptivos y la edad para cada sub-clasificación.

El Ecuador está dividido en 3 provincias geológicas: la zona costera, los Andes y la cuenca Oriente. Los andes ecuatorianos representan un segmento de 650 km de largo y 150 km de ancho de toda la cadena montañosa de los Andes (Figura 4). Los Andes se encuentran divididos en dos cordilleras paralelas, la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental o Real. Ambas cordilleras tienen elevaciones promedio de 3500 a 4000 m sobre el nivel del mar, donde se encuentran formados los volcanes cuyas cimas alcanzan una altura máxima de 6268 m (Volcán Chimborazo, Hall et al., 2008). La Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental se encuentran divididas por una depresión con elevación entre los 2000 y 3000 m, llamada Valle Interandino. El valle desaparece al sur de la latitud 2°30´S, donde los Andes forman una sola cordillera (Hall et al., 2008).

### **2.2.1. Volcanismo de la Cordillera Occidental**

Los volcanes de la cordillera occidental conocidos como el frente volcánico, se sitúan sobre un basamento Cretácico tardío que consiste de basaltos y rocas volcano-sedimentarias (Hughes & Pilatasig, 2002; Jaillard et al., 2004). Morfológicamente, la mayoría son conos compuestos que pueden presentar cicatrices de deslizamiento de 2-3 km de diámetro, abiertos principalmente hacia el este u oeste, dependiendo de su posición sobre la Cordillera Occidental (Hall et al., 2008). También pueden presentar emplazamiento de domos de lavas o tras erupciones violentas, formar calderas de explosión. Algunos de los edificios volcánicos que componen la Cordillera Occidental son el Chachimbiro, el Cuicocha, el Imbabura, el Ruco y el Guagua Pichincha, entre otros. El frente volcánico se caracteriza por la construcción de estratovolcanes de 10-20 km de diámetro basal durante el Pleistoceno medio, compuestos de andesitas a dacitas (Bablon et al., 2019). Las rocas jóvenes de este grupo tienden a caer dentro de los rangos de 60-66 wt.% de

SiO<sub>2</sub> y 0.9-2 wt.% de K<sub>2</sub>O y contienen fenocristales de medianos a grandes de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y escasamente biotita y cuarzo (Hall et al., 2008).

### **2.2.2. El Valle interandino**

A lo largo del eje del Valle hay una docena de centros volcánicos andesíticos relativamente más viejos (Bablon et al., 2019). La mayoría son grandes, de 10 a 20 km de diámetro basal, estratovolcanes con elevaciones de 3800 a 4700 m; tienden a ser calderas pequeñas, con domos de lava (excepto Chalpatán) y la mayoría están extintos. Algunos de los edificios volcánicos que componen el valle interandino son el Ilaló, el Rumiñahui, el Pasochoa, el Cusín, el complejo Mojanda-Fuya Fuya, el Imbabura, Chalpatán, entre otros. En general, este grupo está caracterizado por andesitas con dos familias de piroxenos y plagioclasas y ocasionalmente, anfíboles. Químicamente, tienen 57-60 wt.% de SiO<sub>2</sub> y 0,5-1,0 % de K<sub>2</sub>O (Hall et al., 2008).

En el trabajo de Robin et al. (2009) se ejemplifica la construcción de uno de los complejos volcánicos de esta zona: Mojanda Fuya-Fuya. El Mojanda está constituido por un edificio basal, formado por lavas andesíticas y dacíticas y tras la formación de una caldera, se formó un nuevo edificio con flujos de lava y escorias y brechas subglaciares. Eventos freatomagmáticos posteriores dieron lugar a la formación de una última caldera. El Fuya-Fuya se construyó en el flanco occidental del edificio basal del Mojanda, que tras la construcción de conos de lavas andesíticas y dacíticas viscosas, que posteriormente colapsaron y formaron flujos piroclásticos, continuó con la formación de un nuevo complejo de domos.

### **2.2.3. Volcanismo de la Cordillera Oriental o Real**

Los centros volcánicos de la Cordillera Oriental están subyacidos por rocas metamórficas de edad Paleozoica y Mesozoica (Aspden & Litherland, 1992) y por rocas volcánicas del Mioceno. Corresponden a estratovolcanes andesíticos (Bablon et al., 2019) de 15-20 km de diámetro basal, distribuidos en dirección norte-sur, al este del valle interandino. En algunos casos, los centros volcánicos alcanzan entre 5700-5900 m de altura. Muchos han tenido deslizamientos gigantes, generalmente 1-10 km<sup>3</sup> en volumen, por ejemplo, el Tungurahua, el Cotopaxi, el Sangay y El Reventador. A diferencia de los volcanes de la Cordillera Occidental, estos se caracterizan por

numerosos flujos de lava andesíticos que adornan sus flancos inferiores. Los flujos piroclásticos escoriáceos son comunes y frecuentemente pueden generar grandes flujos de escombros, especialmente para los volcanes con casquete glaciar. Las caídas de ceniza y escoria de lapilli típicamente acompañaban a las erupciones de estos centros volcánicos y se transportaban por el Valle Inter-Andino debido a los vientos alisios dominantes de E a ESE (Hall et al., 2008).

La provincia riolítica ecuatoriana es una región compuesta por rocas volcánicas ricas en sílice que contiene tres grandes estructuras caldéricas y algunos otros centros volcánicos, donde predominan rocas dacíticas y riolíticas. El complejo de Chacana es la estructura más antigua (de edad Pleistocena) de la provincia riolítica del Ecuador y está compuesta por lavas vítreas, tobas soldadas e ignimbritas, de composición dacítica a riolítica, en los flancos externos del edificio y brechas y tobas relleno de la depresión de la caldera, cubiertas por extensos flujos de lava andesítica y dacítica (IGEPN, 2014).

#### **2.2.4. Volcanismo de la zona Sub-Andina**

El volcanismo de la zona sub-andina comprende un pequeño grupo de volcanes alcalinos, que contrastan con las series calcoalcalinas de los volcanes de las anteriores clasificaciones (Hall et al., 2008; Bablon et al., 2019), están cubiertos de vegetación selvática que se encuentran al Este de la Cordillera Oriental. Algunos de estos estratovolcanes, con alturas entre 2000 y 4000 m de altura, han sido erosionados por las lluvias intensas. Los volcanes en esta zona son el Sumaco, el Yanahurco y el Pan de Azúcar, además, están los conos de escoria conocidos como “conos de Puyo” y la Lava de Mera, con afinidad alcalina y edad de Pleistoceno medio, que afloran cerca de Puyo, al este del volcán Tungurahua (Hoffer, 2008). Las principales rocas del tras-arco son basanitas y tefritas (42-53 wt.% de SiO<sub>2</sub>, 1-5 wt.% de K<sub>2</sub>O) con grandes fenocristales de piroxenos sódicos y haüyna (Hall et al., 2008).

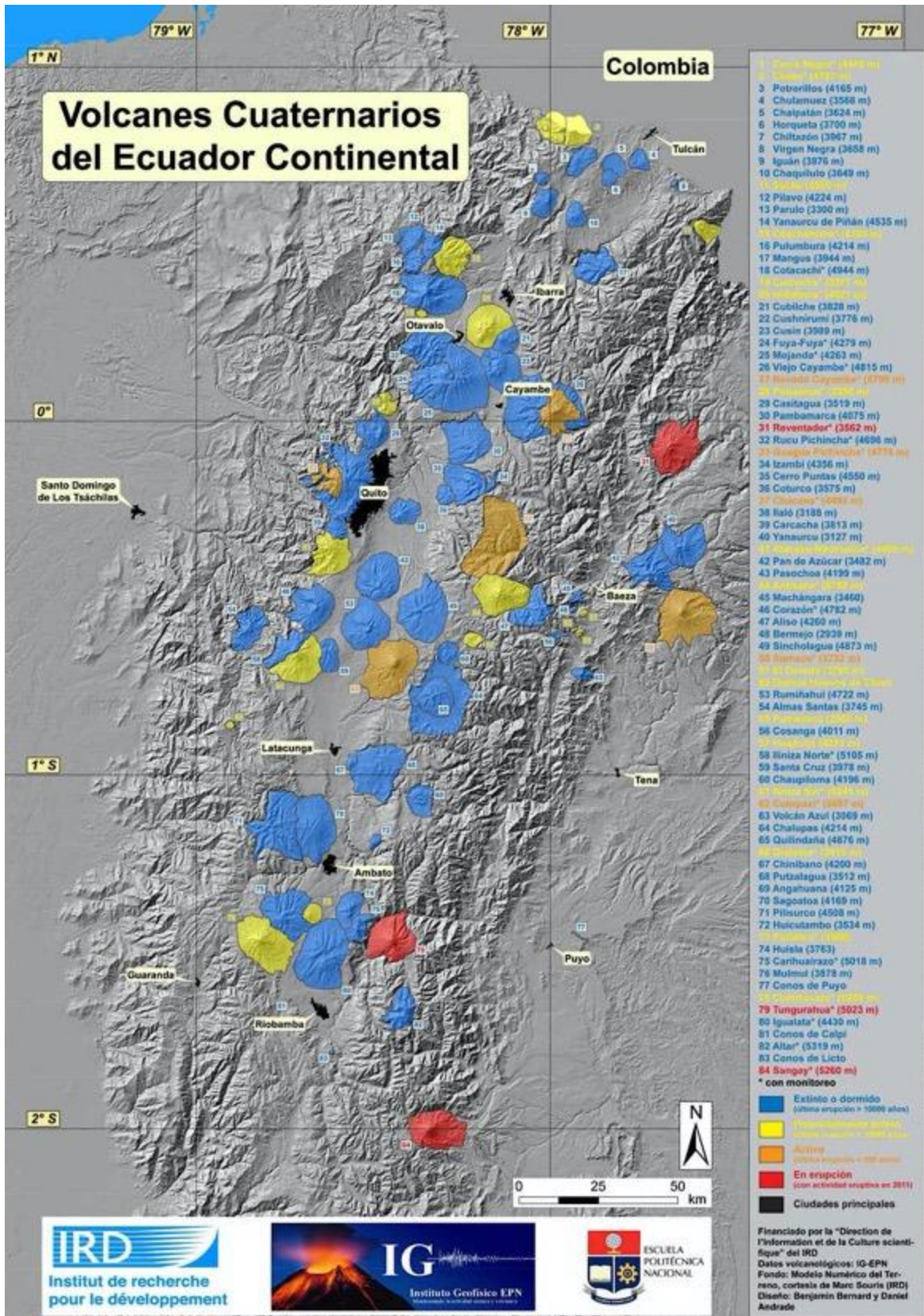


Figura 4. Mapa de volcanes Cuaternarios del Ecuador, tomado de Bernard & Andrade (2011).

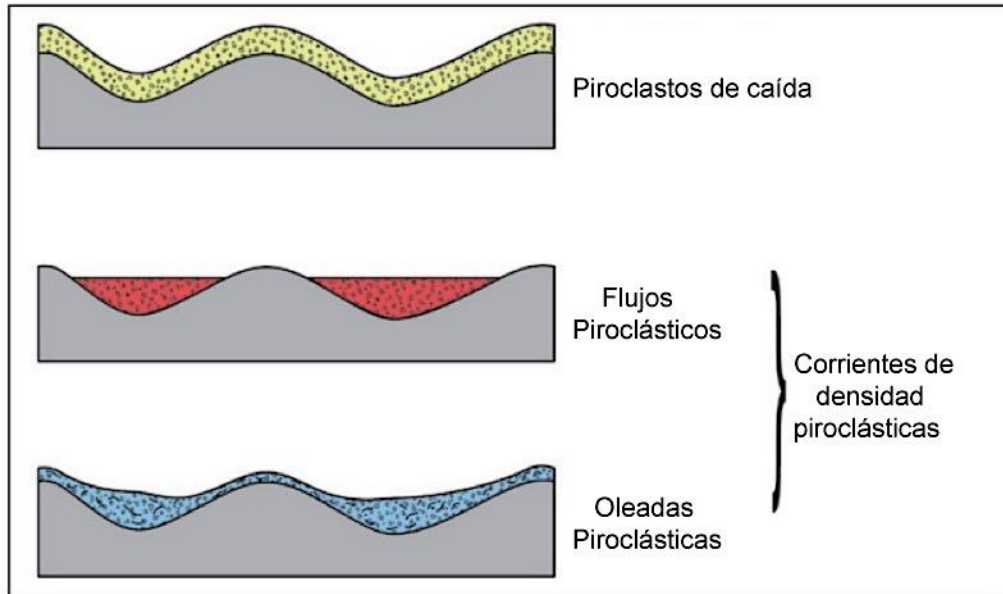
## **2.3. Conceptos generales: depósitos piroclásticos**

Los depósitos piroclásticos se forman directamente de la fragmentación del magma por la actividad explosiva (Cas & Wright, 1987). Los fenómenos asociados a los depósitos piroclásticos representan un fenómeno volcánico altamente peligroso debido a la gran extensión de terreno que pueden afectar y al corto tiempo de emplazamiento.

Según Fisher (1984), los depósitos piroclásticos están formados por una mezcla en distintas proporciones de tres tipos de componentes: juveniles, cristales y líticos. Los componentes juveniles son fragmentos inicialmente fundidos que derivan del magma que ha entrado en erupción. Suelen mostrar un alto grado de vesiculación, lo que les permite una alta flotabilidad, y predominio de texturas vítreas. Un tipo específico de componente juvenil muy vesiculado es la pómez, de colores típicamente claros, formada a partir de magmas con contenidos de sílice intermedios a altos. Los cristales son minerales individuales que están formando las rocas. Según su procedencia, se diferencian entre fenocristales, procedentes del magma que entra en erupción, y xenocristales, derivados de la roca de caja, ya sea en la zona de formación del magma o a lo largo del conducto de salida. Los líticos son fragmentos de roca que ya estaban en estado sólido en el momento de la erupción, es decir, fragmentos externos al sistema magmático. Según su naturaleza, se diferencian entre: incorporados (procedentes de las rocas caja que son fragmentadas durante la erupción a lo largo de los conductos de emisión) y accidentales (clastos sueltos en la superficie que son incorporados por los flujos piroclásticos durante su transporte). El reconocimiento de cada uno de los componentes que no son juveniles y han sido incorporados en una erupción puede ser difícil a simple vista. Sin embargo con la ayuda del análisis de la forma, la textura y la química pueden diferenciarse uno de otro.

### **2.3.1. Clasificaciones de los depósitos piroclásticos**

Una de las clasificaciones de los depósitos piroclásticos es la genética, que diferencia, en base a la geometría y estructuras internas a los depósitos, cuál ha sido su mecanismo de transporte y emplazamiento (Figura 5). Según ello, se distinguen dos tipos principales de depósitos, los de caída y los de corriente, estos últimos divididos en flujos (pyroclastic flows) y oleadas piroclásticas (surges) (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987; Druitt, 1998).



**Figura 5.** Clasificación de los depósitos piroclásticos según su genética. Modificado de Cas and Wright (1987).

Otra clasificación, es la hecha por Fisher (1961); Cas and Wright (1987); Fisher (1984) y modificada por White and Houghton (2006), en la que los depósitos piroclásticos no consolidados se clasifican principalmente en base a su tamaño de grano.

**Tabla 1.** Clasificación de depósitos volcánicos primarios no consolidados según su tamaño de grano.

Tamaño de grano		Depósitos volcánicos primarios
(phi)	(mm)	<b>No consolidados</b>
> 4	< 1/16	Ceniza extremadamente fina
3-4	1/16-1/8	Ceniza muy fina
2-3	1/8-1/4	Ceniza fina
1-2	1/4-1/2	Ceniza media
0-1	1/2-1	Ceniza gruesa
-1 a 0	1-2	Ceniza muy gruesa
-2 a -1	2-4	Lapilli fino
-4 a -2	4-16	Lapilli medio
-6 -4	16-64	Lapilli grueso
< -6	> 64	Bloque/Bomba



### **2.3.2. Depósitos piroclásticos de caída**

Una caída piroclástica corresponde a la sedimentación de piroclastos a través de la atmósfera, a partir de una erupción o una pluma durante una erupción explosiva (Figura 9) (Houghton y Carey, 2015). En estos depósitos piroclásticos de caída la acumulación de los piroclastos se hace “uno a uno”, directamente desde el punto de emisión después de describir trayectorias balísticas o desde una columna eruptiva en dispersión a modo de “lluvia”.

Los depósitos piroclásticos de caída de dispersión horizontal constituyen capas de gran continuidad lateral que cubren la topografía pre-existente, con espesores y tamaños de grano decrecientes con la distancia al viento (Figura 5). Internamente suelen presentar laminación paralela, buena selección de tamaño de grano, sobre todo en facies distales, y gradación normal e inversa. Tanto la gradación, como las laminaciones pueden ser el resultado de los cambios que existen en la actividad explosiva, de forma que las variaciones verticales en una misma capa, en un mismo afloramiento, se corresponden con pulsos eruptivos de distinta intensidad en el transcurso de la erupción (Sparks, 1986). Estas estructuras también pueden indicar cambios en la atmósfera (dirección y velocidad del viento, lluvia, entre otros). Estos depósitos piroclásticos de dispersión horizontal constituyen las mejores capas guías en los estudios tefrocronológicos (Branney & Kokelaar, 2003).

Los depósitos de caídas piroclásticas tienen mejor sorteo que las corrientes de densidad piroclásticas (CDPs), debido al transporte por el viento.

### **2.3.3. Depósitos de corriente de densidad piroclásticas**

Un depósito de corriente de densidad piroclástica (CDP) es producido por un flujo caliente (típicamente más de 200 °C) de piroclastos, gases y vapor que se mueve sobre un terreno bajo la influencia de la gravedad y que tiene su origen en una erupción volcánica explosiva (Branney & Kokelaar, 2003). Son flujos muy energéticos (Bernard et al., 2014) y son potencialmente muy destructivos (Druitt, 1998; Belousov, 2002) ya que se desplazan a grandes velocidades (típicamente más de 100 km/h).

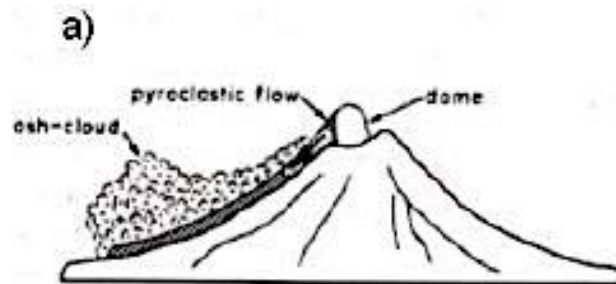
Las corrientes de densidad piroclásticas se dividen en flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas. Los flujos son depósitos masivos que se encauzan en el fondo de los valles; mientras que las oleadas, son depósitos irregulares, capaces de remontar obstáculos topográficos. Normalmente,

los depósitos resultantes de las CDPs adquieren morfologías lenticulares adaptadas a la topografía previa (Branney & Kokelaar, 2003).

Las CDPs pueden formarse a partir de tres procesos principales: colapso de domo, explosión lateral y colapso de la columna eruptiva. Estos procesos se describen brevemente a continuación (tomando de Cas & Wright, 1987):

#### o **COLAPSO DE DOMO:**

Las CDPs son generadas cuando un domo o un flujo de lava inestable y en crecimiento colapsan desde la cumbre o los flancos superiores de un volcán. Estos colapsos pueden ser motivados solamente por la gravedad o verse influenciado por la liberación de presión en el domo, causando una gran explosión, probablemente una erupción dirigida.



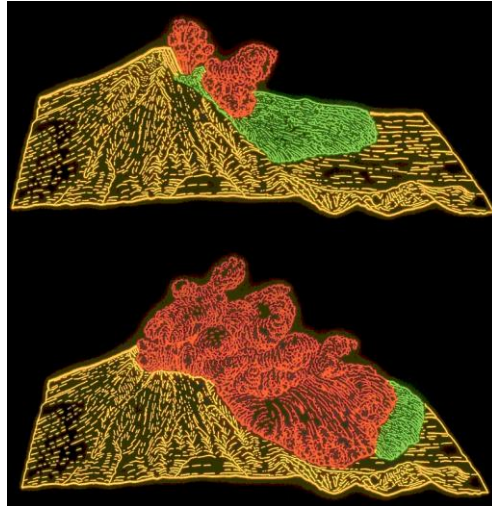
**Figura 6.** Colapso de domo. Tomado de Cas & Wright (1987).

La erupción de 1930 en el Volcán Merapi (Indonesia) es un ejemplo de un gran colapso gravitacional y la erupción de 2010 del mismo volcán, es un ejemplo de un colapso explosivo de domo de lava (Komorowski et al., 2013).

#### o **EXPLOSIÓN LATERAL O DIRIGIDA:**

Una explosión lateral o dirigida se genera por la sobrepresión acumulada en el volcán por el taponamiento del conducto volcánico. Esta acumulación de presión es liberada por los flancos del volcán generando una explosión lateral o dirigida, la cual puede llegar a distancias mayores a 10 km. El tapón, muchas veces, es un domo.

La erupción explosiva del Monte Saint Helens 1980 fue iniciada por un deslizamiento gigante y que liberó la presión acumulada en el domo dacítico ascendente, un criptodomo, generando un blast (una secuencia de flujos diluidos, es decir, oleadas piroclásticas) (Lipman et al., 1981).



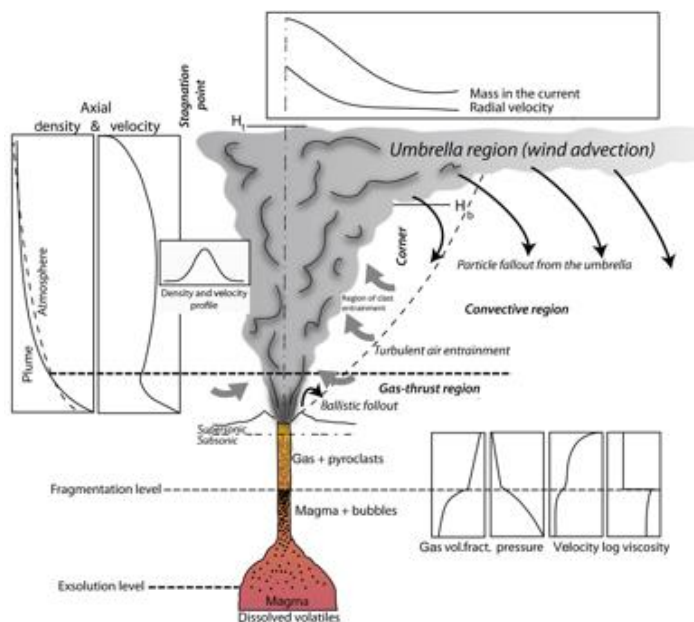
**Figura 7.** Diagrama de una explosión lateral, tipo Mount Saint Helens, 1980. Tomado de [https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/61/Computer\\_animation\\_showing\\_May\\_18%2C\\_1980\\_St\\_Helens\\_landslide.png](https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/61/Computer_animation_showing_May_18%2C_1980_St_Helens_landslide.png)



**Figura 8.** Avalancha seguida por un colapso explosivo de un criptodomo. Tomado de Cas & Wright (1987).

#### o COLAPSO DE UNA COLUMNA ERUPTIVA

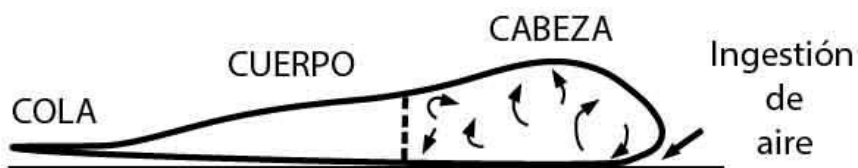
En el colapso de una columna eruptiva, la densidad de la columna vertical de piroclastos es mayor que la de la atmósfera, produciéndose un colapso gravitacional y la generación de flujos piroclásticos (Cas & Wright, 1987).



**Figura 9.** Estructura de una columna eruptiva. Tomado de Cioni et al. (2015).

Un ejemplo de este tipo de procesos es la erupción del volcán Mayon, en Filipinas, en el año 1968 (Rodolfo et al., 1989).

Según Wilson y Walker (1982), una CDP está dividida en cabeza, cuerpo y cola, al momento de movilizarse (Figura 10). Estas partes de los flujos piroclásticos tienen diferentes estados de fluidización. La cabeza es la parte que más fluye; el cuerpo es donde se produce la segregación de sólidos y la cola es la parte más lenta del sistema.



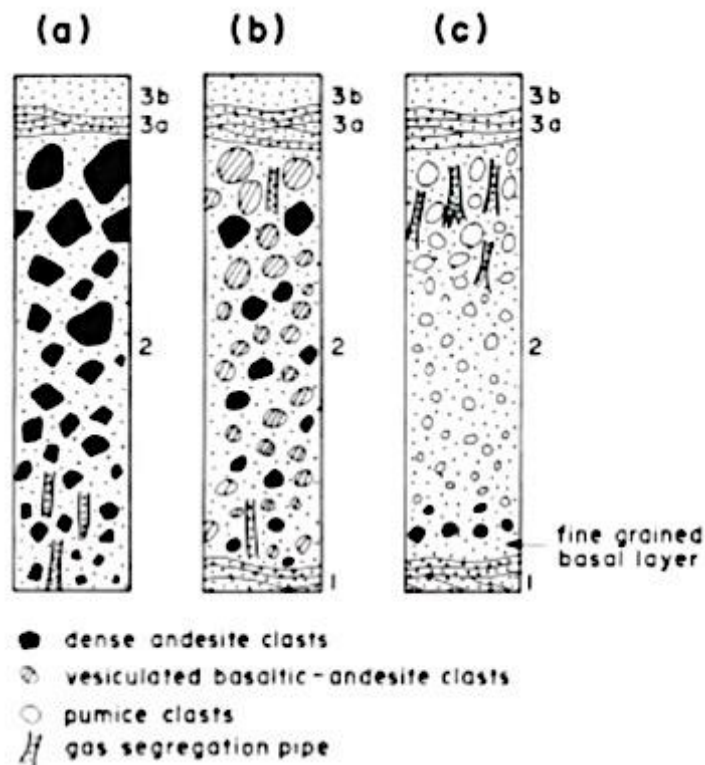
**Figura 10.** Esquema de un flujo piroclástico en movimiento con su división de cabeza, cuerpo y cola. Modificado de Cas & Wright (1987).

### 2.3.3.1. Depósitos de flujos piroclásticos

Las flujos piroclásticos, en inglés llamadas *pyroclastic flows*, son corrientes densas generadas por una variedad de mecanismos en las erupciones explosivas (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987). Los fragmentos son transportados a través de un flujo de alta densidad y alta temperatura, y en el que la fase gaseosa se mantiene relativamente confinada entre las partículas. Sus depósitos presentan una mala clasificación, sin estratificación interna y frecuentemente con una doble distribución granulométrica: gradación normal (disminución de tamaños de base a techo) de los fragmentos líticos e inversa de los fragmentos juveniles, especialmente los pumíticos.

Otras características son la presencia de chimeneas de desgasificación (pipes) en disposición vertical y moldes de restos vegetales cerca de la base, orientados en la dirección del flujo.

Según Cas & Wright (1987), las coladas piroclásticas se clasifican en: flujos de bloques y cenizas, flujos de escorias y flujo de pómez o ignimbrita.



**Figura 11.** Sección idealizada de los tres principales tipos de flujos piroclásticos.

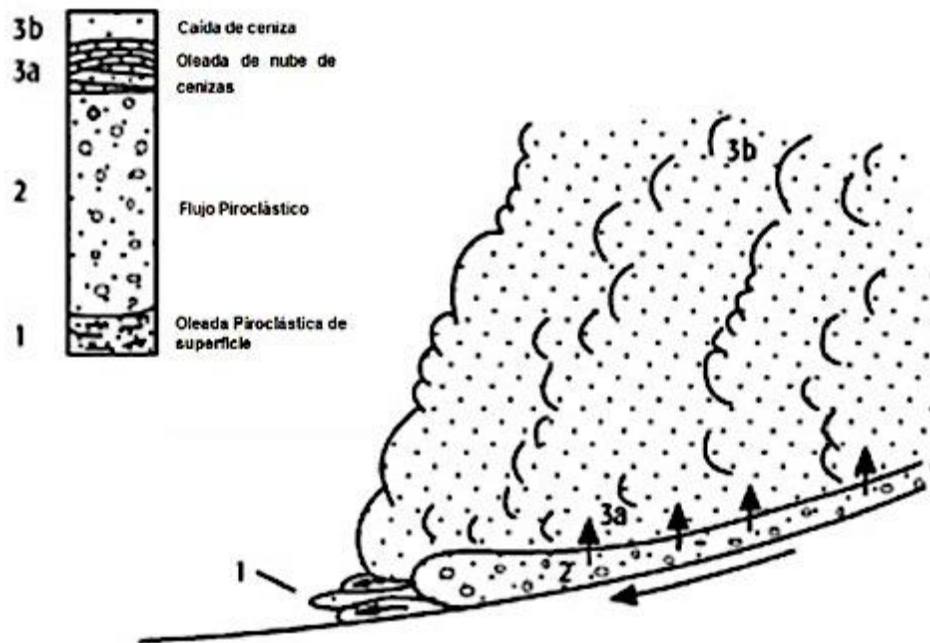
a) Depósito de bloques y ceniza con gradación inversa. b) Depósito de flujo de escoria. c) Flujo de pómez o depósito de ignimbrita. Modificado de Cas & Wright (1987).

### 2.3.3.2. Depósitos de oleadas piroclásticas

Los depósitos de oleadas piroclásticas, *pyroclastic surge deposits* en inglés, son corrientes turbulentas, poco densas y con una relación gas/piroclastos alta. El mecanismo principal de transporte es la aceleración y la descompresión que ocurre en el conducto y que permite la fragmentación de partículas, las cuales se movilizan, a continuación, a altas velocidades.

Los depósitos de oleadas piroclásticas se caracterizan por presentar estructuras sedimentarias como laminaciones cruzadas (a diferencia de los flujos piroclásticos), dunas, antidunas, entre otros (Douillet et al., 2019). Tienen regularmente buen sorteo y en las erupciones hidromagmáticas, abundante presencia de líticos y lapillis acrecionales. Son flujos diluidos, turbulentos y tienen baja concentración de partículas. (Cas & Wright, 1987). Los también llamados surges se pueden formar a partir de erupciones freáticas y freatomagmáticas (Branney & Kokelaar, 2003).

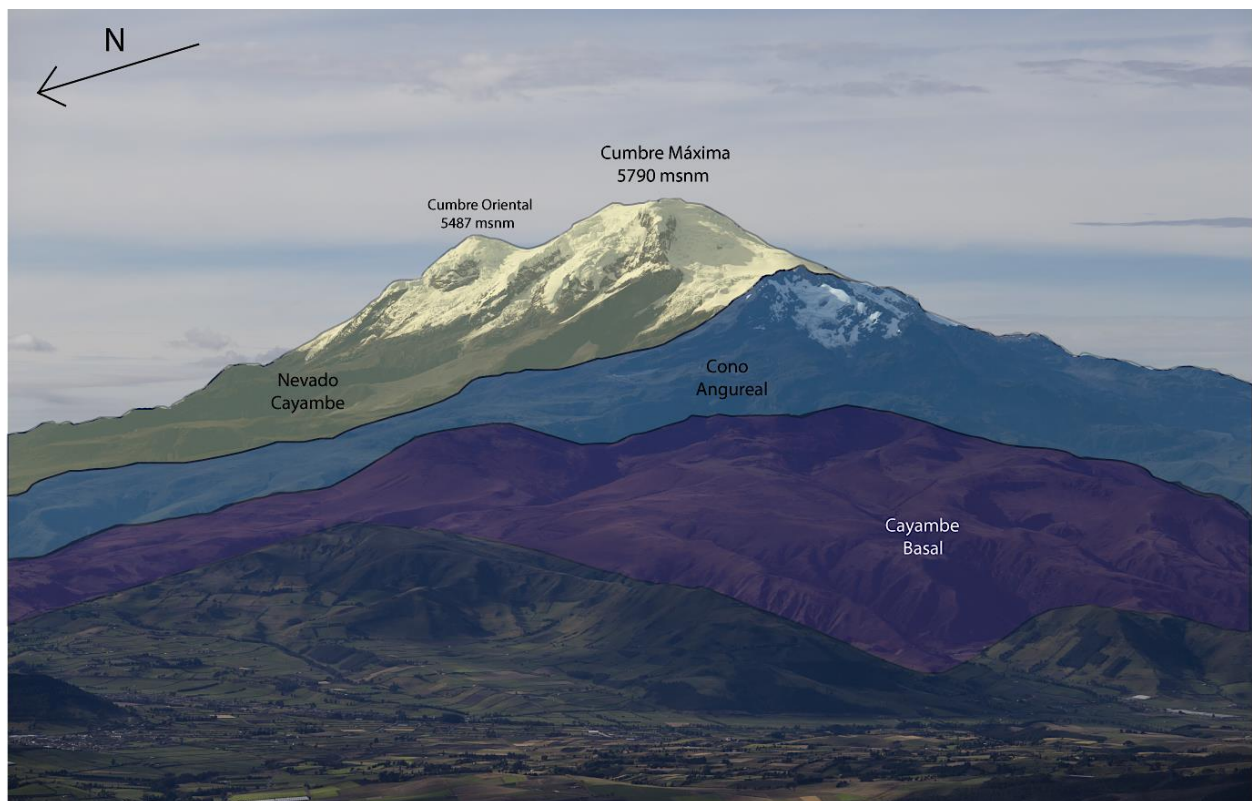
Cuando una oleada piroclástica está asociada a la base de los flujos piroclásticos, adquiere el nombre de Oleada Piroclástica de superficie (Ground surge) y si está asociada a las partes superiores de los flujos piroclásticos adquieren el nombre de Oleada Piroclástica de nubes de cenizas (Ash cloud surge) (Cas & Wright, 1987).



**Figura 12.** Diagrama de formación de un flujo piroclástico y las oleadas piroclásticas relacionadas a él. Modificada de Cas & Wright (1988).

## 2.4. Complejo volcánico Cayambe

Según Samaniego *et al.* (2005) la construcción del Cayambe empezó hace más de 1.1 Ma y tuvo una historia larga y compleja que permitió el desarrollo de un volcán basal, el Viejo Cayambe, sobre el cual se edificó el Nevado Cayambe, constituido por sus tres cumbres orientadas en dirección W-E. Los productos asociados a su actividad eruptiva Holocénica son principalmente domos y flujos de lava, corrientes de densidad piroclásticas, lahares y caídas de tefra. La construcción del complejo volcánico del Cayambe ha sido controlado por fallas regionales, orientadas en dirección N35°E, siendo el sistema de fallas Sofía-Río Chingual, el más grande (Ego *et al.*, 1996) (*Anexo 1*). El lado oeste del complejo volcánico presenta pendientes suaves, mientras en las otras direcciones, la topografía es más fuerte. Samaniego *et al.* (2005), atribuye este contraste morfológico a la relación de diferentes litologías, dinámicas eruptivas y edades: el lado occidental está compuesto principalmente de antiguos flujos de lava, mientras que el lado este, consiste principalmente en flujos y domos de lava más jóvenes, con morfologías abruptas, cubiertos por depósitos piroclásticos y epiclásticos recientes.



**Figura 13.** Trazo aproximado de los edificios principales del Volcán Cayambe, basado en Samaniego *et al.* (2005) (foto de Mathieu Perrault, 2 de mayo 2015, modificada).

### **2.4.1. Estructura, historia eruptiva y evolución geológica del complejo volcánico del Cayambe**

Tomando como referencia a Samaniego et al. (1998) y Samaniego et al. (2005) el complejo volcánico del Cayambe está compuesto por dos edificios volcánicos principales: El “Viejo Cayambe” o Cayambe basal (VCAY) y el “Nevado Cayambe” (NCAY) (Figura 13). El Cayambe basal es un estratovolcán, que tuvo un comportamiento principalmente efusivo y que ahora se encuentra mayormente erosionado. El Nevado Cayambe se construyó sobre los restos del Cayambe basal. Es un edificio compuesto más reciente, con un comportamiento más explosivo. El Nevado Cayambe está formado por tres conos: el cono Angureal (NCAY-ANG), el edificio de la Cumbre Principal (NCAY-MS) y el más reciente, el de la Cumbre Secundaria (NCAY-SS), desarrollado al este de la cumbre principal. En este mismo lado, aproximadamente a 10 km al este, se encuentra un cono, como centro de emisión independiente, llamado “Cono de la Virgen” (CLV), construido durante el Holoceno tardío. Los datos de edades propuestos en la bibliografía se los realizó con el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

Las descripciones de los edificios y formaciones geológicas que componen el Complejo Volcánico Cayambe, escritas a continuación, se basan en los trabajos de Samaniego (1996); Samaniego et al. (1998) y Samaniego et al. (2005).

#### **2.4.1.1. Viejo Cayambe o Cayambe basal (VCAY)**

Los flujos de lava sugieren que este centro volcánico estaba localizado cerca de la parte central del complejo. Las unidades volcánicas se encuentran al oeste de la cumbre actual. La unidad VCAY1, con un espesor máximo encontrado de 500 m, consiste en flujos de lava andesíticos y brechas intercaladas, y que presentan un contenido de  $\text{SiO}_2$  entre el 57-61 wt.%. Esta sucesión de flujos y brechas se pueden apreciar en los valles del flanco occidental, como por ejemplo el valle del Río Blanco (*Anexo 1*). Dos dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  fueron obtenidas en lavas de este edificio, que dieron edades de  $1108 \pm 11$  y  $1050 \pm 5$  ka. La unidad VCAY2, con un espesor promedio de 200 m, consiste en flujos de lava dacíticos, que tienen un contenido de  $\text{SiO}_2$  entre el 67-68%; se la puede encontrar en los valles de los Ríos Monjas y Guachalá (*Anexo 1*). Además, en la parte suroeste del complejo, entre los ríos Monjas y Guachalá aflora una sucesión de 40-50 m de un depósito rico en pómez riolítica con un contenido de  $\text{SiO}_2$  entre el 72-73%, indicando un periodo de actividad explosiva asociado al volcán basal. Esta última corresponde a la unidad VCAY3 y se la puede encontrar en el valle del Río Guachalá (*Anexo 1*). Estos depósitos



unidos indican que el edificio VCAY terminó en un evento eruptivo que probablemente formó una caldera.

#### **2.4.1.2. Edificio intermedio El Angureal (NCAY-ANG)**

Corresponde a los depósitos encontrados sobre remanentes del VCAY. Es una unidad de flujos de lavas y brechas mayormente dacíticos con una mineralogía compuesta por plagioclasa, anfíbol, piroxeno y biotita. Esta sucesión aflora en la parte norte del valle del Río Blanco y formando el pico de El Angureal, a una altura de 5200 m. Tiene un contenido de SiO<sub>2</sub> entre el 64-68%. Todas las rocas se caracterizan por tener una alteración hidrotermal, incluyendo la presencia de minerales sulfurosos. Se la dató como una edad de plateau de 409 ± 4 ka. Por lo tanto, la actividad volcánica se reanudó después de un período de inactividad de 600 ka, que está marcado por una importante discordancia erosiva (Figura 13 y Anexo 1).

#### **2.4.1.3. Cumbre Principal del Nevado Cayambe (*Nevado Cayambe-Main Summit*) (NCAY-MS)**

Se ubica al este del Cono de El Angureal y forma la parte más voluminosa del Nevado Cayambe. Esta parte del volcán ha tenido un desarrollo complejo y experimentó varios dinamismos eruptivos durante al menos dos etapas de construcción.

**\*Primer episodio de construcción (NCAY-MS1):** la actual cumbre principal fue construida por una serie de flujos de lava y domos andesíticos y dacíticos. Tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> de 61-67 wt.% SiO<sub>2</sub>, que están bien representados en el flanco sur. Tiene minerales como plagioclasa, anfíbol, piroxeno y magnetita.

**\*Ignimbrita Hierba Buena (NCAY-MS2):** grandes afloramientos de una ignimbrita soldada de 150-200 m de espesor se han encontrado en la parte noroeste del complejo. El depósito muestra una composición dacítica, con un contenido de SiO<sub>2</sub> de 66-67 wt.%. La ignimbrita Hierba Buena representa un evento explosivo importante, que probablemente ocurrió durante (o justo después) de la primera etapa de la construcción NCAY.

**\*Depósitos de avalanchas de escombros (NCAY-MS3 y NCAY-MS4):** se tratan de dos depósitos independientes, uno que se encuentre en la planicie del Cayambe y el otro que se encuentra en el flanco norte, bajo las lavas de Las Antenas. Son depósitos caóticos de 10-20 m

de espesor, que consisten en una matriz rica en arcilla (Detienne et al., 2017) y bloques con fracturas típicas de rompecabezas, en los valles del Río San Pedro y el Río Guachalá (*Anexo 1*). Los bloques son andesitas con dos familias de piroxenos; andesitas y dacitas ricas en anfíboles, a menudo con alteración hidrotermal. Dado que el colapso afectó los depósitos de bloque y ceniza en el pie oriental del pico Angureal, se propone que el colapso del sector ocurrió al final de la primera etapa de construcción de NCAY, y se estima una edad de <200 ka para este evento.

**\*Segundo episodio de construcción (NCAY-MS5):** en el flanco norte del Cayambe, está una unidad que consiste en una sucesión de flujos de lava de composición andesítica, con anfíbol y piroxeno y con espesores de 100 m de espesor. Se la conoce como la lava de Las Antenas.

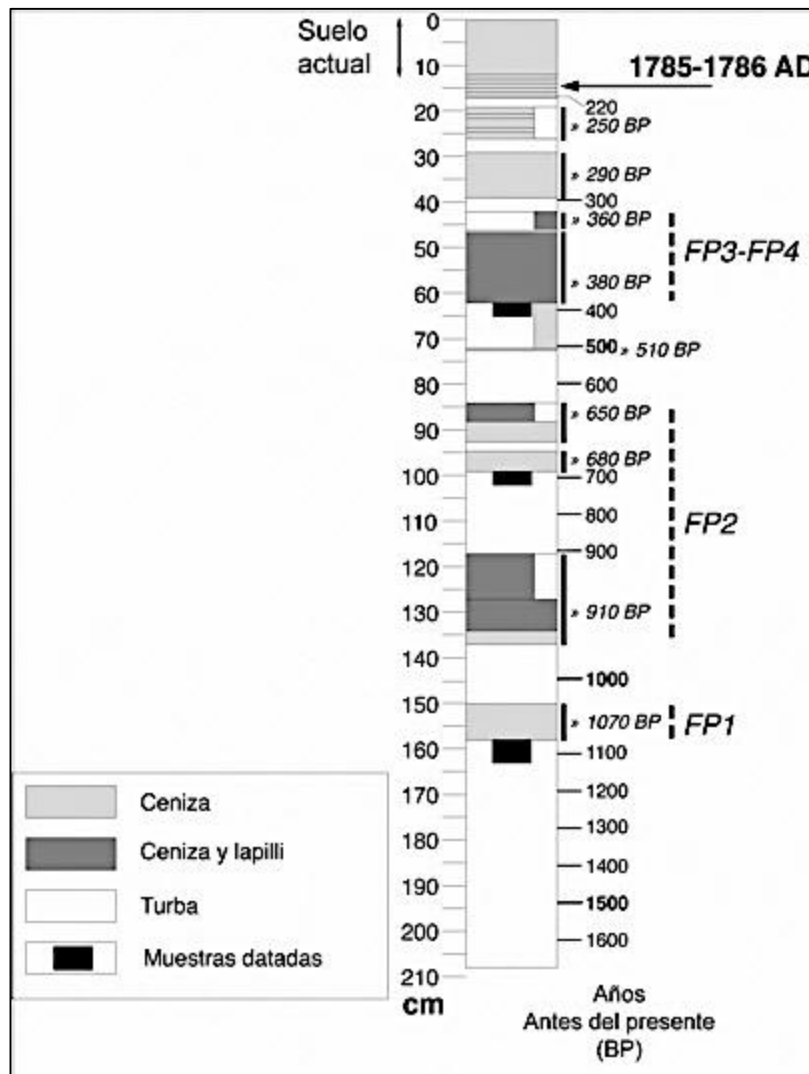
**\*Ignimbrita de La Chimba (NCAY-MS6):** en el flanco noroeste del complejo se encuentra un depósito soldado, de 60-80 m de espesor, que contiene bloques de dacita anfibólica (64-65 wt.% de SiO<sub>2</sub>), llenando parcialmente el valle de La Chimba. Este depósito finaliza el segundo período de construcción del domo y está cubierto por morrenas grandes emplazadas durante el último máximo glacial (14-30 ka; Clapperton, 1997).

#### **2.4.1.4. Cumbre secundaria o cumbre oriental del Nevado Cayambe (Nevado Cayambe-Secondary summit) (NCAY-SS)**

Es el edificio más joven del volcán, que posee un estrato-cono pequeño y un complejo de domos. Creció en el flanco oriental del cono NCAY-MS y sus depósitos están libres de erosión glacial, lo que sugiere una edad del Holoceno. La unidad NCAY-SS1 tiene un contenido de SiO<sub>2</sub> de 58-66% y se caracteriza por una actividad efusiva andesítica, que se convirtió en una actividad más explosiva, relacionada con el complejo de domos de composición dacítica. La unidad NCAY-SS2 son flujos de lava y domos de composición andesítica y dacítica. La actividad eruptiva reciente parece restringida a los últimos 4000 años.

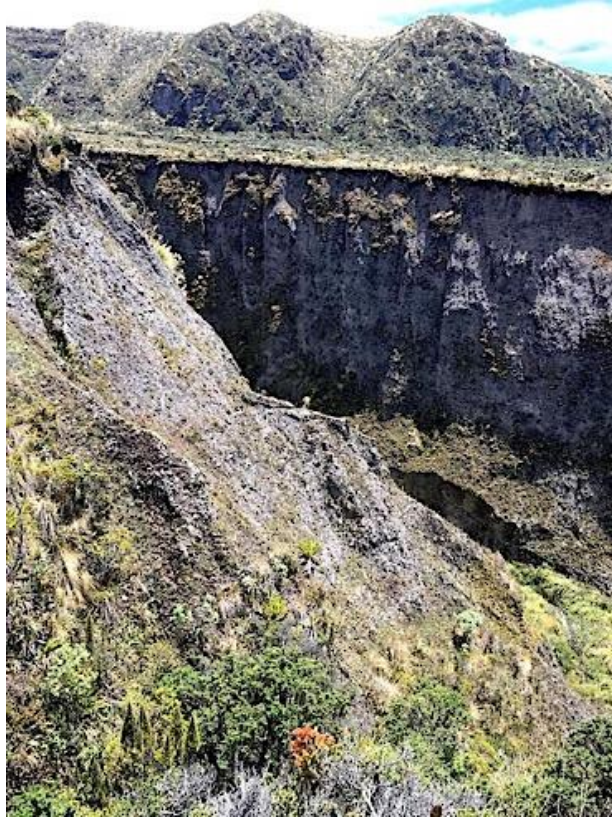
Cuatro períodos de fuerte actividad piroclástica (FP1, FP2, FP3, y FP4) (Figura 14) constituyen cuatro sucesiones de depósitos de flujos piroclásticos, que se encuentran en el flanco noreste del Nevado Cayambe. Los tres más antiguos (FP1, FP2 y FP3) consisten principalmente en depósitos de bloques y cenizas, creados por colapso de domos; mientras que el más joven (FP4) consiste en depósitos tipo “surges”, compuestos de ceniza y lapilli. Todos los bloques de FP1 son densos, compuestos por dacitas de color gris, mientras que los bloques y bombas de

FP2, FP3 (Figura 15) y FP4 (Figura 16) son de color gris claro y oscuro, así como bandeados. Esto sugiere una mezcla de magmas que se demuestra por un rango de composición que varía desde andesita a dacita en el mismo depósito. Los bloques y lapilli de las unidades FP1-FP4 son de grano medio, porfídico, y típicamente contienen plagioclasa (20-25%), hornblenda (~ 7%), orto y clinopiroxeno (~ 10%), magnetita (~ 2%) y escasa biotita (~ 1%). La variabilidad química de estos magmas se muestra por la mineralogía variada de las unidades FP2-FP4, así como por los dos rangos de composición observados en las muestras bandeadas.



**Figura 14.** Columna estratigráfica sintética de la actividad reciente del Volcán Cayambe.

Modificada de Samaniego et al. (1998)



**Figura 15.** Flujo piroclástico correspondiente a la erupción San Marcos (FP3). UTM de la foto: zona 18 N, 169021 E / 9379 N, 3722M. Espesor aproximado del afloramiento 80 m.



**Figura 16.** Oleada piroclástica correspondiente a la erupción San Marcos (FP4). UTM de la foto: zona 18 N, 167065 E / 6160 N, 4246 m. Espesor aproximado del afloramiento 3-4 m.

#### **2.4.1.5. “Cono La Virgen” (CLV)**

Este cono tiene un diámetro de aproximadamente 1 km y una altura de 400 m, y se encuentra a 8 km de la cumbre principal, al lado este. “La Virgen” emitió una secuencia/sucesión de flujos de lava con un espesor total de 250-300 m y cuyo volumen es de aproximadamente 3-4 km<sup>3</sup>, alcanzando una distancia de aproximadamente, 7 km. Estos flujos de lava están constituidos por andesitas porfíricas, con un contenido de SiO<sub>2</sub> de 59-60 wt.% y con una mineralogía que consiste en plagioclasa, anfíbol, piroxeno, olivino y magnetita (*Anexo 1*).

#### **2.4.1.6. Última actividad eruptiva del Volcán Cayambe**

La última actividad eruptiva del mismo ocurrió en los años 1785-1786. Según una crónica escrita (Ascáubi, 1802) la erupción se habría producido en la parte oriental del complejo, originando emisiones de ceniza fina responsables de una caída moderada en el pueblo de Cayambe y que habría terminado con un flujo de lava o un lahar en 1786.

### **2.4.2. Escenarios eruptivos del Volcán Cayambe**

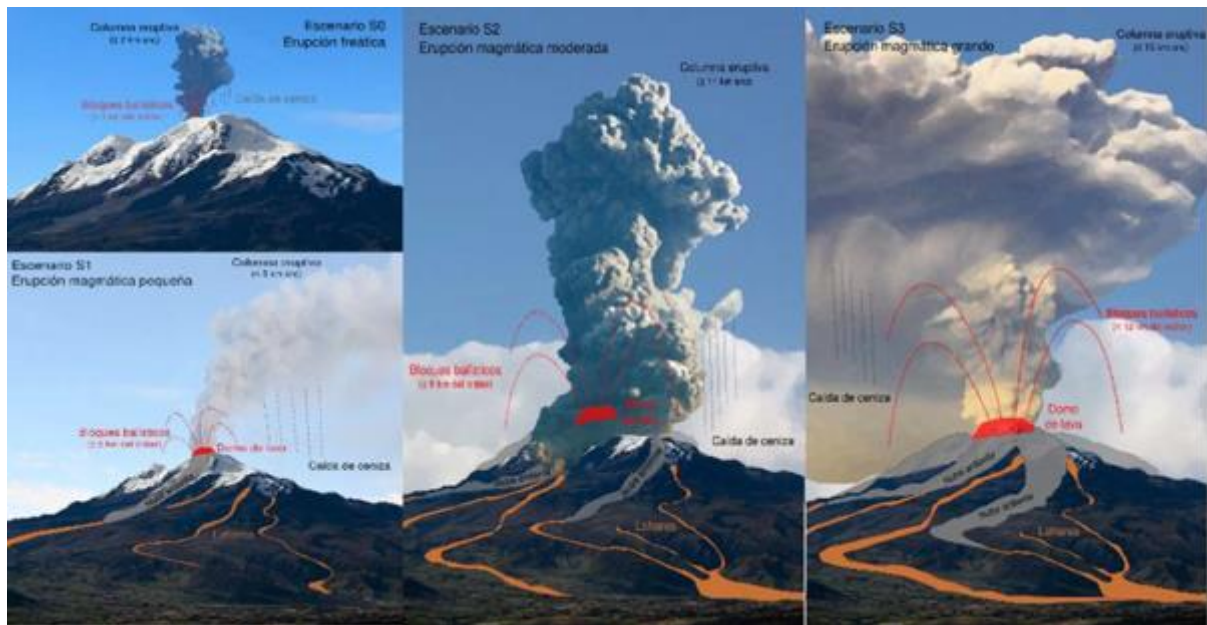
Un escenario eruptivo representa los parámetros que caracterizan a una erupción. Generalmente se definen en base al estudio geológico del volcán que se estudia (Bernard y Samaniego, 2017). En el Volcán Cayambe se han descrito 4 escenarios eruptivos (Samaniego et al., 2002; Samaniego et al., 2004; Bernard y Samaniego, 2017), a los cuales se hace referencia brevemente, a continuación (Figura 17). El Evento San Marcos es postulado como el tercer escenario eruptivo más probable del Cayambe.

El primer escenario eruptivo son las erupciones freáticas. Estas erupciones son imprevisibles y comunes en volcanes con casquete glaciar como el Cayambe. En este escenario el principal peligro son los proyectiles balísticos en la zona cercana al cráter, ya que el Cayambe se ha convertido en una montaña muy escalada por andinistas y turistas (Bernard & Samaniego, 2017).

El segundo escenario eruptivo son las erupciones hidromagmáticas y/o vulcanianas (con Índice de Explosividad Volcánica de 1-2), menores o iguales a la última ocurrida en el Cayambe (1785-1786). Los fenómenos asociados a este escenario son principalmente caídas de piroclastos y lahares pequeños. Este escenario es más probable que el escenario “San Marcos” ya que es por lo menos 3 veces más frecuente (~15 erupciones) en los últimos 4000 años (Bernard & Samaniego, 2017).

El siguiente escenario eruptivo más probable es, entonces, el Evento San Marcos (con Índice de Explosividad Volcánica de 3-4). Este evento correspondiente a una erupción peleana, caracterizada por la formación de un domo o un flujo de lava viscosa en los flancos Norte u Oriental. La destrucción explosiva o por colapso gravitacional de este domo podría formar corrientes de densidad piroclásticas y lahares por la probable fusión del casquete glaciar. Adicionalmente, se podrían producir caídas de tefra en zonas pobladas en función de la dirección y velocidad del viento. En los últimos 4000 años, se han producido 4 erupciones de tamaño similar al evento “San Marcos” (Bernard & Samaniego, 2017).

El cuarto y último escenario eruptivo es una erupción más grande (con Índice de Explosividad Volcánica mayor a 4), el menos probable pero el más grande de los cuatro. En este escenario se propone que el colapso de una columna eruptiva grande produzca corrientes de densidad piroclásticas que afectarían todos los flancos del volcán formando grandes lahares y el alcance de la caída de tefra sería mucho más importante que en el escenario tipo San Marcos. No hay evidencias geológicas en el Cayambe de una erupción de este tamaño en los últimos 10 000 años (Bernard & Samaniego, 2017).



**Figura 17.** Escenarios eruptivos probables del Volcán Cayambe, tomado de Bernard y Samaniego (2017).

## CAPÍTULO III

### 3. METODOLOGÍA

Para determinar los parámetros eruptivos, la ubicación en el tiempo y la dinámica eruptiva de la erupción San Marcos del volcán Cayambe esta investigación sigue la siguiente metodología:



Figura 18. Metodología del trabajo de titulación.

#### 3.1. Trabajo de campo

Los datos obtenidos para esta investigación fueron recolectados en 8 campañas de campo, con un total de 16 días, recorriendo un área aproximada de 50 km<sup>2</sup>. Se tomó, principalmente, el

camino que llega al volcán por el flanco norte, hacia la Laguna de San Marcos y caminos secundarios para recorrer los valles y quebradas al norte y noroccidente del Cayambe. Esta zona es parte del Parque Nacional Cayambe-Coca y para su entrada es necesario obtener el permiso respectivo del Ministerio del Ambiente. También se hizo un breve recorrido por la parte suroccidente, camino hacia el refugio del volcán, llamado “Ruales Oleas Berge”.

Un total de 24 muestras son analizadas en este trabajo a través de los diferentes ensayos/análisis (Figura 19); además, se tomaron 55 puntos de control en campo. Dos de las 24 muestras corresponden a carbones y las otras 22 son muestras de depósitos volcánicos utilizadas para ensayos de laboratorio. La recolección de muestras se realizó en afloramientos de quebradas y valles en los flancos norte y noroccidente del volcán y se tomó por cada una, de 1 a 4 kg de material de un nivel, que corresponden a depósitos piroclásticos de la erupción San Marcos: flujo piroclástico tipo bloques y ceniza, oleada piroclástica y una cantidad menor en peso para los depósitos de caída.

Además, se tomaron fotografías y se realizaron columnas estratigráficas para el reconocimiento de “San Marcos”.

El *Anexo 2* contiene una tabla con el nombre, ubicación, descripción y ensayo realizado para cada una de las 24 muestras.

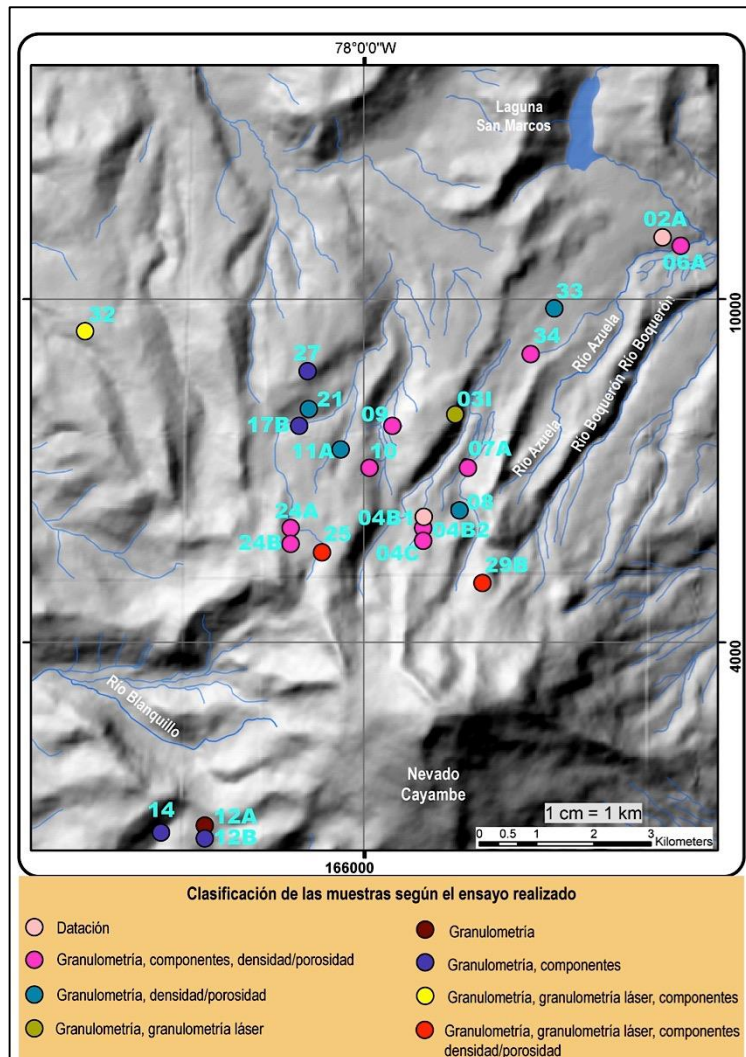
### **3.2. Dataciones Carbono 14**

En ciertos niveles correspondientes a depósitos de oleadas piroclásticas o suelos fue posible encontrar restos de materia orgánica carbonizada en el momento de una erupción debido al contacto con material volcánico a altas temperaturas. Estos carbones fueron datados por el método carbono 14 AMS (Espectrometría de aceleradores de masa) para obtener una edad aproximada del evento San Marcos.

Después de que los trozos de materia orgánica carbonizados fueron recogidos en campo, son guardados en frascos cerrados y aislados de otro material orgánico, para evitar alteraciones en las mediciones.



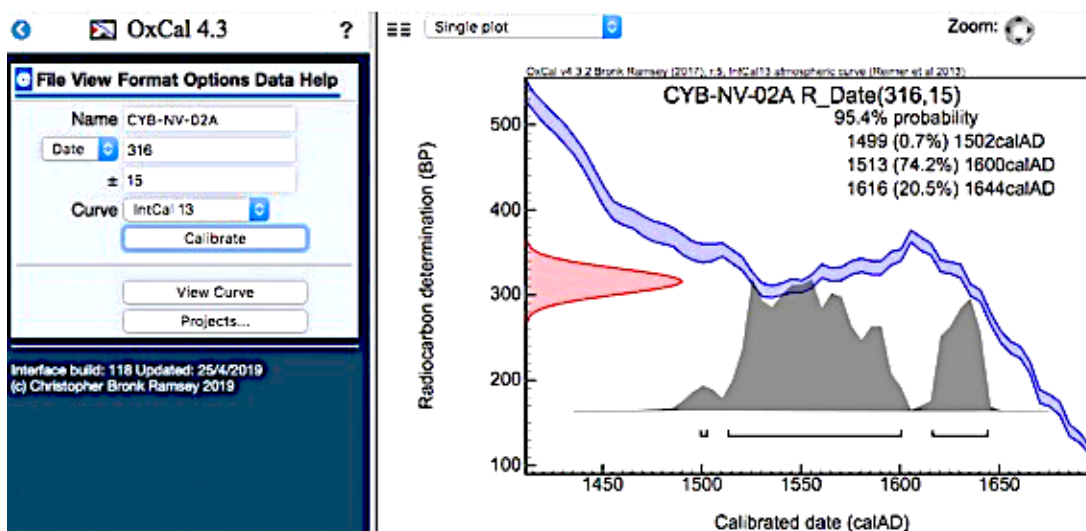
Las 2 muestras de carbones fueron enviados al Laboratorio de la Facultad de Ciencias y Tecnología de la Universidad de Groningen (*Rijksuniversiteit Groningen*), en Holanda, en estado seco y libre de material volcánico adicional.



**Figura 19.** Mapa en el que se observan la ubicación de las muestras recolectadas y la zona de trabajo recorrida.

Finalmente, después de obtener los resultados de las edades con sus respectivos errores, hay que modificarlas con la denominada curva de calibración (Reimer *et al.*, 2013) para convertir la Edad Convencional de Radiocarbono (edad BP corregida en función del fraccionamiento

isotópico usando un valor  $\delta^{13}\text{C}$ ) a años calendario. La calibración es necesaria por el efecto reciente de fluctuaciones en la modulación heliomagnética de la radiación cósmica galáctica, por la combustión de combustibles fósiles y los ensayos de dispositivos nucleares a gran escala. Los parámetros usados para las correcciones se han obtenido a partir de dataciones por radiocarbono precisas de cientos de muestras tomadas de anillos de árboles de edad conocida de alrededor de 12000 BP. Esta información es compilada en bases de datos internacionalmente aceptadas que son actualizadas ocasionalmente. Para calibrar las edades de este trabajo se usó del programa ORAU-OxCal 4.3 (Ramsey et al., 2017), utilizado en línea de forma gratuita (Figura 20). Los picos observados son las edades calendario más probables.



**Figura 20.** Curvas de calibración de la edad Carbono 14 para la muestra CYB-NV-02A en OxCal 4.3 al ingresar los datos en la ventana de diálogo.

### 3.3. Descripción geoquímica y petrográfica

Para la caracterización petrográfica de las rocas de la erupción San Marcos se describieron muestras de mano, obtenidas en campo (Figura 40 y Figura 41) y láminas delgadas (Figura 42-Figura 45), realizadas para el trabajo de Samaniego (1996), tanto del flujo piroclástico como de la oleada piroclástica.

Para la caracterización geoquímica de las rocas de la erupción San Marcos fueron otorgados datos químicos ya publicados en Samaniego et al. (2005) de 5 rocas de los depósitos FP3 (flujo piroclástico) y FP4 (oleada piroclástica) y 4 análisis químicos adicionales, sin publicar, realizados para complementar este trabajo. Tres de los 9 análisis químicos corresponden al flujo piroclástico y los 6 restantes, a la oleada piroclástica. Con estos datos se realizaron gráficos geoquímicos en el software GCDKit para clasificar a los depósitos, considerando los elementos mayores (Diagrama Total Alkali-Silica TAS y Diagrama  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ ) (Figura 68 y Figura 69) y para ver el fraccionamiento y compatibilidad de los elementos de las muestras, considerando los elementos mayores (Diagramas Harker) (Figura 70) y los elementos traza (Diagramas Pseudo-harker o diagramas de variación) (Figura 71).

### **3.4. Ensayo de granulometría**

El análisis granulométrico permite conocer las diferentes distribuciones de tamaños que existe en las muestras de los depósitos piroclásticos. Los análisis deben realizarse en varias muestras individuales de cenizas de una sola erupción. La información obtenida del ensayo de granulometría provee información importante sobre los procesos de fragmentación (Bernard & Le Pennec, 2016).

Existen diferentes técnicas para el análisis de la distribución de la granulometría, sin embargo, para este trabajo se utilizaron 2: el tamizado manual y la granulometría láser.

Para el ensayo de granulometría se utilizaron 22 muestras: 3 muestras correspondientes al depósito de flujo piroclástico tipo bloques y ceniza, 16 muestras correspondientes al depósito de la oleada piroclástica y 3 muestras correspondientes a la caída de la erupción San Marcos. 4 muestras de estas, fueron utilizadas para hacer la granulometría por difracción láser en el laboratorio del Departamento de Metalurgia Extractiva DEMEX de la Escuela Politécnica Nacional.

### 3.4.1. Tamizado manual

- Para realizar el tamizado manual se siguió el siguiente procedimiento (Figura 21):
  1. Secar las diferentes muestras colocadas en un recipiente con su respectiva identificación, en un horno a una temperatura de 40 °C, durante 2 o 3 días hasta que el peso sea invariable. Anotar el peso del recipiente vacío antes de llenarlo con la muestra.
  2. Preparar los tamices a utilizar. Se emplearon 19 tamices, cuyas mallas de abertura rectangular van desde el diámetro de 32 mm (lapilli grueso), hasta 63 micras ( $\mu\text{m}$ ) (ceniza muy fina). Dividir los tamices en al menos 2 columnas y procurar que estén lo más limpios posible para evitar contaminación de otro material (Tabla 2).
  3. Medir el peso de cada tamiz y colocarlos en orden: a la base el tamiz con abertura de menor tamaño y al tope, el tamiz con abertura de mayor tamaño.
  4. Vaciar el recipiente que contiene la muestra en cada columna de tamices y agitarlos moderadamente fuerte por unos 3-5 minutos para evitar fragmentación y abrasión durante el proceso.
  5. Cernir con la mano, individualmente, cada tamiz por unos 10 minutos para que cada uno tenga la cantidad de material con la fracción de tamaño más precisa.
  6. Medir cada tamiz con la muestra correspondiente a cada fracción.
  7. Poner el material de cada fracción en una funda Ziploc con su respectiva etiqueta: nombre de la muestra, tamaño de la fracción y peso.
  8. Limpiar cuidadosamente cada tamiz para la siguiente muestra a tratar.
  
- Para procesar los datos después del tamizado manual se siguió el siguiente procedimiento.
  1. Crear una base de datos de todas las muestras.
  2. Calcular el porcentaje en peso de cada fracción tamizada, en relación con el peso total de la muestra (restando el peso del recipiente donde se puso la muestra). Ver *Anexo 3*.
  3. Hacer una base de datos final con los valores de las aberturas de los tamices en escala Phi (Ecuación 1) y el porcentaje en peso para cada fracción. Estos datos son ingresados en el software SFT para ser procesados.



**Figura 21.** Procedimiento para el ensayo de granulometría.

- A) Medición de la muestra antes de empezar a tamizar. B) Peso del tamiz solo.  
 C) Organización de los tamices en columnas. D) Tamizaje. E) Peso del tamiz con la fracción de material. F) Identificación de la fracción después de tamizar.

### 3.4.2. Granulometría láser

De las 22 muestras tamizadas, 14 muestras tienen un porcentaje en peso mayor al 5% en la fracción de  $63\ \mu\text{m}$ , es decir,  $> a\ 4\ \phi$ . Esto indica que la fracción más fina resultante puede darnos todavía más información granulométrica. El DEMEX de la EPN autorizó la realización de la granulometría láser para 4 muestras de la oleada piroclástica. Además, se realizó un duplicado de la granulometría láser de una muestra del Cotopaxi para comprobar la validez de los resultados.

La difracción láser mide las distribuciones de tamaño de partícula a partir de la variación angular de la intensidad de la luz dispersada cuando un rayo láser pasa a través de una muestra de partículas dispersas.

Para este análisis es necesario separar 5 a 10 g de muestra de la fracción > a  $4\phi$ , procurando que sea una porción heterogénea y etiquetarla para mandarla al laboratorio. Asimismo, es fundamental conocer el índice de refracción de las muestras para que el análisis sea bien ejecutado. Según Horwell (2007) está bien utilizar un índice de refracción de 1,56 para cenizas andesíticas. El trabajo previo de Samaniego (1996) analizó químicamente muestras del que se considera el flujo piroclástico (FP3) y la oleada piroclástica (FP4) tienen un porcentaje de hasta 65% de  $\text{SiO}_2$ , confirmando el uso de este índice de refracción. Se utilizó el equipo LASER SCATTERING PARTICLE SIZE DISTRIBUTION ANALYZER LA-950V2, marca HORIBA A.

**Tabla 2.** Los 19 tamices utilizados con su respectivo diámetro y equivalencia en escala Phi.

Columna	Diámetro (mm)	Phi ( $\phi$ )
Columna 1	31.5	-5.0
	22.4	-4.5
	16	-4.0
	11.2	-3.5
	8	-3.0
	5.6	-2.5
	4	-2.0
	2.8	-1.5
	2	-1.0
	1.4	-0.5
	1	0
Columna 2	0.710	0.5
	0.500	1.0
	0.355	1.5
	0.250	2.0
	0.180	2.5
	0.125	3.0
	0.090	3.5
	0.063	4.0

- Para procesar los resultados del DEMEX de la EPN de la granulometría láser se siguió el siguiente procedimiento. Ver *Anexo 4*.
1. Digitalizar las tablas de resultados de la granulometría láser de las muestras, con los parámetros: Diámetro de la partícula mm, Pasado acumulado (%) y Retenido (%).
  2. Transformar el diámetro de la partícula a escala Phi (Ecuación 1) y obtener los valores que faltan para construir la escala: desde 4.5 phi hasta ~10 phi (cada 0.5 phi).
  3. Normalizar los porcentajes en peso resultados de la granulometría láser al valor de  $> a 4\phi$  correspondiente al tamizado manual de cada muestra.
  4. Crear una base de datos final con los con los valores de diámetros de partícula en escala Phi y el porcentaje en peso para cada fracción, uniendo la granulometría por tamizado normal (desde -5 phi a 4 phi) con la granulometría láser (desde 4.5 phi a ~10 phi). El total de la suma de los porcentajes en peso de cada fracción granulométrica será de 100% para cada muestra.
  5. Estos datos son ingresados en el software SFT para ser procesados.

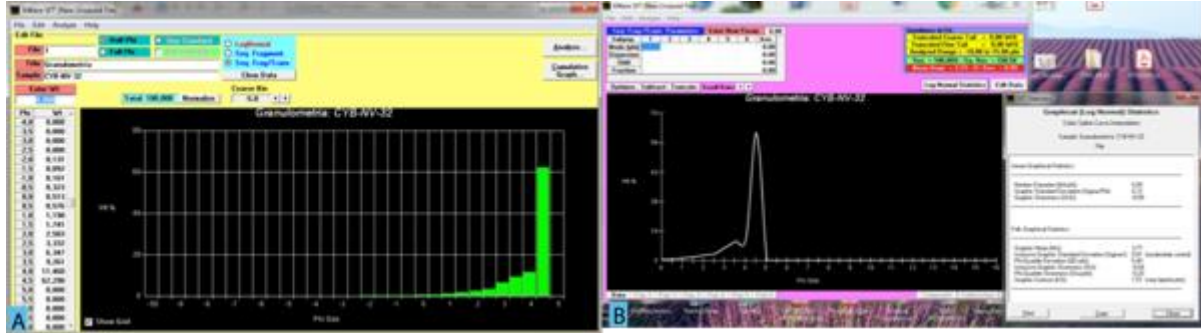
### 3.4.3. Procesamientos de datos en SFT

Las bases de datos finales son procesadas en el programa SFT (*Sequential Fragmentation/Transport*, por sus siglas en inglés). Hay que Ingresar el peso medido por cada fracción según corresponda al diámetro de cada tamiz en escala Phi ( $\phi$ ), desde  $-5 \phi$  (31.5 mm) hasta  $4 \phi$  (63  $\mu$ m), para cada una de las muestras tamizadas manualmente y hasta  $10 \phi$  (0.001 mm), para las muestras con análisis de granulometría láser. Se normalizan los datos y se hace clic en “Analyze”. La fórmula para calcular la escala Phi es hallar el logaritmo en base 2 del diámetro de la partícula, expresado en milímetros.

$$EscalaPhi = \phi = -\log_2 d_{mm}.$$

#### Ecuación 1

Posteriormente, se analizan las curvas granulométricas que nos proporciona el programa SFT para cada muestra, tomando en cuenta los parámetros estadísticos: Curtosis, Asimetría y sorteo, interpretada en el análisis de la desviación estándar y la mediana, al hacer clic en “Log Normal Statistic”.



**Figura 22.** Ejemplo del tratamiento de datos de la muestra CYB-NV-32 en el programa SFT. A) Ingreso de los datos e histograma al hacer clic en “Analyze”. B) Datos de parámetros estadísticos al hacer clic en “Log Normal Statistic”.

### 3.4.4. Parámetros estadísticos analizados en el ensayo de granulometría

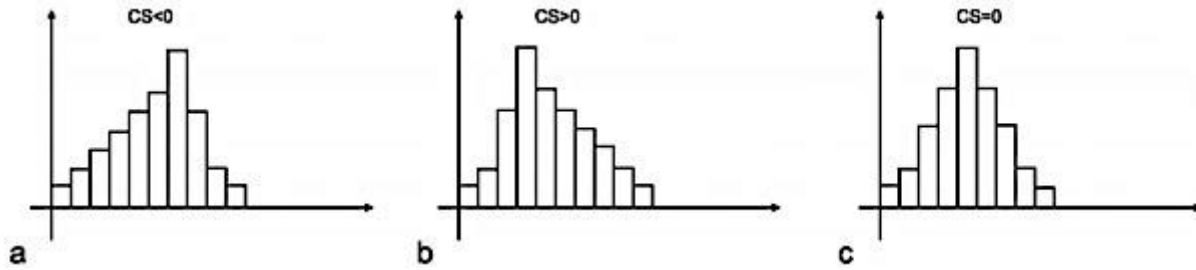
Según Wohletz (2016) estos parámetros estadísticos son calculados a partir de las fórmulas obtenidas en los trabajos de: Inman (1952) que funciona bastante bien para el análisis de curvas granulométricas unimodales y el trabajo de Folk and Ward (1957), para analizar curvas bimodales o muy sesgadas.

A continuación, se describen brevemente las fórmulas de los coeficientes estadísticos que se analizarán en la granulometría, en base a la bibliografía apenas mencionada:



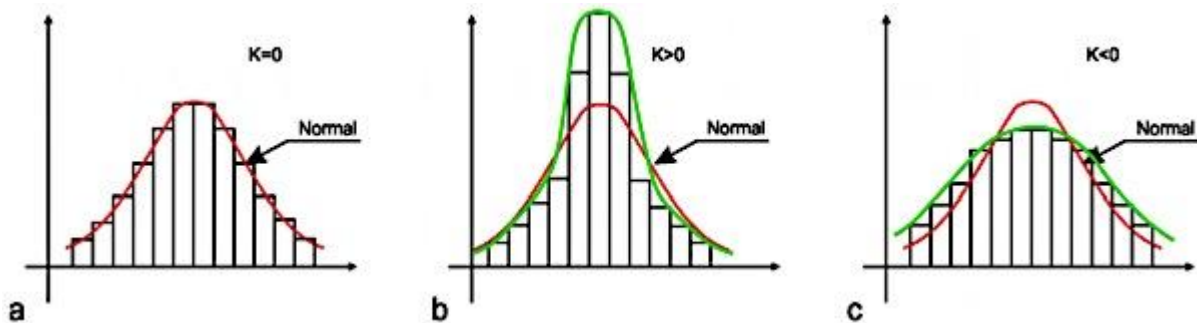
**Tabla 3.** Fórmulas de los parámetros estadísticos que se estudian en el análisis granulométrico. Modificado de Gorgas et al., 2009; García, J., 2016; Guzmán, A., 2018 y Acuña, K., 2017.

Parámetro estadístico	Fórmula	Breve descripción
Media aritmética	$Mz = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84}}{3}$ <p><b>Ecuación 2</b></p>	Medida de tendencia central que representa la energía cinética media del agente de transporte. Es el valor que aparece con más frecuencia que otros.
Mediana	$Md\varphi = \varphi_{50}$ <p><b>Ecuación 3</b></p>	Medida de tendencia central que representa la energía cinética media del agente de transporte. Distribuye a la curva en 2 partes iguales con similares áreas.
Desviación estándar y desviación estándar inclusiva	$(\sigma_{\varphi}) = \frac{\varphi_{84} - \varphi_{16}}{2}$ <p><b>Ecuación 4</b></p> $(\sigma_i) = \frac{\varphi_{84} - \varphi_{16}}{4} + \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{6.6}$ <p><b>Ecuación 5</b></p>	Medida de dispersión que representa el sorteo de los granos y nos indica la dispersión de los datos granulométricos. Si el sorteo es muy bueno, el tamaño de las partículas es muy similar pero si el tamaño varía, el sorteo será moderado o malo.
Coefficiente de Simetría	$(SK_t) = \frac{\varphi_{84} + \varphi_{16} - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{84} - \varphi_{16})} + \frac{\varphi_{95} + \varphi_5 - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{95} - \varphi_5)}$ <p><b>Ecuación 6</b></p>	La simetría se representa cuando los valores de las medidas de ambos extremos de una curva tienen las mismas frecuencias desde el valor central. Si las medidas centrales cambian con respecto a la media aritmética, la curva se vuelve asimétrica. Una curva asimétrica a la derecha (asimetría negativa) representa partículas finas y una curva asimétrica hacia la izquierda (asimetría positiva) representa partículas gruesas (Figura 23).
Curtosis	$(K_G) = \frac{(\varphi_{95} - \varphi_5)}{2.44(\varphi_{75} - \varphi_{25})}$ <p><b>Ecuación 7</b></p>	Medida de dispersión que representa el achatamiento de la distribución de los datos alrededor del valor central de una curva. <b>-Mesocúrtica:</b> distribución normal, igual a una campana de Gauss (Figura 24a). <b>-Leptocúrtica:</b> distribución mayoritaria alrededor del valoral (Figura 24b). <b>-Platicúrtica:</b> distribución contraria a la leptocúrtica, distribución aplanada alrededor del valor central (Figura 24c).



**Figura 23.** Ejemplos de distribuciones con diferentes coeficientes de simetría (CS).

a) Histograma con asimetría negativa, b) Histograma con asimetría positiva y c) Histograma simétrico. Tomado de Alperin, M. (2013).



**Figura 24.** Ejemplos de distribuciones de frecuencias con diferentes curtosis (K).

a) Histograma normal o mesocúrtico, b) Histograma puntiaguado o leptocúrtico y c) Histograma aplanado o platicúrtico. Modificado de Alperin, M. (2013).

Finalmente, las muestras se pueden clasificar de acuerdo con la siguiente tabla:

**Tabla 4.** Valores de asimetría y Curtosis para los depósitos piroclásticos modificado de Blott y Pye (2001) y desviación estándar modificado de Cas y Wright (1987).

Desviación estándar		Asimetría		Curtosis	
<0.35 a 0.99	<b>Muy buen sorteo</b>	-1 a -0.3	<b>Muy negativa</b>	<0.67	<b>Muy platicúrtica</b>
		-0.3 a -0.1	<b>Negativa</b>	0.67 a 0.90	<b>Platicúrtica</b>
1.00 a 1.99	<b>Buen sorteo</b>	-0.1 a 0.1	<b>Casi simétrica</b>	0.90 a 1.11	<b>Mesocúrtica</b>
		0.1 a 0.3	<b>Positiva</b>	1.11 a 1.50	<b>Leptocúrtica</b>
2 a 3.99	<b>Pobrementemente sorteado</b>	0.3 a 1	<b>Muy positiva</b>	1.50 a 3	<b>Muy leptocúrtica</b>
>4	<b>Muy pobrementemente sorteado</b>			> 3	<b>Extremadamente leptocúrtica</b>

### 3.5. Ensayo de componentes

Este ensayo permite hacer una clasificación y un conteo de los componentes que tienen los depósitos piroclásticos analizados, a través de la observación en una lupa binocular y los programas Infinity Capture, GIMP, Inkscape e ImageJ. De este modo, se tendrá una idea de los procesos eruptivos involucrados en la erupción San Marcos por la abundancia de un componente u otro.

Para este ensayo se utilizaron 17 muestras: 2 muestras correspondiente al flujo piroclástico, 12 muestras de la oleada piroclástica y 3 muestras de la caída "San Marcos".

#### 3.5.1. Clasificación de los componentes

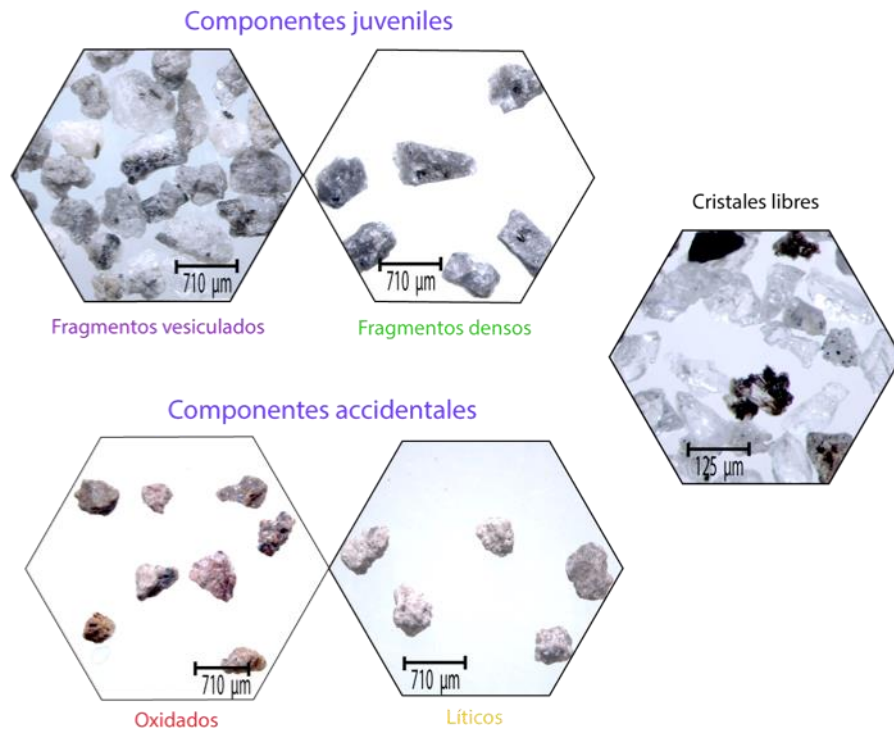
Según White y Houghton (2006) y con la observación macroscópica a través con una lupa binocular, los depósitos piroclásticos analizados, considerando su color, forma, textura, brillo y vesicularidad, se pueden clasificar en:

**Tabla 5.** Clasificación de los componentes de los depósitos correspondientes a la erupción San Marcos del Volcán Cayambe.

<b>Componentes juveniles</b>	Son formados directamente de la fragmentación de magma emitido en una erupción.	Fragmentos vesiculados	Piroclastos con alto porcentaje de vesículas y vidrio volcánico. De forma muy irregulares, de color blanco o gris. Algunas se presentan muy brillosas, como espuma de vidrio volcánico.
		Fragmentos densos	Piroclastos con bordes más regulares que los fragmentos vesiculados, casi no presentan vesículas, de color gris oscuro, pero con mucho brillo. Algunos pueden presentar como microtexturas las grietas de enfriamiento.
<b>Componentes accidentales</b>	No se forman directamente en la erupción sino de una fragmentación de roca pre-existente o incorporada, como el magma solidificado de las paredes del conducto, bloques de lava o diques.	Oxidados	Líticos accesorios que presentan un color rojizo característico. Bordes más o menos regulares y no presentan vesículas ni brillo. Estos componentes son fragmentos de la roca caja que han sido oxidados desde el conducto.
		Líticos	Fragmentos densos no vesiculados, de color gris claro u oscuro, sin brillo, a veces porfiríticos y algunos de composición dacítica (se observan microcristales de plagioclasa y mayo abundancia de anfíbol). Pueden corresponder a fragmentos de rocas de un tapón (plug) o desde cualquier parte del edificio volcánico, o del cráter.
<b>Cristales libres</b>	Incluyen minerales juveniles o accidentales, como plagioclasas, anfíboles y piroxenos, con bordes muy regulares, transparentes, negros muy brillosos o verdes pálidos. Puede observarse el clivaje. Mayor abundancia a partir de fracciones como 180 $\mu\text{m}$ .		

### 3.5.2. Conteo de componentes

Se analizaron al menos 300 granos por cada fracción, siendo consideradas 7 fracciones: 1 mm (0  $\phi$ ), 710  $\mu\text{m}$  (0,5  $\phi$ ), 500  $\mu\text{m}$  (1  $\phi$ ), 355  $\mu\text{m}$  (1,5  $\phi$ ), 250  $\mu\text{m}$  (2  $\phi$ ), 180  $\mu\text{m}$  (2,5  $\phi$ ), 125  $\mu\text{m}$  (3  $\phi$ ), lo que corresponde, al menos, al 47 % en peso del total de las fracciones de toda la muestra. No se escogieron las fracciones de 90  $\mu\text{m}$  (3,5  $\phi$ ) ni la de 63  $\mu\text{m}$  (4  $\phi$ ) porque los componentes son casi todos cristales libres y no me brindan información relevante.



**Figura 25.** Ejemplo de los componentes de los depósitos piroclásticos de la erupción San Marcos.

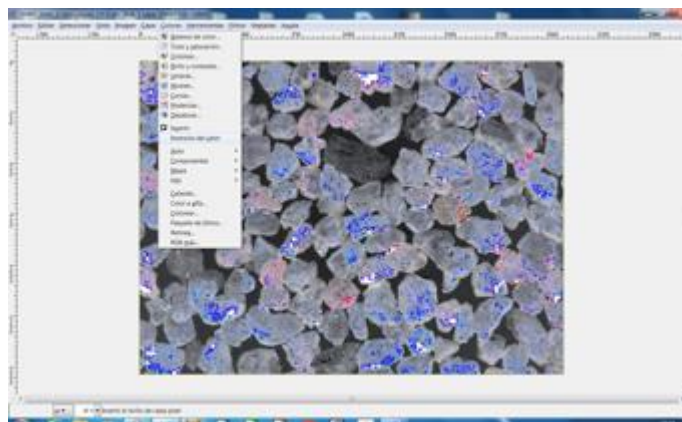
Para realizar el conteo de componentes primero es necesario homogeneizar la muestra y escoger aleatoriamente al menos 300 granos de cada una y por cada fracción a estudiarse. Después, con la ayuda de un ultrasonido, lavar los granos con el fin de limpiar toda impureza y secar las muestras en el horno. Guardar los granos de cada muestra, etiquetándolos correctamente. Posteriormente, tomar cada una de las fracciones de una muestra (1 mm, 0  $\phi$  – 125  $\mu$ m, 3  $\phi$ ) y poner en un recipiente al menos 300 granos para observar en la lupa binocular y poder tomar fotografías, conectando la cámara de la lupa a una computadora.

1. Tomar 2 o 3 fotografías, cada una que contenga al menos 100 granos, calibrando correctamente la luz, la nitidez y el zoom necesario, procurando que vaya a ser el mismo para cada fracción de todas las muestras. Se utilizó el programa Infinity Capture.
2. En el programa GIMP, importar cada una de las fotografías y utilizar la herramienta Inversión de valor, en la pestaña Colores y exportar la fotografía con la inversión de brillo realizada.



**Figura 26.** Fotografía para ser procesada en el programa Infinity Capture.

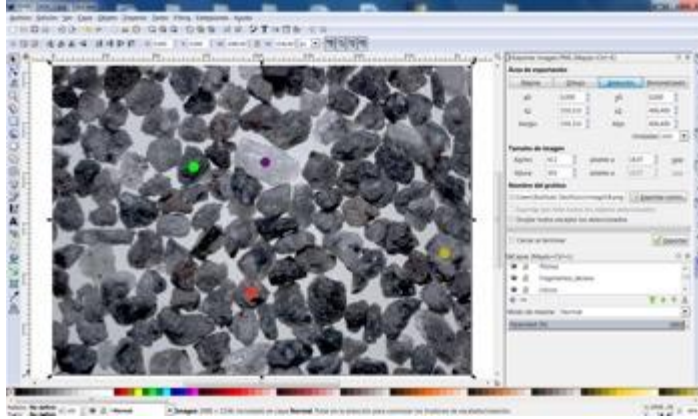
Este paso me permite cambiar el color real de la foto y diferenciar los componentes por el nuevo el brillo después del uso de esta herramienta. Los granos con más brillo, se colorean azul y corresponden mayoritariamente a los cristales libres o a fragmentos densos. Los granos que se colorean rosado pálido corresponden a componentes accidentales oxidados. Los componentes que se observan casi transparentes corresponden mayoritariamente a fragmentos vesiculados y los granos que se colorean grises corresponden a fragmentos densos o componentes accidentales no oxidados, o sea líticos.



**Figura 27.** Inversión del brillo en el programa GIMP.

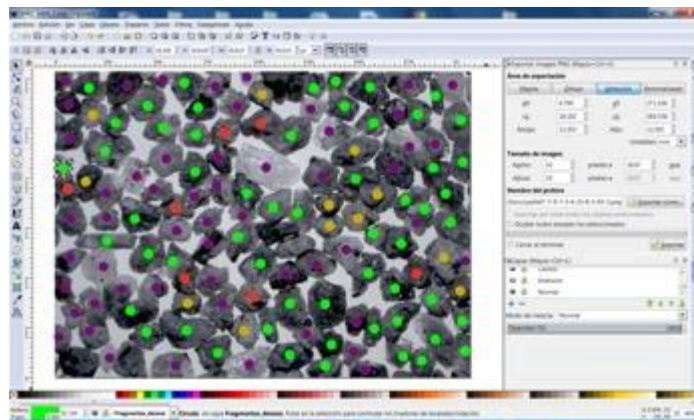
3. En el programa Inkscape, crear una capa individual para: la fotografía original, otra para la fotografía con la inversión de brillo y otras para cada una de las clasificaciones de los

componentes que se van a analizar. En este estudio, se crearon un total 7 capas para cada fracción de cada muestra: fotografía normal, fotografía invertida, óxidos, líticos, fragmentos densos, fragmentos vesiculados y cristales libres.



**Figura 28.** Creación de capas en el programa Inkscape.

4. Con la ayuda de la observación del color original, de la inversión del brillo, de la forma de los granos y de las vesículas, tanto en la fotografía como también con la ayuda de la observación en el binocular, colocar una marca en forma de círculo, de un color diferente para cada clase de componentes. Procurar que cada círculo corresponda a la capa correcta para poder ocultar o no la vista de una capa cuando sea necesario. En este estudio, se utilizaron los círculos rojos para los componentes oxidados, los amarillos para los líticos, los verdes para los fragmentos densos, los morados para los fragmentos vesiculados y los negros para los cristales libres.



**Figura 29.** Clasificación de los componentes por círculos de colores.

- Después de que todos los granos observados en las fotografías son clasificados con un círculo, se ocultan las capas de las fotografías para que los círculos queden con un fondo blanco. Después, exportar la imagen. Hacer lo mismo, con cada capa por separado de cada clasificación de los componentes.

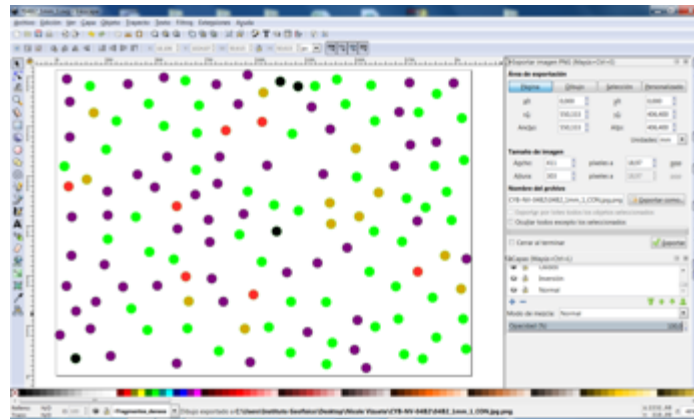


Figura 30. Exportar la página para realizar el conteo posterior.

- En el programa ImajeJ, abrir cada una de las fotos guardadas y cambiar el tipo a 16-bit, en la pestaña Image. Cambiar también el "Threshold", haciendo clic en Adjust-Threshold, de la misma pestaña Image.

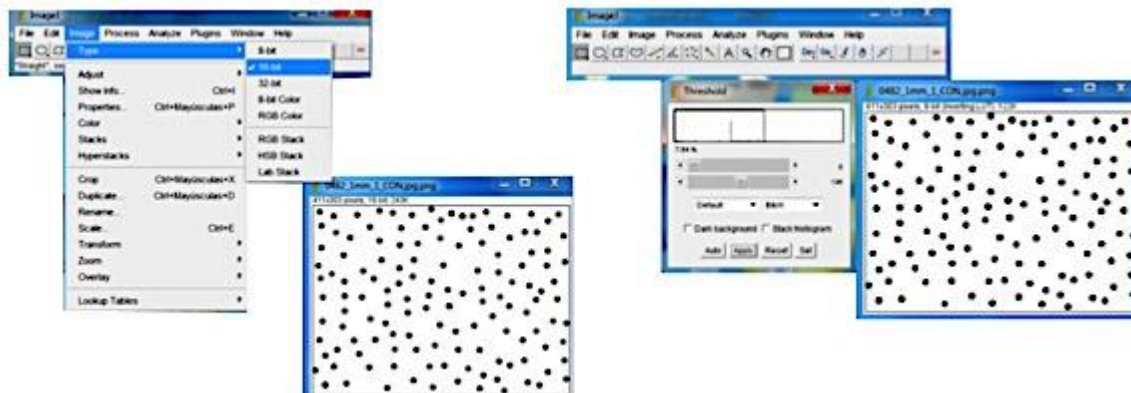
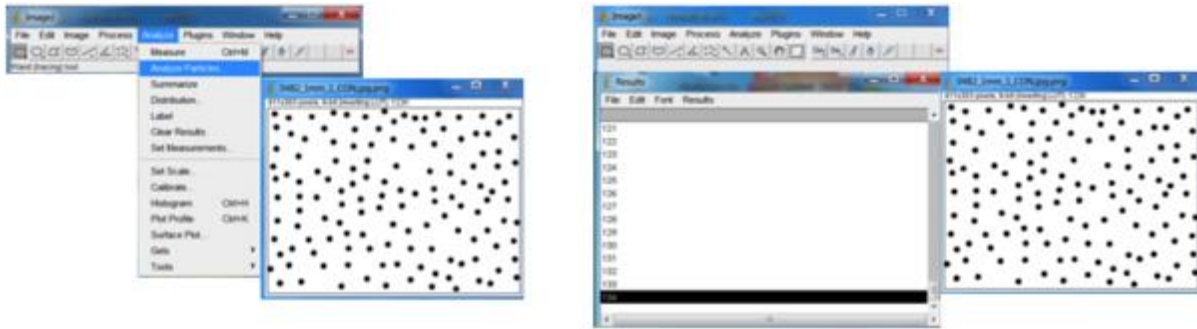


Figura 31. Cambio de los bits y el Threshold en el programa ImageJ.



- Finalmente, obtener un número del conteo los granos por fotografía haciendo clic en Analyze Particles, de las pestaña Analyze. El último número es el total de granos de cada imagen.



**Figura 32.** Número total de granos analizados.

### **3.6. Ensayo de densidad/porosidad**

El ensayo de densidad y porosidad brinda información para reconstruir la dinámica eruptiva (Bernard et al., 2015) de la erupción San Marcos. Según Mueller et al. (2011), la porosidad del magma influye en las propiedades del magma y por lo tanto en los procesos volcánicos que determinan el estilo eruptivo. Un magma de baja porosidad está asociado típicamente con una baja explosividad o erupciones efusivas, mientras que un magma más rico en gas a menudo conduce a explosiones muy energéticas (Mueller et al., 2011).

En este estudio se utiliza el método de la parafina, método confiable y fácil de reproducir para determinar el volumen de un piroclasto vesiculado (Houghton & Wilson, 1989; Rossotti, 2015) y que se basa en el Principio de Arquímedes. Fueron utilizados 247 clastos correspondientes al depósito de oleada y 211 clastos correspondientes al depósito de flujo piroclástico de la erupción San Marcos. Los tamaños medidos de los clastos fueron desde 86 mm hasta 16 mm.

Dibujar una grilla en una hoja para ubicar cada uno de los piroclastos para su respectiva identificación: numeración y fotografía. Este paso es importante para evitar confusiones. El procedimiento se describe a continuación (Figura 33):

1. Medir cada uno de los piroclastos con un Calibrador o Pie de rey. Medir los 3 ejes perpendiculares entre sí, la longitud (el eje más largo), el ancho (el eje más corto) y el espesor y medir la masa, en seco, de cada uno con una balanza de precisión.
2. Poner una breve descripción del piroclasto que se está analizando.
3. Colocar un hilo envolviendo cada uno de los piroclastos, lo que permitirá hundirlos en la parafina. La masa del hilo será insignificante para los cálculos posteriores.
4. Cubrir cada fragmento con parafina, cuidando que su temperatura esté cerca del líquido ( $\sim 70^{\circ}\text{C}$ ), para que una viscosidad alta impida a la parafina entrar en la porosidad conectada y así, para sellar solo los poros externos.
5. Después de que la parafina se solidifique cubriendo el piroclasto, medir la nueva masa de estos. Este paso nos permitirá calcular el peso de parafina que cubrió cada clasto.
6. Ubicar un trípode que sostenga una malla, la cual se sumergirá en un recipiente con agua. Este recipiente se ubica sobre la balanza de precisión. Procurar que la malla no tope ninguna de las paredes del recipiente.
7. Mediante el Principio de Arquímedes, tomar las medidas del peso desplazado de agua por el piroclasto sumergido brevemente en el recipiente con agua, ya que este volumen será equivalente al volumen del piroclasto (Tabla 6).
8. Las muestras serán numeradas y finalmente, guardadas.

- Para el cálculo de volumen, densidad y porosidad, el tratamiento de los datos obtenido se describe a continuación y es tomado del trabajo de García, J., 2016 y Telenchana, E., 2016:

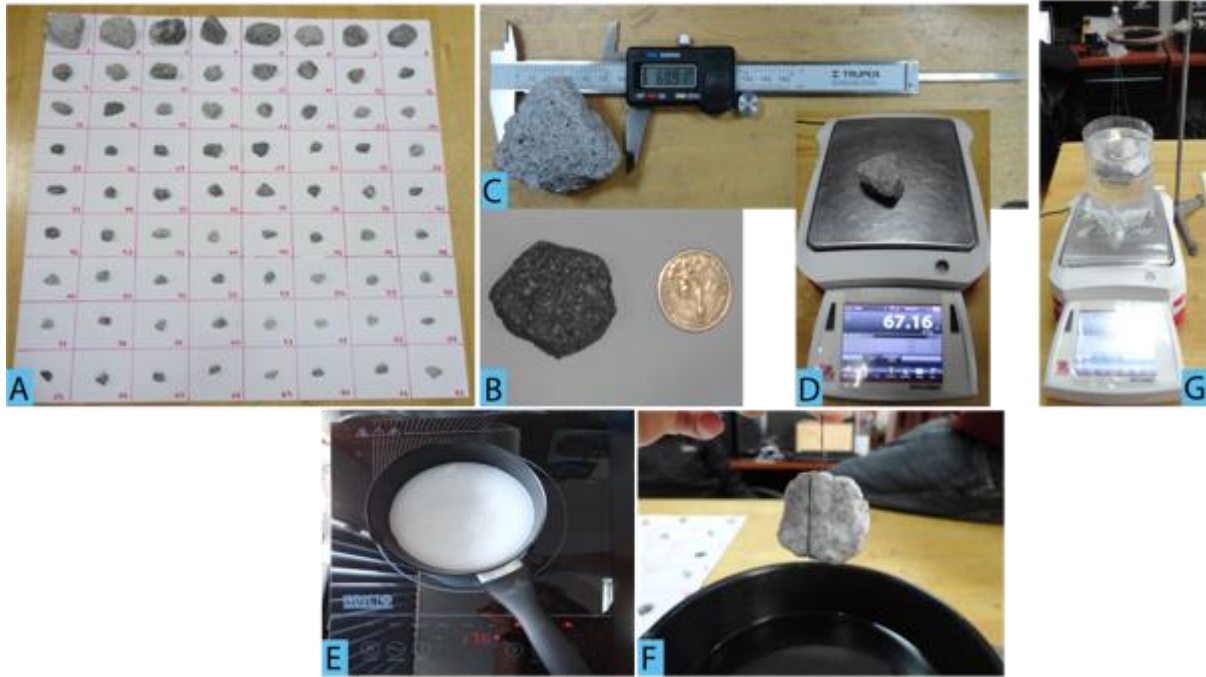
1. Construir una primera base de datos que contenga la identificación para cada clasto analizado y las medidas tomadas en el procedimiento antes descrito.
2. Se considera los posibles errores generados para realizar los cálculos:

⇒ **Error absoluto:** es la diferencia entre el valor medido y el valor exacto. En el caso de este estudio, el error absoluto corresponde a la precisión o sensibilidad del instrumento utilizado. La balanza de precisión tiene una precisión de 0,01 g.

⇒ **Error relativo:** es el porcentaje representado como la división entre el error absoluto y el valor considerado como exacto.

$$\text{Errorrelativo} = \frac{\text{Errorabsoluto}}{\text{Medida}} \times 100\%$$

### Ecuación 8



**Figura 33.** Procedimiento del ensayo de porosidad/densidad.

**A:** Grilla y numeración de cada piroclasto. **B:** Fotografía de cada piroclasto con la escala. **C:** Medición de los 3 ejes de cada piroclasto con el calibrador. **D:** Peso seco de cada piroclasto. **E:** Parafina calentándose hasta hacerse líquida. **F:** Cada piroclasto se sumerge en la parafina con la ayuda de un hilo y **G:** Medida del peso desplazado por agua al sumergir cada piroclasto en el recipiente.

3. Calcular el volumen de cada piroclasto. Para esto, se utilizará la densidad del agua con un valor de  $0.998 \text{ g/cm}^3$ , valor a  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  y 1 atm de presión y la densidad de la parafina de  $0.9 \text{ g/cm}^3$ , valor obtenido por García, J., 2016 de manera experimental para un mismo ensayo de densidad/porosidad. Se obtiene el volumen del piroclasto mediante una relación (masa total/densidad total – masa parafina/densidad parafina):

$$(V_P) = \frac{m_t}{\rho_t} - \frac{m_{Pf}}{\rho_{pf}}$$

### Ecuación 9

$V_P$  = volumen del piroclasto

$m_t$  = peso total de agua desplazada

$\rho_t$  = densidad del agua = 0.998 g/cm<sup>3</sup>

$m_{Pf}$  = peso de la parafina = peso del piroclasto con parafina – peso seco del piroclasto

$\rho_{pf}$  = densidad de la parafina = 0.9 g/cm<sup>3</sup>

**Tabla 6.** Ejemplo de una primera base de datos con las mediciones de 10 piroclastos de la muestra CYB-NV-04C, una oleada piroclástica.

Clasto	Muestra	Foto	Longitud (cm)	Anchura (cm)	Espesor (cm)	Breve descripción	Peso Piroclasto Seco (g)	Peso piroclasto seco + Peso parafina (g)	Peso desplazada de agua (g)
1	CYB-NV-4C	101-4516	6.329	5.724	3.464	piroclasto vesiculado dacítico	67.11	74.83	59.05
2	CYB-NV-4C	101-4517	5.435	4.932	2.660	piroclasto vesiculado dacítico	57.58	63.91	44.24
3	CYB-NV-4C	101-4518	5.916	3.610	2.838	Mezcla de magmas. piroclasto vesiculado dacítico y andesítico	54.05	59.94	38.55
4	CYB-NV-4C	101-4520	4.585	3.550	2.528	fragmento denso con pocas vesículas de composición andesítica con anfíbol	33.03	37.94	22.14
5	CYB-NV-4C	101-4521	5.456	3.116	2.475	fragmento denso con pocas vesículas de composición andesítica con anfíbol	41.90	46.26	25.99
6	CYB-NV-4C	101-4522	4.974	4.004	2.729	piroclasto vesiculado dacítico	20.62	24.14	17.48
7	CYB-NV-4C	101-4523	4.036	3.321	2.039	fragmento denso andesítico con anfíbol	21.11	23.65	15.25
8	CYB-NV-4C	101-4524	4.248	3.827	1.774	fragmento denso andesítico	36.94	39.61	17.39
9	CYB-NV-4C	101-4525	2.908	2.750	1.848	Mezcla de magmas. piroclasto vesiculado dacítico y andesítica	10.78	11.72	6.0
10	CYB-NV-4C	101-4526	3.302	2.599	1.742	piroclasto vesiculado dacítico	8.68	9.83	7.51

4. Calcular la densidad de cada piroclasto. Después de haber obtenido el volumen de los piroclastos, se obtiene su densidad mediante la relación (masa piroclasto/volumen piroclasto):

$$(\rho_P) = \frac{m_p}{V_p}$$

**Ecuación 10**

$\rho_P$  = densidad del piroclasto

$m_p$  = peso seco del piroclasto

$V_p$  = volumen del piroclasto, anteriormente calculado

5. Calcular la porosidad de cada piroclasto. La porosidad es calculada a partir de la densidad de cada piroclasto y un valor teórico de densidad, llamado DRE (*Dense Rock Equivalent*, por sus siglas en inglés. Puede ser obtenido mediante la composición de la roca o mediante mediciones (Bernard et al., 2016; García, J., 2016). Los valores de porosidad van de 0 a 1 y también pueden expresarse como porcentajes (Tabla 7).

$$(\varphi_P) = 1 - \frac{\rho_p}{\rho_{DRE}}$$

**Ecuación 11**

$\varphi_P$  = Porosidad del piroclasto

$\rho_p$  = Densidad del piroclasto, obtenida anteriormente

$\rho_{DRE}$  = Densidad de la Roca Equivalente (DRE)

6. Para calcular un DRE experimental para este trabajo se utilizó el método del picnómetro. Este método nos permite calcular el DRE que se va a utilizar para obtener de manera más precisa la porosidad de los piroclastos. El método del picnómetro se describe a continuación:

I. Se escogió dos muestras del flujo piroclástico (una con composición andesítica y la otra de composición dacítica) y dos muestras de la oleada piroclástica (una con composición andesítica y la otra de composición dacítica), cada muestra de 25 g.

II. Cada muestra se reduce a un tamaño  $<10 \mu\text{m}$ , en dos procedimientos: (1) procedimiento manual en el cual se usa una molienda de acero y se lo muele hasta llegar a un tamaño aproximado de 0.5 mm, (2) procedimiento con una molienda electrónica, en la cual se pone todo el material molido manualmente y se deja durante 10 min.

III. Además, se toma una muestra de agua de 200 ml, para cada ensayo. Esto nos permite conocer la densidad exacta del agua que tomamos, ya que puede variar por factores externos como el contenido de químicos o factores ambientales como la  $T^\circ$  y P.

IV. Se pesan en la balanza electrónica los 3 picnómetros vacíos (tapón + envase) individualmente.

V. Dos picnómetros se llenan con la muestra molida y uno se llena con agua y se pesan nuevamente.

VI. Se llena con agua los picnómetros que contienen la muestra molida, se colocan en la cámara de vacío en conjunto con el picnómetro que contiene el agua (sin colocar el tapón) y un envase adicional con agua (nos ayudara a completar los picnómetros) y se procede a sacar el aire contenido en los picnómetros y el envase con agua con la ayuda de una bomba de vacío.

VII. Completar los picnómetros de agua y colocar el tapón, observando que quede lleno hasta el tope del tapón, si es necesario colocar más agua.

VIII. Pesar el picnómetro con el tapón.

IX. Calcular el DRE:

$$DRE = \frac{Wrx(masadelaroca)}{VRRx(Volumendelaroca)}$$

#### **Ecuación 12**

**W1**= Masa del picnómetro con el tapón.

**W2**= Masa del picnómetro lleno de agua con el tapón.

**W3**= Masa del picnómetro con el material molido en su interior junto al tapón.

**W4=** Masa del picnómetro con el material molido + agua y el tapón, luego de haber sido sometido al vacío.

$$\text{Masa de la roca: } W_{rx} = (W3 - W1)$$

**Ecuación 13**

$$\text{Volumen de la roca: } V_{rx} = \frac{V_{\text{picnometro}}(W4 - W3)}{\rho_{\text{Agua}}}$$

**Ecuación 14**

$$\text{Densidad del agua: } \rho = \frac{(W2 - W1)}{V_{\text{picnómetro}}}$$

**Ecuación 15**

**Tabla 7.** Ejemplo de resultados del volumen, la densidad y la porosidad de los 10 primeros clastos de la muestra CYB-NV-04C, una oleada piroclástica.

Clasto	Muestra	Peso Piroclasto Seco (g)	Peso piroclasto seco + Peso parafina (g)	Peso desplazada De agua (g)	Volumen Total (cm³)	Volumen Piroclasto (cm³)	Densidad Piroclasto (g/cm³)	Porosidad Piroclasto (Phi)
P	CYB-NV-4C	67.11	74.83	59.05	59.17	50.59	1326.532	0.490
2	CYB-NV-4C	57.58	63.91	44.24	44.33	37.30	1543.893	0.406
3	CYB-NV-4C	54.05	59.94	38.55	38.63	32.08	1684.702	0.368
4	CYB-NV-4C	33.03	37.94	22.14	22.18	16.73	1974.437	0.277
5	CYB-NV-4C	41.9	46.26	25.99	26.04	21.20	1976.635	0.276
6	CYB-NV-4C	20.62	24.14	17.48	17.52	13.60	1515.739	0.417
7	CYB-NV-4C	21.11	23.65	15.25	15.28	12.46	1694.447	0.380
8	CYB-NV-4C	36.94	39.61	17.39	17.42	14.46	2554.954	0.064
9	CYB-NV-4C	10.78	11.72	6.1	6.11	5.07	2127.164	0.202
10	CYB-NV-4C	8.68	9.83	7.51	7.53	6.25	1389.406	0.466

- Para procesar, de forma estadística, la densidad y la porosidad de los clastos se utiliza el Software R, en el cual se puede ingresar un código desarrollado en el trabajo de Bernard et al. (2015), que permite encontrar la curva de estabilidad para validar los datos y obtener promedios ponderados e histogramas para analizarlos e interpretarlos. El modo de proceder para desarrollar el código en R se describe a continuación y es tomado de Bernard et al. (2015); García, J., 2016 y Telenchana, E., 2016:
1. Crear un archivo con formato .csv (delimitado por comas), que contendrá los valores del peso seco del piroclasto, su volumen, su densidad y su porosidad de los analizados para la oleada piroclástica y otro archivo de los piroclastos analizados del flujo piroclástico. Cada parámetro tiene que ser ubicado respectivamente, en una columna diferente.
    - 1era. fila**, corresponde al nombre de cada parámetro;
    - 1era. columna**, peso seco de cada piroclasto (kg o g);
    - 2da. columna**, volumen de cada piroclasto ( $m^3$  o  $cm^3$ );
    - 3era. columna**, densidad de cada piroclasto ( $kg/m^3$  o  $g/cm^3$ );
    - 4ta. columna**, porosidad de cada piroclasto.

Todos los valores tienen que digitarse con las mismas unidades y los decimales tienen que estar separados por puntos (.).

2. Abrir el archivo "stats.R", el cual contiene el código a utilizar y una ventana de RStudio se desplegará cargando el programa para el análisis espacial de los datos; después cargar el código ingresando: `source("stats.R")`.
3. Hacer correr código ingresando: `results<-stats("Input file name.csv")`, es aquí donde cargamos el archivo csv.
4. Revisar los 4 archivos generados: el primero de ellos es el *histograma de abundancia comparativa*; el segundo son los *histogramas de densidad y porosidad*, el tercero es la *Curva de Estabilidad* de los clastos analizados y el cuarto archivo generado tiene todos los datos del análisis estadístico de los datos ingresados.

Los resultados estadísticos que se va a tomar en cuenta para el análisis de resultados van a ser varios y son:



- ⇒ el número de piroclastos (n);
- ⇒ pendiente de estabilidad (sswvrho\_%5);
- ⇒ promedio densidad de frecuencia (farho);
- ⇒ densidad media ponderada (wvarho);
- ⇒ desviación estándar (gsigmarho), asimetría (gskrho), curtosis (gkgrho) de la densidad;
- ⇒ porosidad media ponderada (wvaphi);
- ⇒ desviación estándar (gsigmaphi), asimetría (gskphi), curtosis (gkgphi) de la porosidad.

### **3.7. Actualización de la cartografía geológica del Complejo Volcánico Cayambe**

Para actualizar la cartografía geológica del complejo volcánico Cayambe, primero es necesario digitalizar y modificar los mapas a partir de los trabajos de Samaniego et al., 1998 y Samaniego et al., 2005, utilizando el Software ArcGIS 10.4.1:

1. Proceder a crear puntos, polilíneas y polígonos que representen las formaciones geológicas, las fallas y los puntos donde se tomaron muestras para mostrar en el mapa.
2. Mejorar el mapa con archivos ráster y capas vectoriales actuales y disponibles. Se dispuso de un DEM del Ecuador, de 30 m por parte del IG EPN con el que fue posible construir las curvas de nivel y el modelo de sombras. Así mismo, desde la página web del Instituto Geográfico Militar (IGM), es posible conseguir las capas correspondientes a ríos, lagos/lagunas, senderos, carreteras, vías, ciudades o poblados, entre otras. Se utilizaron los archivos shapefile de cuatro cartas topográficas del Ecuador 1:50 000: la N° 83, Cayambe; la N° 84, Cangahua; la N° 98, Nevado Cayambe y la N° 99, Cerro Saraurco.
3. Tomar en cuenta que el volcán Cayambe se encuentra en la división de zonas UTM 17N y 18N, por lo que se aconseja escoger la zona de trabajo adecuada o mantener el mapa en el sistema de coordenadas geográfico y proyectar las capas agregadas en el sistema de coordenadas correcto.
4. Diseñar un mapa con todos los datos antes mencionados y escogiendo cuáles son necesarios para que el mapa sea legible.

### **3.8. Cálculo total del volumen de los depósitos piroclásticos**

Para realizar el cálculo del volumen de los depósitos, el del flujo piroclástico y la oleada piroclástica es necesario integrar la cartografía geológica del área de estudio e integrar todos los datos obtenidos en campo. Se tomó como referencia el método utilizado en Vásconez (2015).

1. Para estimar el volumen de un flujo piroclástico en ArcGIS, es necesario crear en Excel, una tabla con la ubicación UTM de puntos que tengan valores de espesores de los dos depósitos piroclásticos a analizar, en formato .xls o .csv y después de cargarla en ArcGIS hacer un shapefile, es decir, crear una capa que contenga estos puntos (Figura 34).
2. Crear una superficie TIN, una Red de triangulación irregular, que resulta de interpolar datos geográficos digitales basados en vectores para representar la morfología de la superficie (ArcGIS, 2016), con la capa de puntos que tienen los valores de espesores.

Este paso es necesario para que el software permita dibujar una superficie estimada con los datos de espesores de afloramientos, medidos en el trabajo de campo, que corresponden a espesores de flujo piroclásticos de bloques y ceniza y oleadas piroclásticas, encontrados en una ubicación específica (Figura 35).

Utilizar la herramienta de ArcGIS de la caja de herramientas: Herramientas de análisis 3D – Manejo de datos - TIN - Crear TIN.

3. Además, formar un polígono con la capa de puntos, designándola como una nueva capa, utilizando la herramienta de Crear Entidades, antes mencionada. Agregar un campo a la tabla de atributos que contenga el espesor mayor descrito por el TIN, con la calculadora de campo.
4. Obtener el volumen estimado del TIN. Utilizar la herramienta de ArcGIS de la caja de herramientas: Herramientas de análisis 3D – Superficie triangulada – Volumen de un polígono. Usar como Input Surface, el TIN; como Input Feature Class, la capa que tiene el polígono creado y como Height Field, el nuevo campo creado en la tabla de atributos

de la capa anterior. El plano referencial será Below, ya que quiero que me estime un volumen por debajo de este espesor mayor.

5. Observar la superficie y el volumen estimado en la tabla de atributos de la capa del polígono creado. Transformar las unidades para identificar mejor los valores calculados.

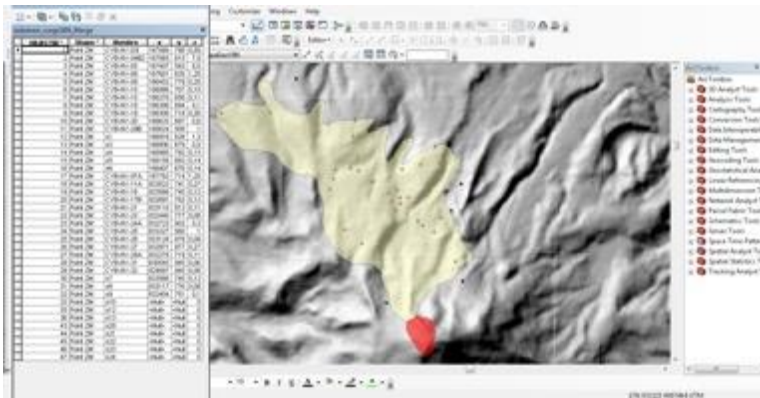


Figura 34. Tabla en formato .csv cargada en ArcGis y creada como nueva capa.

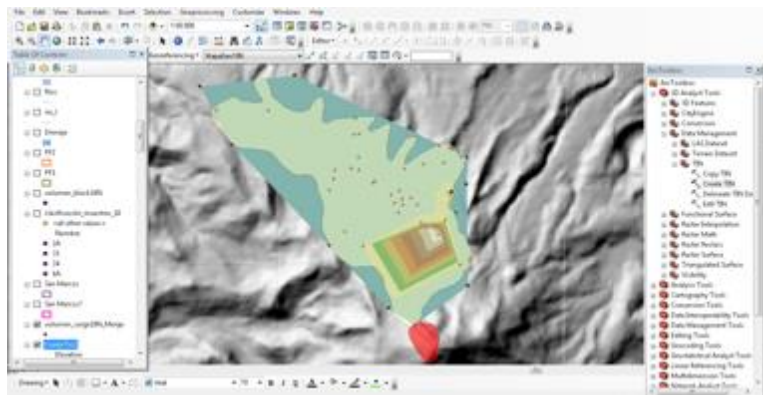


Figura 35. Creación de superficie TIN.

## CAPÍTULO IV

### 4. RESULTADOS

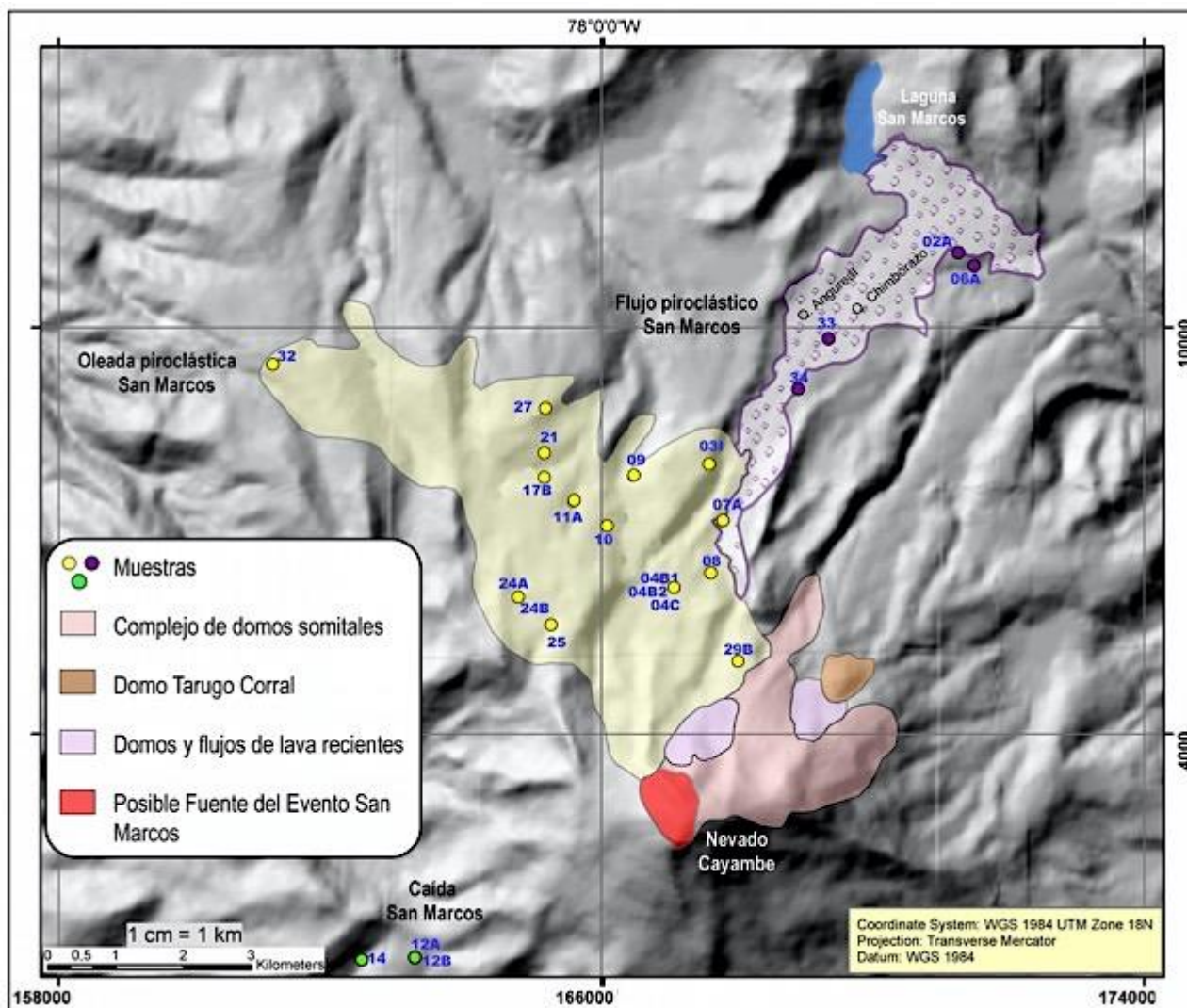
En este capítulo se describen los 3 depósitos que se estudiaron para caracterizar la erupción San Marcos del Volcán Cayambe: el flujo piroclástico de tipo bloques y ceniza, la oleada piroclástica y la caída. Se presenta un mapa sintético, la caracterización geoquímica, la granulometría, el análisis de los componentes para los 3 depósitos y la densidad/porosidad, la edad y el cálculo del área y volumen de los depósitos principales, el flujo y la oleada piroclástica.

#### 4.1. Mapa sintético

La Figura 36 es el mapa sintético, resultado del trabajo de campo, que contiene la distribución de los depósitos del flujo y de la oleada piroclástica, ubicados al norte y noroccidente del volcán Cayambe. Con el trabajo de campo, en un área aproximada de 50 km<sup>2</sup>, (Figura 2) se reconocieron los depósitos y se recolectaron datos de los diferentes espesores de las unidades estudiadas. Con la digitalización del mapa publicado en Samaniego et al. (2005) se redibujó el depósito del flujo piroclástico de bloques y ceniza (llamado FP4 en Samaniego et al., 1998; *Anexo 1*) y se lo modificó, ubicando nuevos contactos, las 4 muestras recolectadas y 13 puntos de espesores (Figura 37). Estos depósitos se encuentran al norte del Volcán Cayambe. La toma de muestras de este depósito se dificultó por la topografía de la zona. El depósito de la oleada piroclástica fue posible mapearlo con mucho mayor detalle, en comparación con los trabajos de Samaniego (1996) y Samaniego et al. (1998) (llamado FP3 en Samaniego et al., 1998; *Anexo 1*). Se conoce de mejor manera la distribución de este depósito con la recolección de 17 muestras y 37 puntos de espesores (Figura 37). Estos depósitos se encuentran al norte y noroeste del Volcán Cayambe. En cuanto al depósito de caída, se ubicaron las 3 muestras recolectadas y no fue posible realizar un mapa de isópacas por falta de datos, sobretodo del resto del flanco occidental. Pero confirmó la existencia de depósitos de caída asociados a la erupción San Marcos, ubicados al suroeste del Volcán Cayambe.

Además, se propone una posible fuente, en base a la distribución de los depósitos y al comportamiento típico del Volcán Cayambe. Se encuentra ubicada bajo la cumbre principal, a una altura entre 5220 m y 5790 m. También se dibujaron el complejo de domos somitales, el

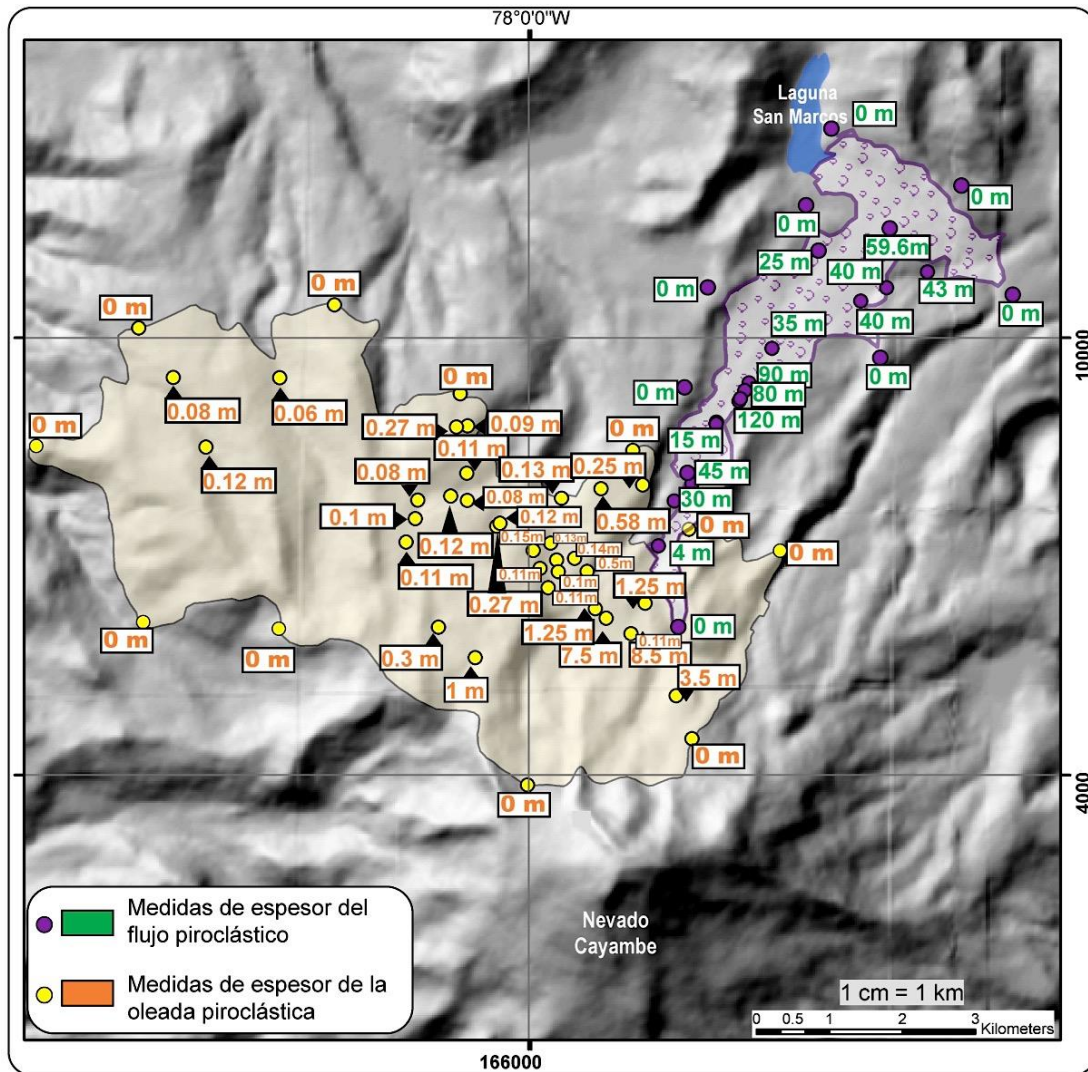
domo Tarugo Corral y los domos y flujos de lava recientes, tomados de Samaniego et al. (2002).



**Figura 36.** Mapa sintético de la erupción San Marcos, resultado de este trabajo de investigación.

Adicionalmente, a partir del mapa sintético realizado (Figura 36) y de los datos de espesores (Figura 37) se pudo hacer una estimación del área y volumen de los depósitos del flujo y la oleada piroclástica. Los resultados descritos, a continuación, fueron calculados tomando en cuenta márgenes de error (flujo piroclástico: 5% para el área y 10% para el volumen; oleada piroclástica: 10% para el área y 20% para el volumen), debido a la incertidumbre en la toma de datos en campo y considerando como 0 m los espesores en los límites interpretados para los depósitos.

De este modo, se presentan los resultados como un valor mínimo y un valor máximo, a partir del valor individual arrojado por el ArcGis (Ver en Metodología la numeración 3.8), construyendo rangos probables de áreas y volúmenes. Otros valores como la distancia máxima de los depósitos se calculó con la escala en el mapa y con la herramienta Regla en Google Earth.



**Figura 37.** Medidas de espesor de los afloramientos y puntos de control tomados en el trabajo de campo.

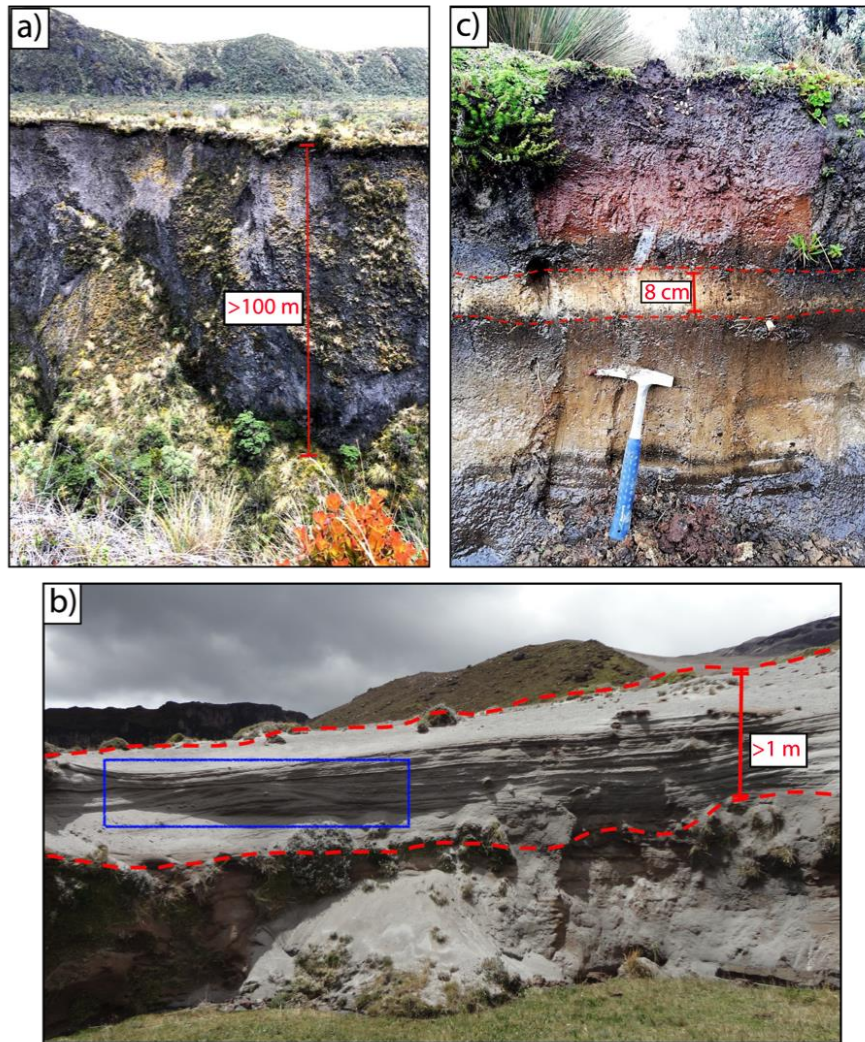
- El alcance de los depósitos del **flujo piroclástico** fue de 7-7.5 km, por una altura de caída de 1.8-1.9 km, obteniéndose una relación H/L de 0.24-0.27. Cubre un área aproximada de 6.8-7.5 km<sup>2</sup> (Figura 36), al norte y su volumen se estima en 0.35-0.53 km<sup>3</sup>.
- La distancia máxima los depósitos de la **oleada piroclástica** fue de 8-9 km y cubren un

área en forma de abanico de 18-22 km<sup>2</sup> en los flancos norte y noroeste (Figura 36). Su volumen se estima en 0.065-0.1 km<sup>3</sup>, que es ~3 veces mayor que la estimación anterior (Samaniego et al., 1998).

## 4.2. Estratigrafía

La unidad inferior estudiada para caracterizar a la erupción San Marcos es un depósito de flujo piroclástico de tipo bloques y cenizas, conocido en inglés como *block & ash flow deposit*. Es un depósito masivo que se encuentra concentrado en las quebradas Angureal y Chimborazo (Figura 36), un antiguo drenaje al norte del Volcán Cayambe. Esta unidad tiene espesores mayores a 60 m y han sido tomados puntos de control de hasta ~120 m (Figura 38a). Los productos de este depósito represaron el río Azuela, creando la Laguna San Marcos (*Anexo 1*, Figura 36). Según Samaniego (1996), este flujo se encuentra estratigráficamente sobre flujos piroclásticos holocénicos más antiguos. El flujo piroclástico está constituido por bloques de andesíticos a dacíticos, de más de 30 cm, que se encuentran en una matriz de ceniza de tamaño fino a grueso. No fue posible observar la base del depósito. El tope del depósito es un nivel de ~1 m de ceniza gruesa con lapilli dacíticos diseminados en una matriz de arena media de color rojizo, con un nivel de saturación con varios trozos de carbón a su base. Este nivel no está muy bien desarrollado y puede corresponder a un flujo piroclástico posterior a San Marcos. A continuación, está el suelo actual, una cobertura vegetal de páramo (Figura 39a).

La unidad intermedia es un depósito de oleada piroclástica, conocido en inglés como *surge*, que se interpretó en Samaniego et al. (1998), como un evento separado a la erupción San Marcos (FP4 en *Anexo 1*). Este depósito es el que se observa como un “arenal” al ver la cara norte del Volcán Cayambe (Figura 13), el mismo que se encuentra cubriendo parcialmente a la Quebrada Chimborazo (Figura 36).



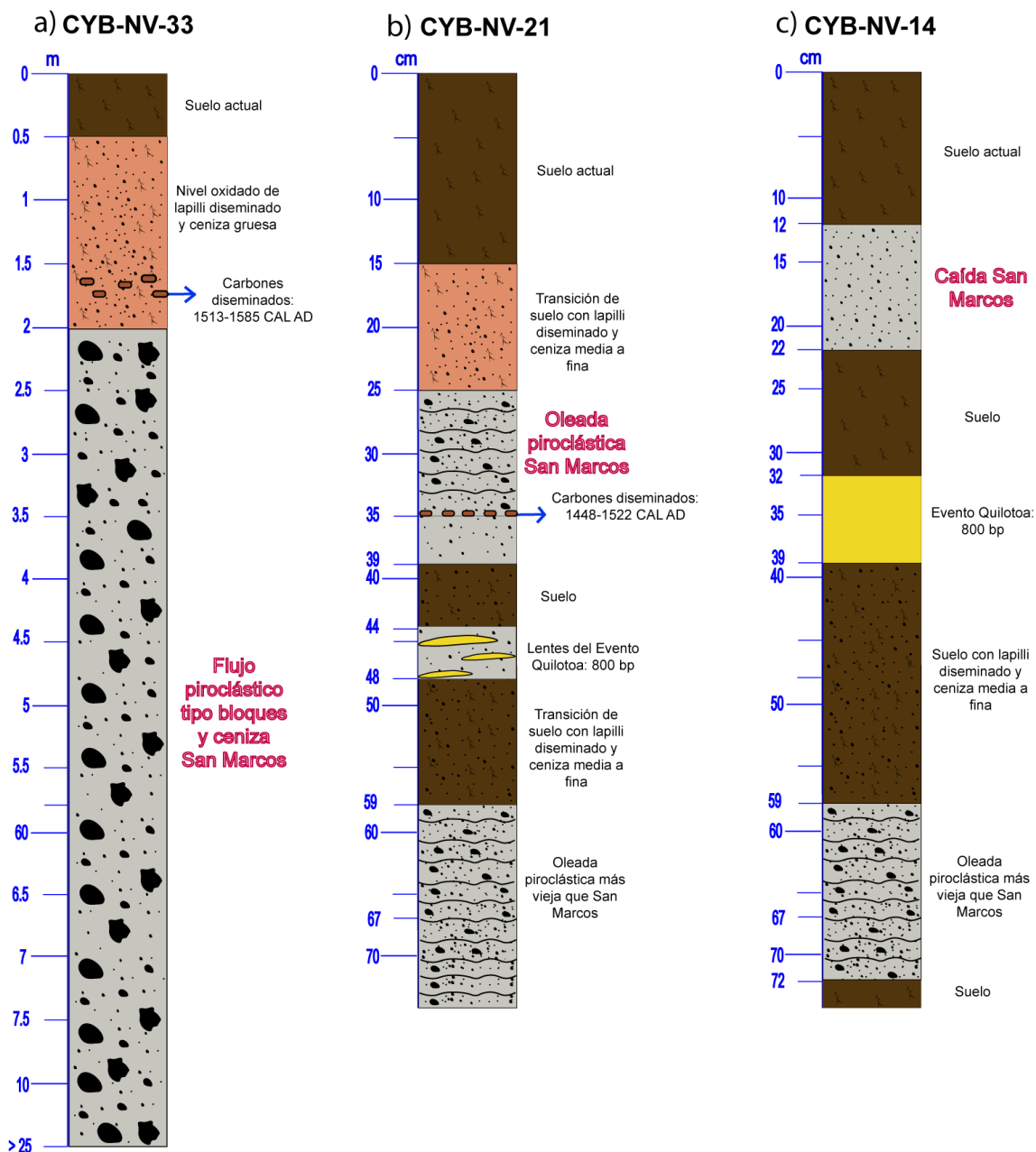
**Figura 38. a)** Depósito: Flujo Piroclástico de tipo bloques y ceniza, ubicado en la Quebrada Angureal. Espesor mayor a 100 m. Ubicación UTM: Zona 18N 168575 E 8817N. **b)** Depósito: Oleada piroclástica (con estratificación cruzada), ubicado del arenal. Espesor mayor a 1 m. Ubicación UTM: Zona 18 N 167065 E 6160 N. **c)** Depósito: Caída piroclástica, ubicado al suroccidente, camino al refugio Ruales Oleas Berge. Espesor de 8 cm. Ubicación UTM: Zona 17N 830401 E 9999 N.

La oleada piroclástica se describe como un nivel irregular que va de 4-6 cm hasta 8.5 m, dependiendo de la distancia a la fuente, de color gris rosáceo y gris claro, y que contiene lapilli pumítico y fragmentos densos, de composición dacítica y andesítica con tamaños de 1.5 cm a 3 cm en una matriz de ceniza media a fina con intercalaciones de arenas gruesas. Posee estructuras sedimentarias típicas de las oleadas piroclásticas como las dunas con estratificación



cruzada decimétricas-centimétricas (Figura 38b) y laminaciones milimétricas y centimétricas. Existe una relación aproximativa de 40 vol.% de clastos a 60 vol.% de matriz. Muchas veces se encuentra en el depósito un nivel de lapilli medio de 1 a 3 cm de espesor, encima del nivel de la oleada como tal, que se puede sugerir como un nivel muy pequeño de una caída o un nivel de depositación más energético. A la base del depósito hay niveles de oleadas piroclásticas más antiguos, separados por suelos. El nivel de suelo debajo de la oleada piroclástica tiene más de 20 cm y a veces contiene lentes discontinuos de ceniza media a fina con biotita de color dorada, que corresponderían a los depósitos distales de la erupción de 800 BP del volcán Quilotoa (Hall y Mothes, 2000) (Figura 39b). El tope del depósito es un nivel de ~7 cm de una transición entre el suelo y el depósito de la oleada que contiene tanto materia orgánica como lapilli pumíticos similares a los del surge San Marcos, en una matriz de ceniza media a fina. A continuación, está el suelo actual, cubierto por vegetación de páramo de ~15 a 20 cm de espesor.

En el flanco suroeste del volcán, a 5 km de su cima (*Anexo 1*) se identificó un depósito con un espesor promedio de 5 a 10 cm (Figura 38c), que por sus características (descritas a continuación) se trata de una caída asociada a la erupción San Marcos. El tope del depósito es el suelo actual, de 10 a 12 cm de espesor. La base del depósito es un nivel de suelo más antiguo de 8 a 10 cm de espesor y a continuación, un nivel de 20 cm de ceniza muy fina en la que se destacan cristales muy pequeños y abundantes de biotita dorada, este nivel corresponde a la erupción de 800 BP de Quilotoa (Figura 39c).



**Figura 39.** a) Depósito de flujo piroclástico tipo bloques y ceniza en la columna estratigráfica del afloramiento CYB-NV-33. b) Depósito de la oleada piroclástica San Marcos en la columna estratigráfica del afloramiento CYB-NV-21. c) Depósito de la caída San Marcos en la columna estratigráfica del afloramiento CYB-NV-14.

Ver referencia de la edad en el Capítulo 4, la numeración 4.7.

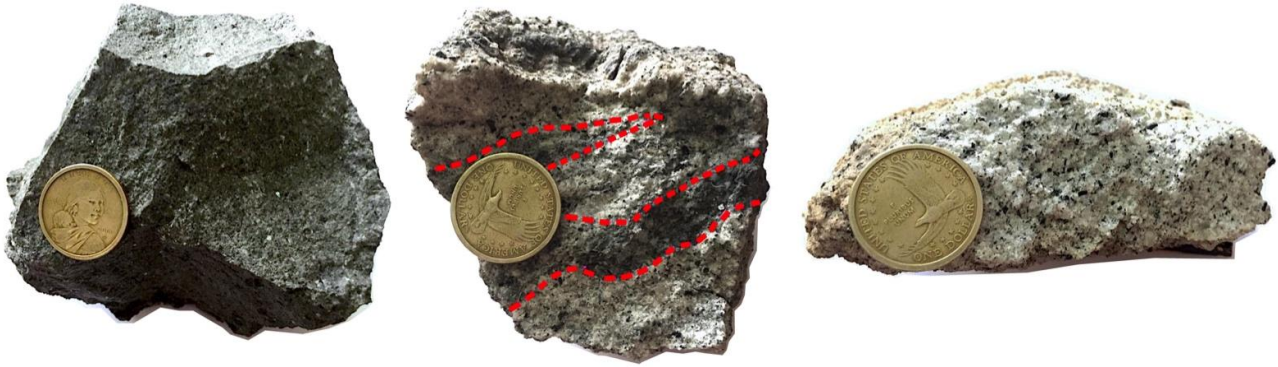
### 4.3. Petrografía y mineralogía

Los resultados de las observaciones realizadas en muestras de mano tomadas en campo y en láminas delgadas de los depósitos del flujo piroclástico (FP3) y la oleada piroclástica (FP4), se confirman con los resultados de la petrografía y la mineralogía del trabajo de Samaniego (1996).

A escala macroscópica, las rocas de los depósitos del flujo piroclástico y la oleada piroclástica (observadas en el arenal) son andesitas y dacitas con textura porfirítica y tienen una matriz, sobretodo, microcristalina (Figura 40 y Figura 41). Además, hay rocas con heterogeneidad petrográfica; bandeamientos de 2 a 3 cm de espesor de fases grises claras, oscuras e intermedias. Esta diferencia de fases representa un proceso de mezcla de magmas, es decir, una mezcla física y química de magmas andesíticos y dacíticos (Figura 41). Los minerales son plagioclasas, piroxenos, anfíboles y óxidos. La mayor diferencia a notar entre las rocas de los dos depósitos es que los fragmentos de la oleada piroclástica son más vesiculados que los del flujo piroclástico (de 10 a 20 % de vesicularidad).

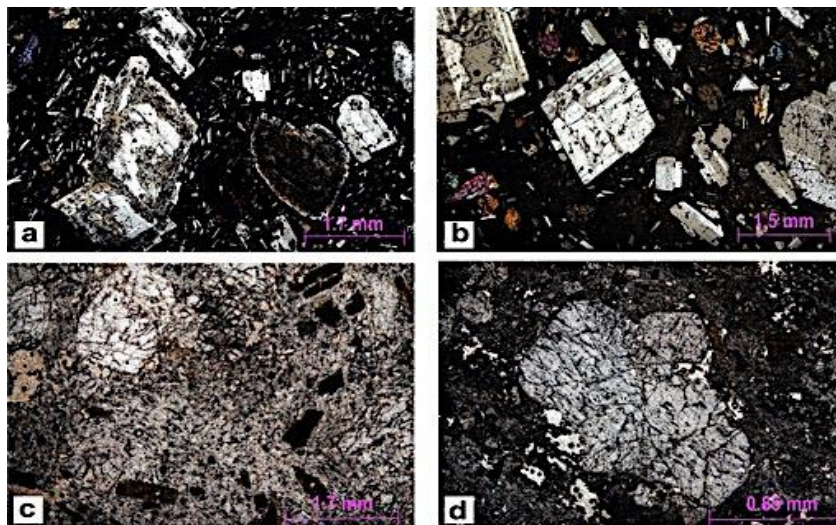


**Figura 40.** Muestras de mano de bloques semi-vesiculados del flujo piroclástico de las fases oscura (bloque de la izquierda) y clara (bloque de la derecha).



**Figura 41.** Muestras de mano de bloques de la oleada piroclástica de las fases oscura (bloque de la izquierda) y clara (bloque de la derecha). El bloque de en medio corresponde a una muestra con mezcla de magmas, las fases están separadas por líneas de color rojo.

5.4 17.9 A escala microscópica, la fase andesítica de los bloques del flujo piroclástico contiene 55% de una matriz porfídica seriada e hipocristalina compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxenos, óxidos (minerales opacos) y vidrio y un 45% de cristales, entre los que están 30% de plagioclasas, 5% de ortopiroxenos, 2% de clinopiroxenos y 5-8% de anfíboles (Figura 42 a, b). Los cristales de plagioclasas tienen un tamaño de 0.20 mm a 1.30 mm, son subhedrales a euhedrales y presentan maclas polisintéticas. Algunos cristales de plagioclasas se encuentran alterados y otros presentan zonación (Figura 43). Los piroxenos, al igual que los anfíboles, tienen un tamaño de 0.5 mm a 1.7 mm y son subhedrales a euhedrales. Existe una vesicularidad limitada en esta fase del depósito.

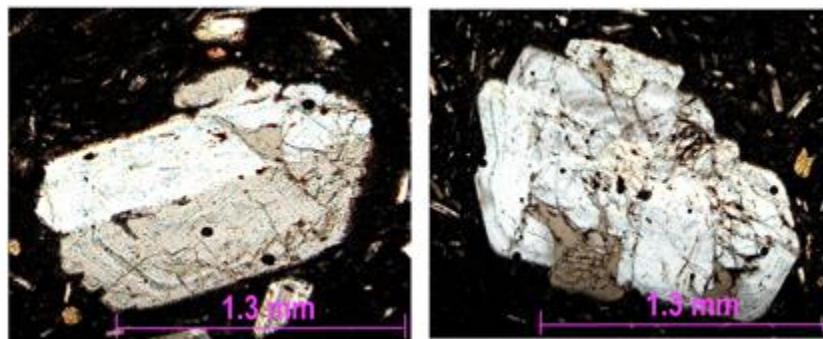


**Figura 42.** Sección delgada del flujo Piroclástico de tipo bloques y ceniza, fase oscura (a, b) y clara (c,d).

**a:** cristales de plagioclasas algo alterados. **b:** cristales de plagioclasas en una matriz porfídica seriada. **c, d:** cristales de piroxenos, anfíboles y minerales opacos (negros) es una matriz vítrea e hipocristalina.

La fase dacítica de los bloques del flujo piroclástico contiene 50% de una matriz, en algunos casos vítrea y en otros hipocristalina con microlitos de plagioclasa, piroxenos, anfíboles y óxidos (minerales opacos) y un 43% de cristales, entre los que están 25% de plagioclasas 10% de anfíboles, 8% de ortopiroxenos, 2% de clinopiroxenos y 3% de óxidos (minerales opacos). Los cristales de plagioclasas tienen un tamaño de 0.20 mm a 1.30 mm, son subhedrales a euhedrales, presentan maclas polisintéticas y otros presentan zonación (Figura 43). Los piroxenos y anfíboles tienen un tamaño de 0.5 mm a 1.7 mm y son subhedrales a euhedrales (Figura 42 c, d). Hay un 2-5% de vesicularidad en esta fase del depósito.

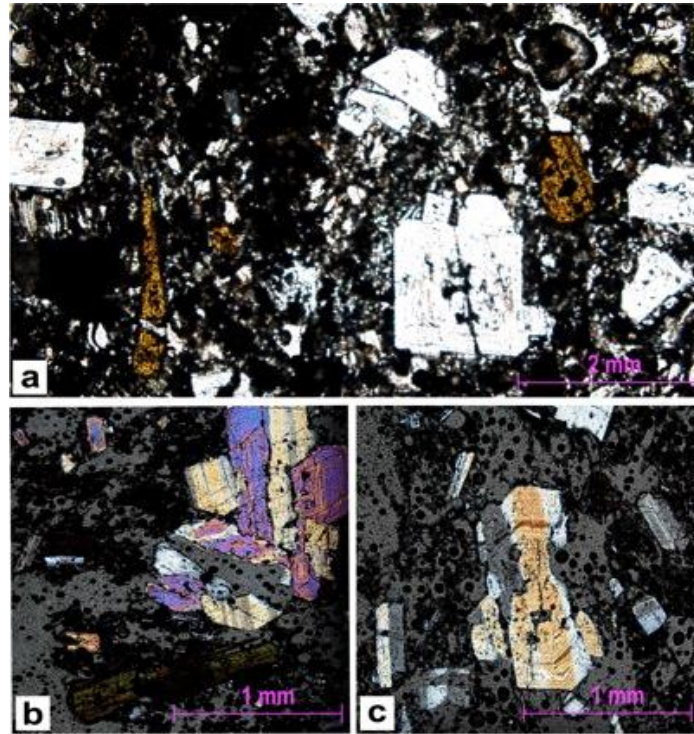
Algunos cristales de plagioclasa poseen también bordes de reabsorción, es decir, que estos cristales empezaron a fundirse nuevamente porque cambiaron las condiciones de temperatura del magma que los contiene (Winter, 2013).



**Figura 43.** Cristales de plagioclasas del flujo piroclástico con zonación.

Por otro lado, a escala microscópica, las láminas delgadas disponibles para el análisis de la oleada piroclástica son de un bloque de la fase dacítica (Figura 44). Tienen 53% de matriz vítrea e hipocristalina, un 5% de vesículas irregulares de hasta 0.17 mm y un 42% de minerales. De este 42%, hay un 20% de plagioclasas, cristales subhedrales a anhedrales, con maclas polisintéticas y algunas con zonaciones, con tamaños desde 0.3 mm a 2 mm. Algunos cristales de plagioclasa poseen también bordes de reabsorción (Figura 44b, c). Adicionalmente, las

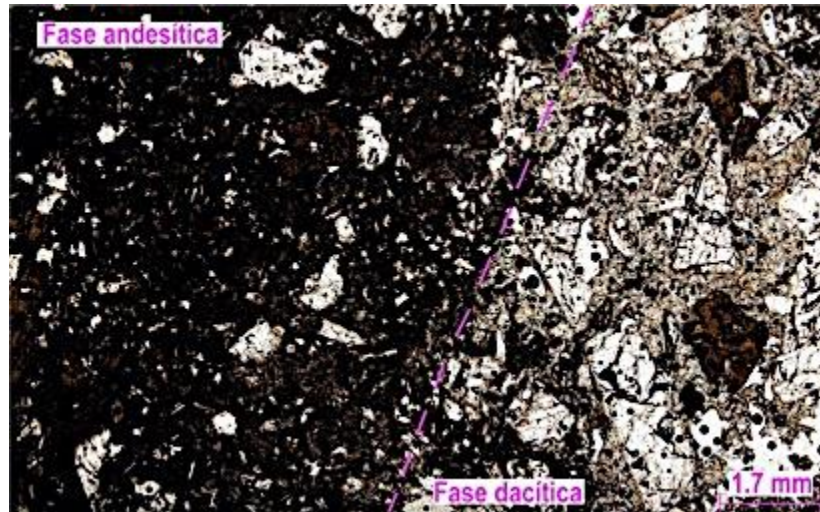
dacitas tienen ~8% de piroxenos, cristales subhedrales a euhedrales, algunos también con zonaciones, con tamaños de 1 mm a 2 mm; ~12% de anfíboles, cristales subhedrales, con tamaños desde 0.5 mm a 2 mm, de color verde limón y café y ~2% de minerales óxidos.



**Figura 44.** Secciones delgadas de la fase dacítica de la oleada piroclástica.

**a:** cristales de plagioclasa y anfíboles en una matriz vítrea. **b** y **c:** cristales de plagioclasas zonados y con reabsorción.

En la Figura 45 se muestra una sección delgada de mezcla de magmas correspondiente al flujo piroclástico: la fase andesítica y la dacítica. Entre las dos fases, las diferencias ópticas son el color y la textura de la matriz, así como el porcentaje de los minerales. En el caso de la fase andesítica la matriz es oscura y microcristalina; el tamaño de las plagioclasas es mayor y hay más cristales de piroxenos que de anfíboles. En la fase dacítica, la matriz es vítrea y casi incolora; se observan cristales de anfíboles más grandes y más abundantes que los de piroxenos. Asimismo, hay menor cantidad de plagioclasas en la fase más ácida.



**Figura 45.** Sección delgada de las fases andesítica y dacítica juntas en un bloque del flujo piroclástico.

Finalmente, a nivel macroscópico, la caída es un nivel continuo compuesto por ceniza fina a media, al tope, y hacia la base, lapilli pumítico con tamaños de 1.5 a 3 cm y fragmentos densos, de composición dacítica. En cuanto a la mineralogía, no se cuenta con secciones delgadas para analizar este depósito pero, en base al estudio de los componentes, se propone que es muy similar a la del depósito de la oleada piroclástica.

#### **4.4. Granulometría**

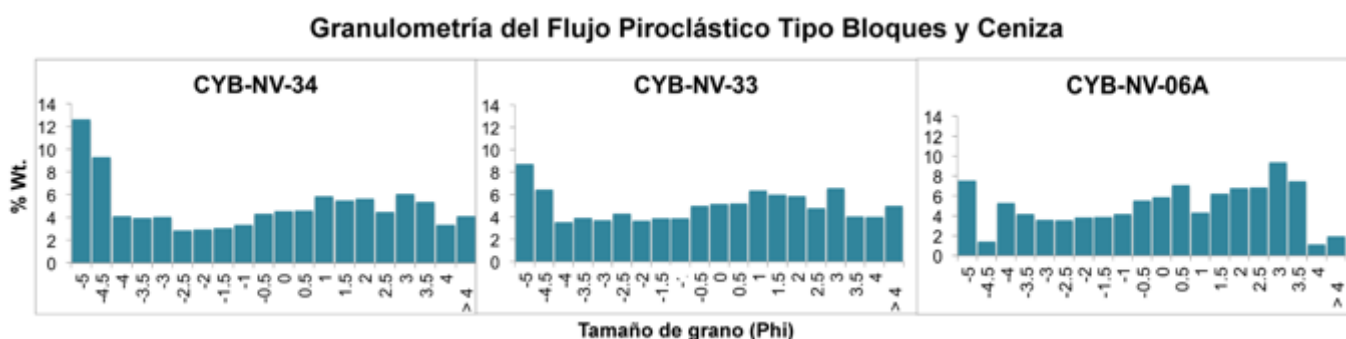
Con los datos del *Anexo 2* y el *Anexo 3*, se realizaron histogramas del porcentaje en peso retenido en cada fracción versus el tamaño de grano en escala phi, para cada muestra analizada de los 3 depósitos estudiados. Se analizaron, al menos, 19 fracciones granulométricas, desde 5 phi (31.5 mm) a 4 phi (0.06 mm).

##### **4.4.1. Granulometría del flujo piroclástico de bloques y ceniza**

Tres muestras del flujo piroclástico fueron analizadas, ordenadas desde la más proximal (~5 km) hasta la más distal (~9 km) a la cumbre (Figura 36): CYB-NV-34, CYB-NV-33 y CYB-06A. Se

observa que, en general, la distribución del tamaño de grano de las muestras del flujo piroclástico es más o menos bimodal, con picos en lapilli grueso (-5 a -4.5 phi) (31.5 a 22.4 mm) y ceniza fina (3 phi) (0.13 mm). El tercer mayor aporte granulométrico de las muestras se encuentra en la ceniza gruesa (0.5 a 1 phi) (0.71 mm a 0.5 mm), pero es menor a los anteriores (Figura 46).

La distribución granulométrica de lapilli grueso es la mayor en las tres muestras. En la muestra 34, es de ~22% en peso de toda la muestra, en la 33 es de ~15% en peso y en la 06A es de ~9% en peso. La siguiente distribución granulométrica mayor para las muestras es la de ceniza fina. En la muestra 34, es de ~6% en peso, en la 33 es de ~7% en peso y en la 06A es de ~9% en peso. Se observa que el porcentaje en peso de lapilli grueso decrece a medida que la muestra es más lejana a la cumbre y el porcentaje en peso de ceniza fina aumenta a medida que la muestra es más lejana.



**Figura 46.** Distribución granulométrica de las muestras del flujo piroclástico.

El resumen de los parámetros estadísticos obtenidos en el programa SFT para el flujo piroclástico se muestran en la Tabla 8. La mediana va desde -0.65 a 0 y la media tiene un valor menor a 0.5 phi. No hay una relación de similitud entre estos dos parámetros lo cual confirma que las distribuciones granulométricas son complejas como las vimos anteriormente (Figura 46). La desviación estándar indica que el depósito de flujo piroclástico de tipo bloques y ceniza es globalmente pobremente sorteado. Quizás, la desviación estándar sería aún mayor si se considerara la distribución granulométrica de los bloques decimétricos. La asimetría va desde casi simétrica a negativa y mientras más distante está la muestra de la fuente, existe un aumento de la fracción fina, quizá por abrasión en el flujo. La curtosis en este depósito responde a un histograma con una distribución granulométrica aplanada, es decir, de muy platicúrtica a platicúrtica, una distribución típica de depósitos de flujos donde no hay un modo expresado como



en las caídas.

**Tabla 8.** Parámetros estadísticos gráficos de la granulometría obtenidos en el software SFT para el flujo piroclástico.

Muestra	Parámetros estadísticos gráficos según Inman	Parámetros estadísticos gráficos según Folk						
	Mediana (Md-Phi)	Media (Mz)	Desviación estándar inclusiva (Sigma-I)		Asimetría inclusiva (SkI)		Curtosis (KG)	
34	-0.65	-0.95	3.29	Pobrementemente sorteado	-0.07	Casi simétrica	0.62	Muy Platicúrtica
33	-0.25	-0.65	3.19	Pobrementemente sorteado	-0.13	Negativa	0.73	Platicúrtica
06A	0.00	-0.42	2.93	Pobrementemente sorteado	-0.21	Negativa	0.74	Platicúrtica

#### 4.4.2. Granulometría de la oleada piroclástica

##### - Granulometría por tamizado manual

16 muestras de la oleada piroclástica fueron analizadas, ordenadas desde la más proximal (~2.5 km) hasta la más distal (~9 km) a la cumbre (Figura 36): CYB-NV-29B, CYB-NV-04B2, CYB-NV-04C, CYB-NV-08, CYB-NV-25, CYB-NV-24A, CYB-NV-24B, CYB-07A, CYB-NV-10, CYB-NV-11A, CYB-NV-09, CYB-NV-17B, CYB-NV-03I, CYB-NV-21, CYB-NV-27, CYB-NV-32.

Para el depósito de la oleada piroclástica la distribución del tamaño de grano es mucho más fina que para el depósito del flujo piroclástico de bloques y ceniza. En su mayoría, la oleada piroclástica tiene distribuciones granulométricas de cenizas medias a extremadamente finas.

Las 16 muestras podrían ser divididas en al menos 3 grupos, tomando en cuenta la similitud en cuanto a la distribución de tamaños que tienen los histogramas y su relación espacial hasta la cumbre (Figura 47 y Figura 48). El primer grupo estaría compuesto por las cinco primeras muestras (29B, 04B2, 04C, 08 y 07A), de 2.5 a 4.5 km desde la cumbre. El segundo grupo, por las siguientes dos muestras (25 y 24A), de 4 a 5 km desde la cumbre y el tercer grupo, por las siguientes nueve muestras, de 4 a 9 km desde la cumbre (24B, 10, 11A, 09, 17B, 03I, 21, 27 y 32).

Las muestras del 1er grupo tienen una distribución granulométrica, sobretodo, de tamaños de ceniza muy gruesa a ceniza media (-0.5 a 2 phi) (0.4 mm a 0.25 mm) (~6-11% en peso). Las muestras del 2do grupo tienen una tendencia unimodal y comprenden tamaños de ceniza muy gruesa a ceniza extremadamente fina (de -0.5 phi a > 4 phi) (1.4 a <0.06 mm) (~16-18% en peso). El 3er grupo consta de 9 muestras que tienen valores de wt.%, desde ceniza muy gruesa (-1 a 0 phi) (2 a 1 mm) a ceniza extremadamente fina (> 4 phi) (<0.06 mm). Lo que diferencia este grupo del anterior es el pico que tienen en el tamaño de ceniza extremadamente fina, con más del 35% en peso. La muestra 32, la muestra más lejana a la fuente propuesta (~9 km), tiene 62% en peso en su fracción de > 4.5 phi (<0.06 mm) (Figura 47).

Hay un cambio entre las muestras que están en la dirección principal de la oleada (ambiente muy dinámico que da un depósito laminado de diferentes tamaños de grano) y la parte más distal (una nube diluida no muy dinámica y que transporta principalmente la ceniza extremadamente fina). Las fracciones de tamaños más gruesas decrecen a medida que la muestra es más lejana a la cumbre y los porcentajes en peso de ceniza extremadamente fina, aumentan. En la Figura 48 se observa que la media aumenta a medida que las muestras se alejan más de la cumbre. Las muestras más cercanas a la cumbre, tienen una media menor.

El resumen de los parámetros estadísticos gráficos obtenidos en el programa SFT para la oleada piroclástica se muestran en la Tabla 9. Para el primer grupo (29B, 04B2, 4C y 08), la desviación estándar muestra que, en la zona más proximal, la oleada piroclástica es un depósito pobremente sorteado. Para cada muestra del segundo grupo (25 y 24A) la mediana y la media son muy parecidas entre sí, lo cual indica que tienen una distribución casi unimodal, tendencia que se comprueba en el acople de la granulometría manual con la láser (Figura 50) y los valores de desviación estándar nos muestran que el depósito presenta un buen sorteo. Para el tercer grupo, la desviación estándar del depósito de la oleada piroclástica en la zona más distal a la cumbre tiene buen sorteo. La asimetría muy negativa muestra que las fracciones que predominan son las más finas. Sin embargo, estos resultados cambiarían si es que la granulometría láser se realizara en todas las muestras: los valores de media y mediana aumentarían y probablemente no sería un depósito bien sorteado ya que el análisis está cortado en un ~30-60%.

Granulometría de la Oleada piroclástica

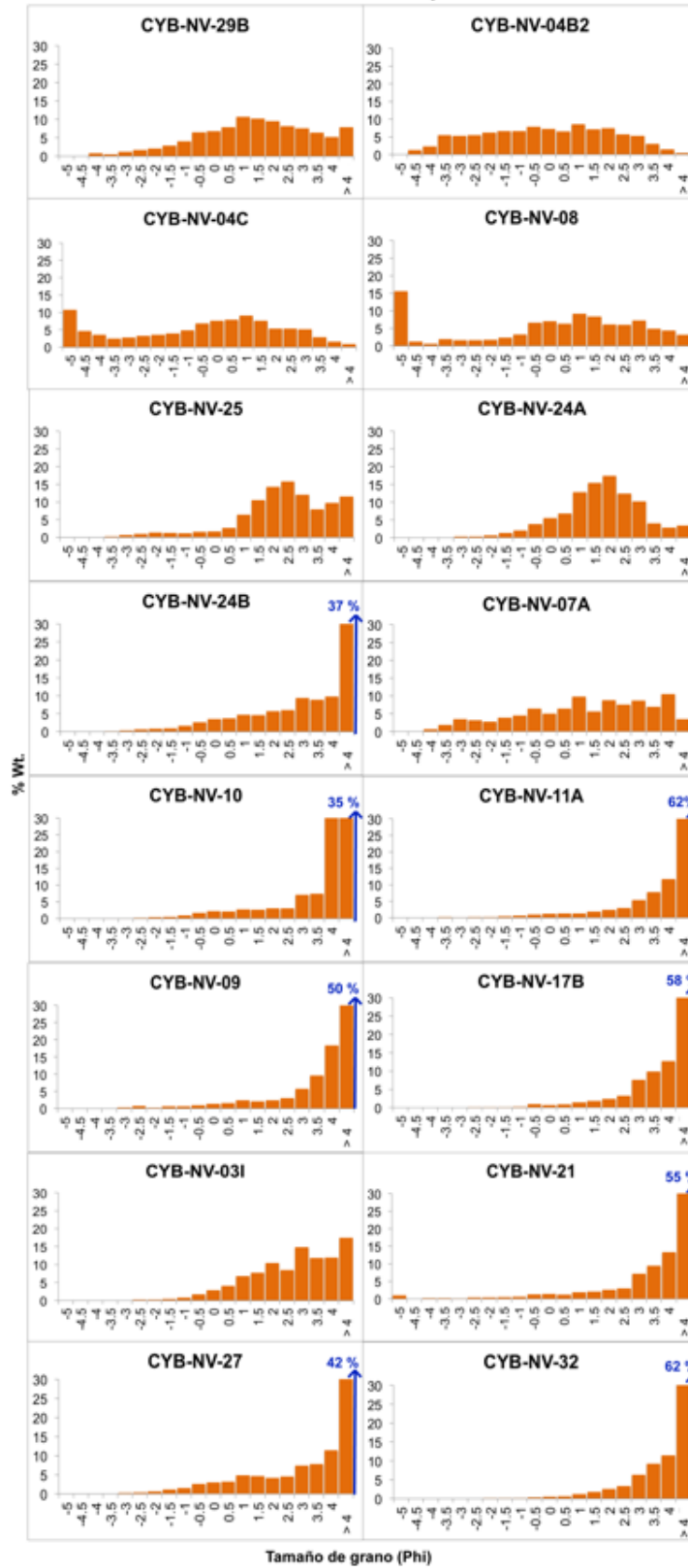
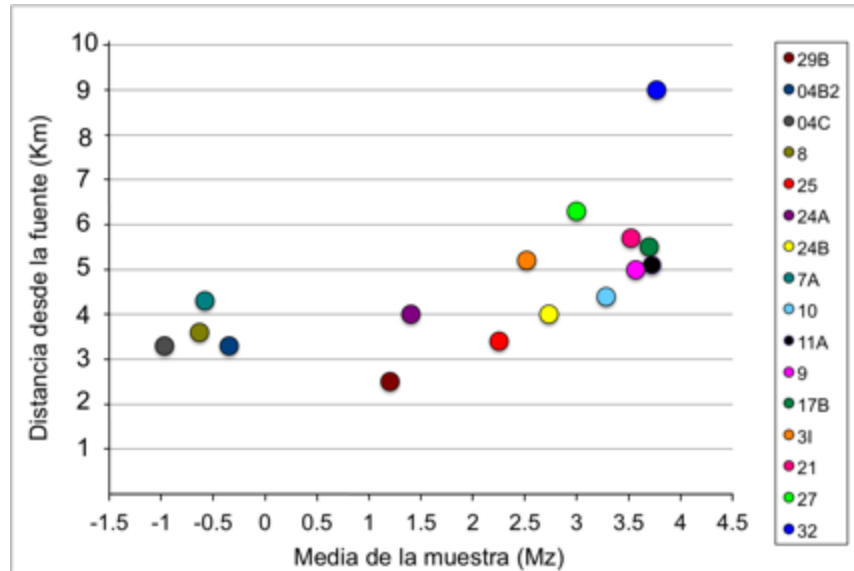


Figura 47. Distribución granulométrica de las muestras de la oleada piroclástica.

**Tabla 9.** Parámetros estadísticos gráficos de la granulometría por tamizado manual obtenidos en el software SFT para la oleada piroclástica.

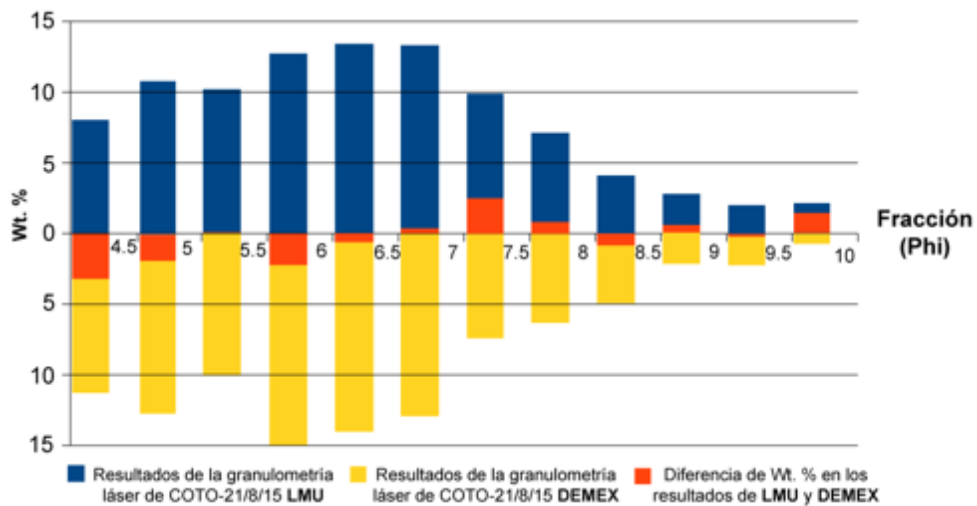
Muestra	Parámetros estadísticos gráficos según Inman	Parámetros estadísticos gráficos según Folk						
	Mediana (Md-Phi)	Media (Mz)	Desviación estándar inclusiva (Sigma-I)		Asimetría inclusiva (Ski)		Curtosis (KG)	
29B	1.20	1.20	2.01	Pobrementemente sorteado	-0.05	Casi simétrica	0.97	Mesocúrtica
04B2	-0.35	-0.43	2.25	Pobrementemente sorteado	-0.04	Casi simétrica	0.80	Platicúrtica
4C	-0.35	-0.97	2.88	Pobrementemente sorteado	-0.24	Negativa	0.82	Platicúrtica
08	0.40	-0.63	3.31	Pobrementemente sorteado	-0.34	Muy negativa	0.93	Mesocúrtica
25	2.20	2.25	1.58	Buen sorteo	-0.11	Negativa	1.17	Leptocúrtica
24A	1.45	1.40	1.36	Buen sorteo	-0.06	Casi simétrica	1.18	Leptocúrtica
24B	3.30	2.73	1.71	Buen sorteo	-0.52	Muy negativa	0.88	Platicúrtica
07A	-0.60	-0.58	0.14	Muy buen sorteo	-3.46	Muy negativa	-0.14	Muy Platicúrtica
10	3.75	3.28	1.29	Buen sorteo	-0.67	Muy negativa	1.54	Muy Leptocúrtica
11A	4.05	3.72	1.02	Buen sorteo	-0.70	Muy negativa	1.98	Muy Leptocúrtica
09	3.95	3.57	1.13	Buen sorteo	-0.70	Muy negativa	1.72	Muy Leptocúrtica
17B	4.00	3.70	0.91	Muy buen sorteo	-0.63	Muy negativa	1.37	Leptocúrtica
03I	2.65	2.52	1.46	Buen sorteo	-0.20	Negativa	0.85	Platicúrtica
21	3.95	3.52	1.25	Buen sorteo	-0.72	Muy negativa	1.69	Muy Leptocúrtica
27	3.80	3.00	1.64	Buen sorteo	-0.73	Muy negativa	0.93	Mesocúrtica
32	4.05	3.77	0.81	Muy buen sorteo	-0.64	Muy negativa	1.51	Muy Leptocúrtica



**Figura 48.** Distancia de las muestras de la oleada piroclástica desde la cumbre (Km) versus la media (Mz).

**- Granulometría láser**

La muestra Tiopullo Techo COTO-21/08/15 fue escogida para hacer un duplicado de análisis de granulometría láser en el DEMEX y en Ludwig Maximilians Universität (Munich, Alemania). Los resultados difieren en 1-2%, dando confianza en los resultados del DEMEX (Figura 49).

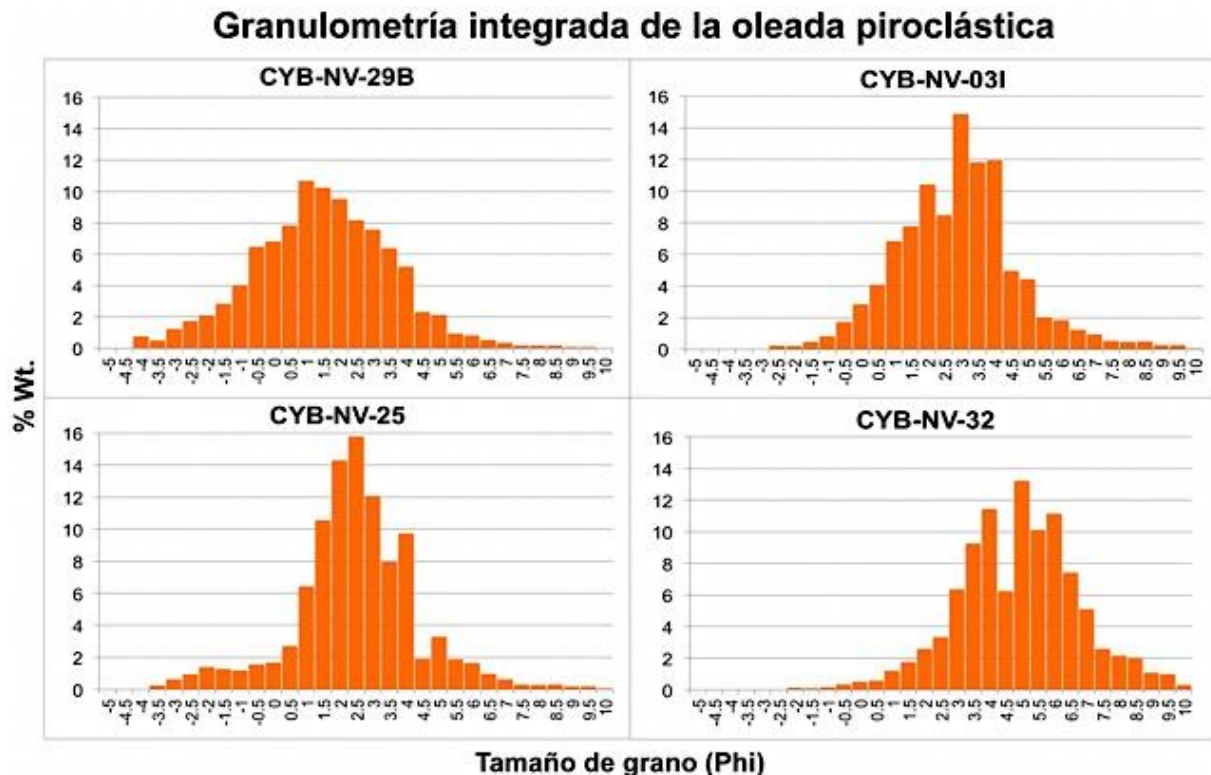


**Figura 49.** Comparación de los resultados de la granulometría láser de Tiopullo Techo COTO-21/08/15 entre LMU y DEMEX.

Los datos del análisis de LMU fueron otorgados por el Dr. Benjamin Bernard.

Cuatro muestras de la oleada piroclástica fueron analizadas por granulometría láser: 29B, 03I, 25 y 32, todas con más del 5% en peso en la fracción de ceniza extremadamente fina (> 4 phi). La muestras 29B y 25 son cercanas a la cumbre y las muestras 03I y 32 son más lejanas.

Con la integración de la granulometría por tamizado normal y la láser se pudieron construir nuevos histogramas que presentan una tendencia normal, unimodal (Anexo 4 y Figura 50). Se puede observar que las distribuciones granulométricas predominantes para las muestras 29B y 25, cercanas a la fuente, son de ceniza gruesa a ceniza media (1 a 1.5 phi) (0.5 a 0.36 mm) y de ceniza media a ceniza fina (2 a 2.5 phi) (0.25 a 0.18 mm), respectivamente. Y las distribuciones predominantes para las muestras 03I y 32, lejanas a la cumbre, son de ceniza fina (3 phi) (0.13 mm) y de ceniza extremadamente fina (5 phi) (0.03 mm), con ~13-15% en peso, respectivamente.



**Figura 50.** Distribución granulométrica integrada (granulometría por tamizado manual + láser) de cuatro muestras de la oleada piroclástica.

Comparando los resultados de la tabla 9 con la 10 se observa que los valores de mediana y media aumentaron y que son un poco más similares entre ellos para las 4 muestras, confirmando una distribución granulométrica normal y más simétrica (Figura 50, algo que también se ve reflejado en los valores de asimetría. La desviación estándar del análisis completo modifica los resultados de la granulometría por tamizado manual, que indicaban que el depósito de la oleada piroclástica tenía un sorteo muy bueno a bueno. En realidad, es un depósito con un sorteo pobre. La integración de la granulometría por tamizado manual y la láser permite un análisis completo y resultados más precisos, que nos muestran la verdadera naturaleza de los depósitos piroclásticos. El escoger muestras de la parte proximal y de la parte distal para realizar el análisis granulométrico completo nos permite tener una idea más acertada de la naturaleza de todo el depósito de la oleada piroclástica.

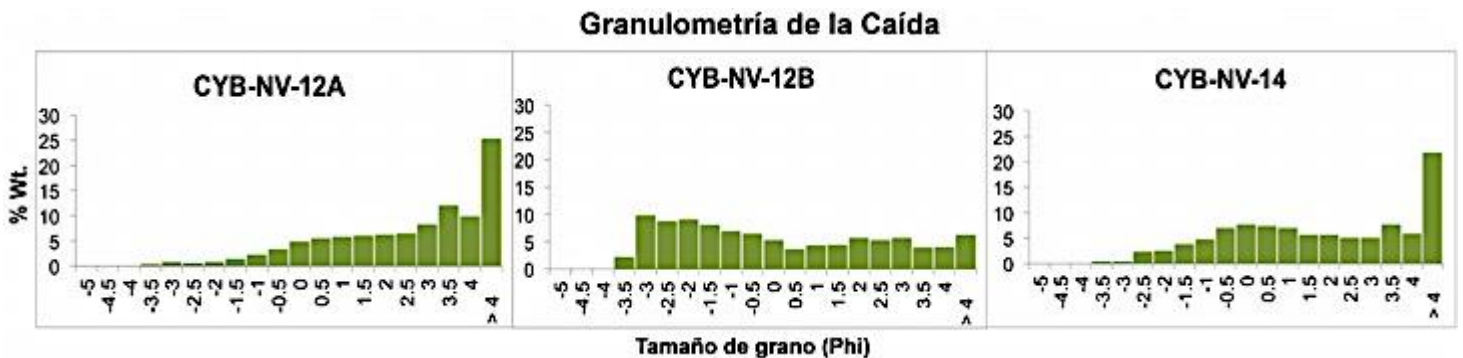
**Tabla 10.** Parámetros estadísticos gráficos de la granulometría integrada (granulometría por tamizado manual + láser) obtenidos en el software SFT para la oleada piroclástica.

Muestra	Parámetros estadísticos gráficos según Inman	Parámetros estadísticos gráficos según Folk						
	Mediana (Md-Phi)	Media (Mz)	Desviación estándar inclusiva (Sigma-I)		Asimetría inclusiva (Skl)		Curtosis (KG)	
29B	1.20	1.18	2.06	Muy pobremente sorteado	-0.02	Casi simétrica	1.03	Mesocúrtica
31	2.65	2.53	1.72	Pobremente sorteado	-0.04	Casi simétrica	1.14	Leptocúrtica
25	2.15	2.22	1.73	Pobremente sorteado	0.01	Casi simétrica	1.42	Leptocúrtica
32	4.70	4.63	1.80	Pobremente sorteado	-0.04	Casi simétrica	1.08	Mesocúrtica

#### 4.4.3. Granulometría de la caída

Fueron analizadas 3 muestras de la caída piroclástica, tomadas al suroccidente del Cayambe, en el camino al refugio Ruales Oleas Berge (Figura 36): CYB-NV-12A, CYB-NV-12B y CYB-NV-14. Las muestras 12A y 12B corresponden a una misma capa de caída, pero una corresponde a un nivel de ceniza y la otra, a uno de lapilli.

En general, la distribución del tamaño de grano de las muestras de la caída piroclástica van de lapilli medio (-4 a -2 phi) (16 a 4 mm) a ceniza extremadamente fina (> 4 phi) (< 0.06 mm) (Figura 51). Carecen de fracciones de tamaño de lapilli grueso, como en el depósito de flujo piroclástico de tipo bloques y ceniza (-5 a -4 phi) (31.5 a 16 mm). Se observa una distribución granulométrica similar entre las muestras 12A y 14. Tienen un porcentaje en peso mayor de ceniza extremadamente fina (> 4 phi) (< 0.06 mm) (~22-25%) y un segundo pico de ~8-12% en peso de ceniza fina (3.5 phi) (0.09 mm). La muestra 12B tiene valores, predominantemente, de tamaños de lapilli medio (-3.5 phi) (11.2 mm) hasta tamaños de lapilli fino (-1 phi) (2 mm).



**Figura 51.** Distribución granulométrica de las muestras de la caída piroclástica.

El resumen de los parámetros estadísticos gráficos obtenidos en el programa SFT para la caída piroclástica se muestran en la Tabla 11. La desviación estándar muestran un depósito pobremente sorteado. La distribución granulométrica se concentra sobretodo, en las fracciones de tamaño más fino, lo que indica una emisión con una alta eficiencia de fragmentación (no representa una columna subpliniana o pliniana). La curtosis para este depósito es muy platicúrtica a platicúrtica, con una tendencia aplanada en sus histogramas, mostrando una moda marcada. La implicación en peligro volcánico es que la gran cantidad de ceniza extremadamente fina es dañina para la salud de los seres humanos y para la agricultura, además de que es más difícil de modelar estadísticamente (Horwell et al., 2007; Bernard et al., 2014).



**Tabla 11.** Parámetros estadísticos gráficos de la granulometría obtenidos en el software SFT para la caída piroclástica.

Muestra	Parámetros estadísticos gráficos según Inman	Parámetros estadísticos gráficos según Folk						
	Mediana (Md-Phi)	Media (Mz)	Desviación estándar inclusiva (Sigma-I)		Asimetría inclusiva (Skl)		Curtosis (KG)	
12A	2.80	2.35	1.87	Buen sorteo	-0.38	Muy negativa	0.76	Platicúrtica
12B	-0.65	-0.23	2.54	Pobrementemente sorteado	0.24	Positiva	0.71	Platicúrtica
14	1.60	1.60	2.23	Pobrementemente sorteado	-0.08	Casi simétrica	0.66	Muy Platicúrtica

## 4.5. Componentes

Para este ensayo, se analizaron 7 fracciones para cada muestra, de 0.5 en 0.5 phi, desde 1mm (0 phi) hasta 125  $\mu\text{m}$  (3 phi). Estas fracciones de tamaño representan del 47 al 50% del porcentaje total en peso de cada muestra.

### 4.5.1. Componentes del flujo de bloques y ceniza

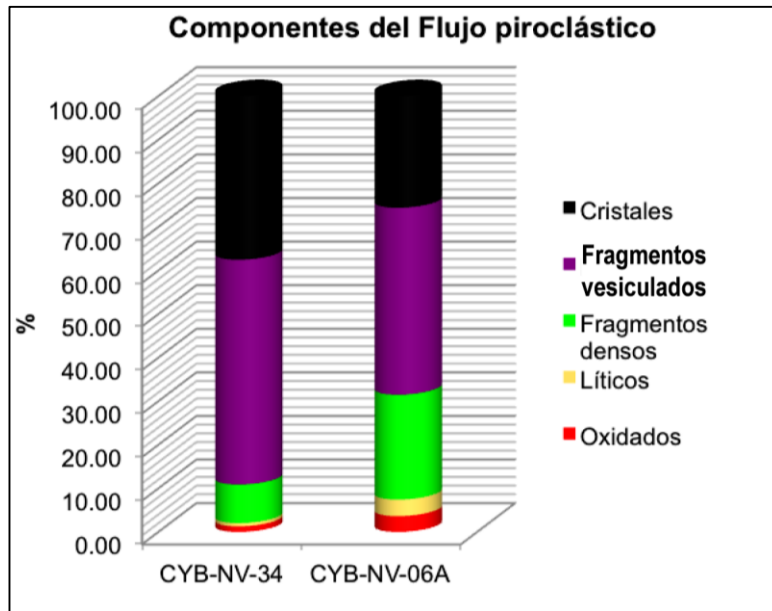
Se seleccionaron 2 muestras correspondientes al flujo piroclástico: la muestra 34, la más cercana a la cumbre (~5 km) y la 06A, la más lejana a la cumbre (~9 km). El porcentaje ponderado de componentes para este depósito se muestra a continuación:

**Tabla 12.** Porcentaje ponderado de componentes de las muestras del flujo piroclástico.

Muestra	Material Juvenil		Material No Juvenil		Cristales libres (%)
	Fragmentos vesiculados (%)	Fragmentos densos (%)	Oxidados (%)	Líticos (%)	
CYB-NV-34	51.56	8.86	1.26	0.77	37.55
CYB-NV-06A	42.90	24.05	3.60	3.83	25.62

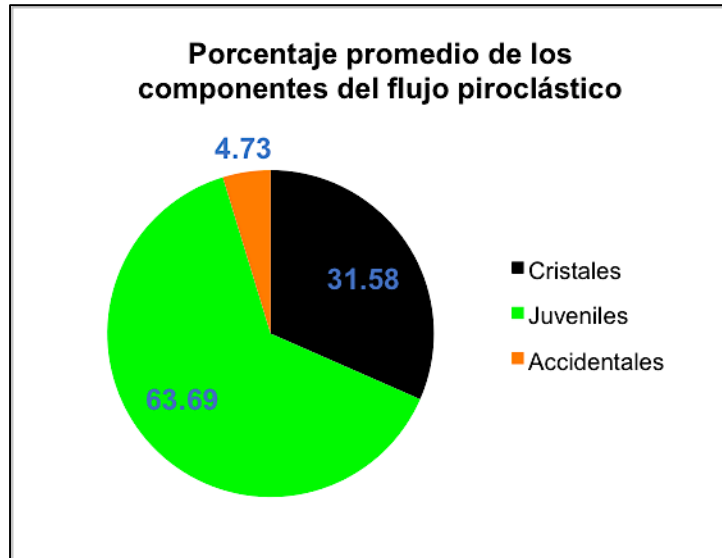
La muestra 34 está compuesta por un mayor porcentaje de fragmentos vesiculados y de cristales y un menor porcentaje de fragmentos densos, líticos y oxidados, en comparación con los

porcentajes de la muestra 06A. En las 2 muestras predominan los fragmentos vesiculados, seguido por los cristales y los fragmentos densos y, por último, el material accidental (Figura 52). El estudio longitudinal más a fondo de este depósito puede confirmar esta tendencia, que podría ser debido al cambio en el material del domo (zonación).



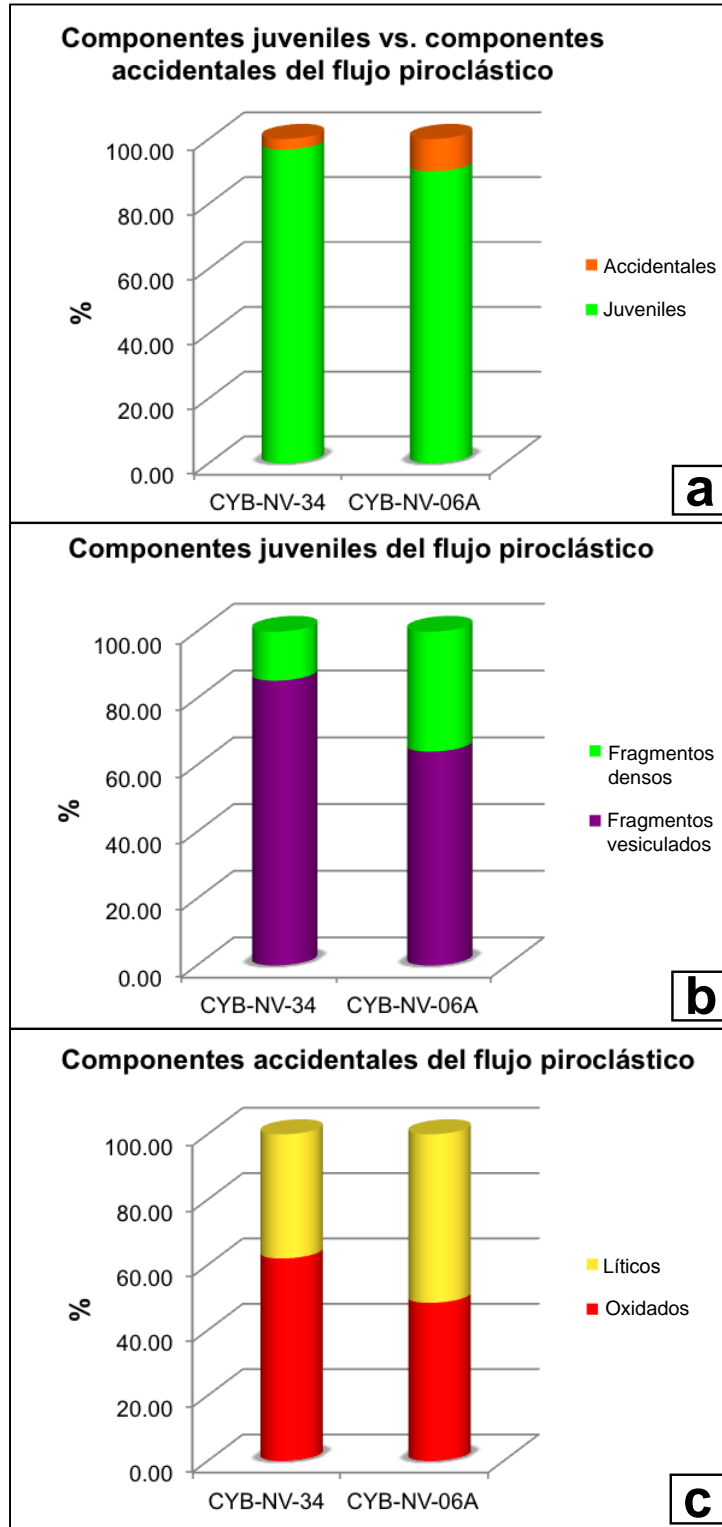
**Figura 52.** Gráfico del porcentaje de los componentes del flujo piroclástico por muestra.

El material juvenil, que comprende los fragmentos vesiculados y los fragmentos densos, corresponde al ~64% del total de los componentes del flujo piroclástico; el ~32% corresponde a cristales libres y el ~4% restante, al material no juvenil, que comprende los óxidos y líticos (Figura 53).



**Figura 53.** Gráfico del porcentaje promedio de los componentes de las muestras del flujo piroclástico.

Excluyendo los cristales, los cuales podrían ser mayormente juveniles, existe una relación de aproximadamente 93% de componentes juveniles a 7% de componentes accidentales (Figura 54a). Considerando solo los componentes juveniles, la muestra 34 tiene una relación de casi 80% de fragmentos vesiculados a 20% de fragmentos densos; mientras que la muestra 06A, una relación de casi 60% de fragmentos vesiculados a 40% de fragmentos densos (Figura 54b). Y considerando solo los componentes accidentales, la muestra 34 tiene una relación de casi 62% de oxidados a 38% de líticos; mientras que la muestra 06A, una relación de casi 48% de óxidos a 52% de líticos (Figura 54c).



**Figura 54. a:** Gráfico resumen de los componentes juveniles vs. componentes accidentales, **b:** Gráfico resumen de los componentes juveniles y **c:** Gráfico resumen de los componentes accidentales, para el flujo piroclástico.

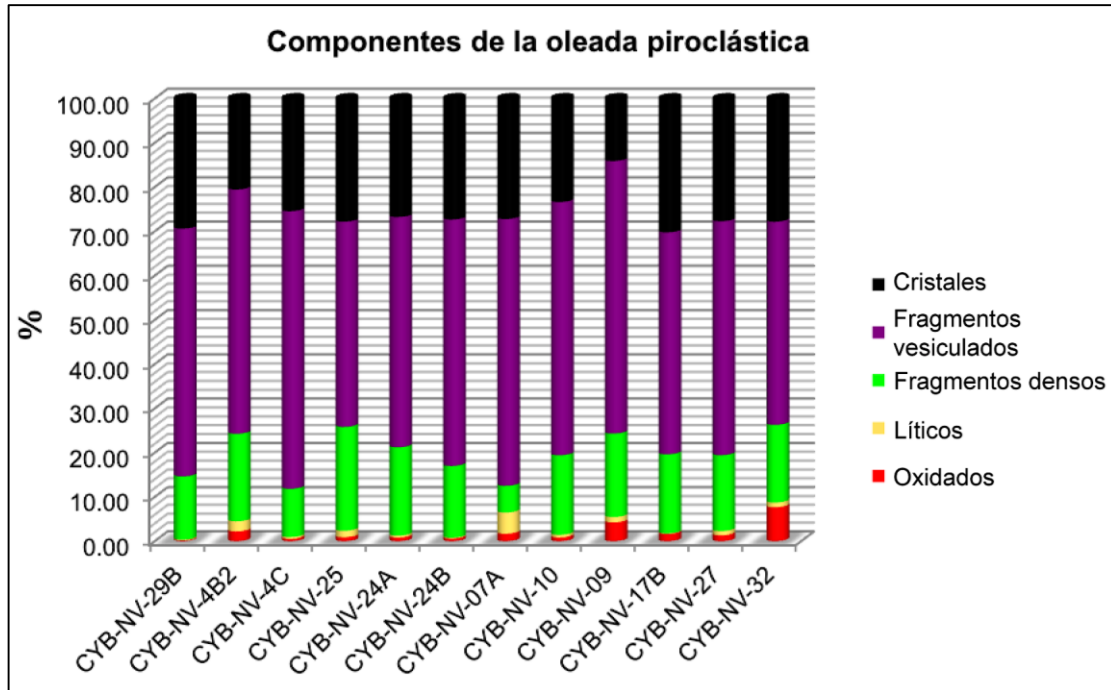
#### 4.5.2. Componentes de la oleada piroclástica

Se seleccionaron 12 muestras de la oleada piroclástica para analizar sus componentes, 7 fracciones analizadas: 29B, 4B2, 4C, 25, 24A, 24B, 07A, 10, 09, 17B, 27 y 32, ordenadas de la más cercana a la más distante a la cumbre (Figura 48). El porcentaje ponderado de componentes para este depósito se muestra a continuación:

**Tabla 13.** Porcentaje ponderado de componentes de las muestras de la oleada piroclástica.

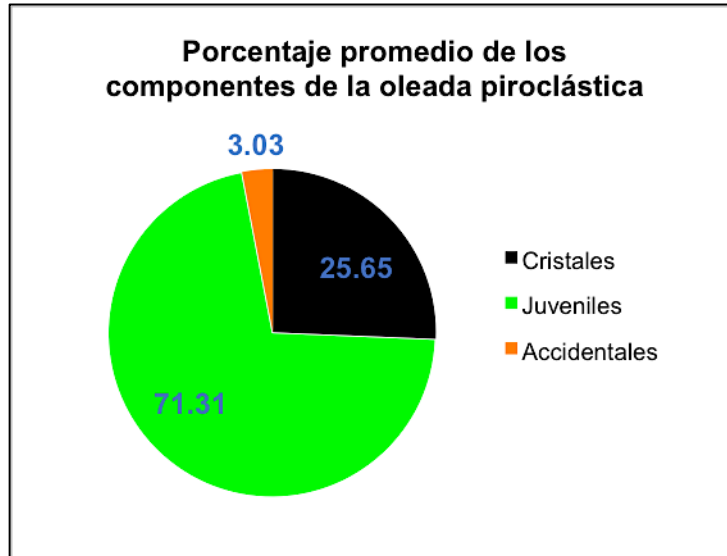
Muestra	Material Juvenil		Material No Juvenil		Cristales libres (%)
	Fragmentos vesiculados (%)	Fragmentos densos (%)	Oxidados (%)	Líticos (%)	
CYB-NV-29B	55.97	14.28	0.18	0.18	29.40
CYB-NV-4B2	55.18	19.76	2.19	2.31	20.56
CYB-NV-4C	62.71	10.90	0.51	0.43	25.45
CYB-NV-25	46.36	23.47	0.87	1.49	27.81
CYB-NV-24A	52.01	19.95	0.78	0.49	26.77
CYB-NV-24B	55.66	16.22	0.58	0.21	27.33
CYB-NV-07A	60.25	6.05	1.66	4.82	27.22
CYB-NV-10	57.18	17.97	0.81	0.65	23.39
CYB-NV-09	61.56	18.86	4.23	1.24	14.11
CYB-NV-17B	50.12	17.90	1.62	0.12	30.24
CYB-NV-27	52.82	17.15	1.29	1.01	27.72
CYB-NV-32	45.89	17.55	7.64	1.09	27.83

Los valores promedio ponderados de los componentes de la oleada piroclástica son: de fragmentos vesiculados, el 54.64%; de fragmentos densos, el 16.67%; de cristales libres, el 25.65%; de oxidados, 1.86% y de líticos, 1.17%. La muestra 04C tiene el mayor porcentaje de fragmentos vesiculados (~62%). La muestra 25 tiene el mayor porcentaje de fragmentos densos (~23%). La muestra 17B tiene el mayor porcentaje de cristales (~30%) y la muestra 07A tiene el mayor porcentaje de componentes accidentales (~6%) (Figura 55). Se puede observar que en las muestras más distales baja relativamente el porcentaje de fragmentos vesiculados, comparado con las muestras más proximales.



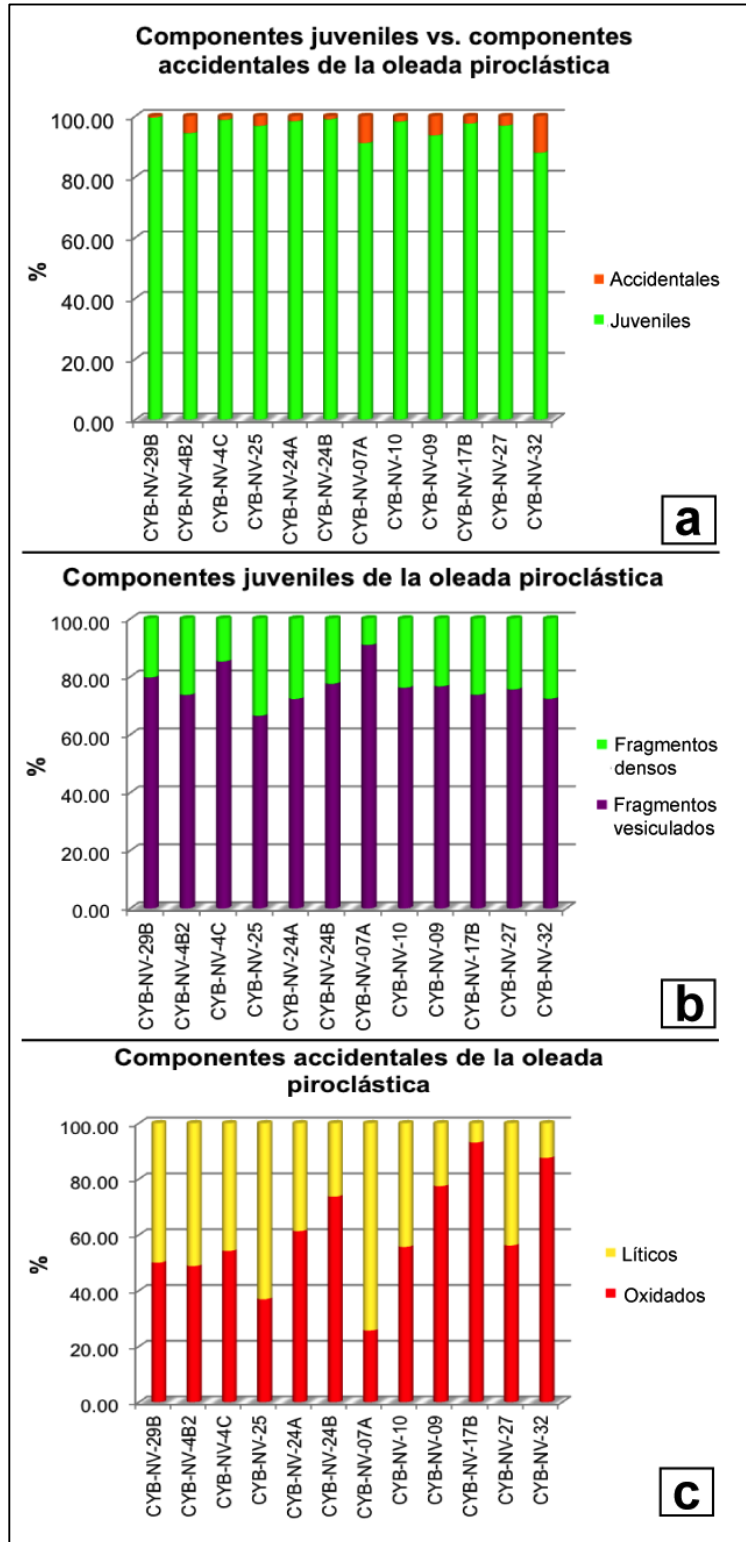
**Figura 55.** Gráfico del porcentaje de los componentes de la oleada piroclástica por muestra.

El material juvenil, que comprende los fragmentos vesiculados y los fragmentos densos corresponde al ~71% del total de los componentes de la oleada piroclástica; el ~26% corresponde a cristales libres y el ~3% restante, al material no juvenil que comprende oxidados y líticos (Figura 56). Se observa que hay mayor cantidad de componentes juveniles en comparación a los componentes del flujo piroclástico (Figura 53).



**Figura 56.** Gráfico del porcentaje promedio de los componentes de las muestras de la oleada piroclástica.

Hay una relación de aproximadamente 90-95% de componentes juveniles a 5-10% de componentes accidentales (Figura 57a). Considerando solo los componentes juveniles, existe una relación de más de 70% de fragmentos vesiculados a 30% de fragmentos densos; las muestras 04C y 07A, tienen una relación de más del 80% de fragmentos vesiculados a 20% de fragmentos densos (Figura 57b). Hay relaciones variadas entre los oxidados y líticos pero no serían representativas ya que la fracción de material accidental es pequeña (Figura 57c).



**Figura 57. a:** Gráfico resumen de los componentes juveniles vs. componentes accidentales. **b:** Gráfico resumen de los componentes juveniles. **c:** Gráfico resumen de los componentes accidentales, para la oleada piroclástica.



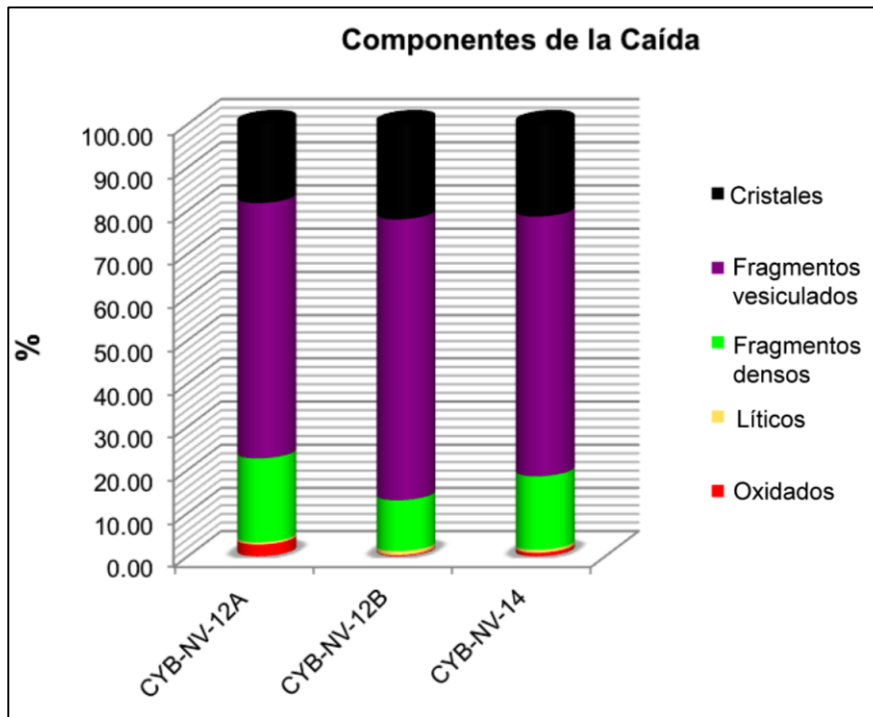
### 4.5.3. Componentes de la caída

Se seleccionaron las 3 muestras (CYB-NV-12A, CYB-NV-12B y CYB-NV-14) para ser analizadas, para cada una 7 fracciones granulométricas. El porcentaje ponderado de componentes para este depósito se muestra a continuación:

**Tabla 14.** Porcentaje ponderado de componentes de las muestras de la caída.

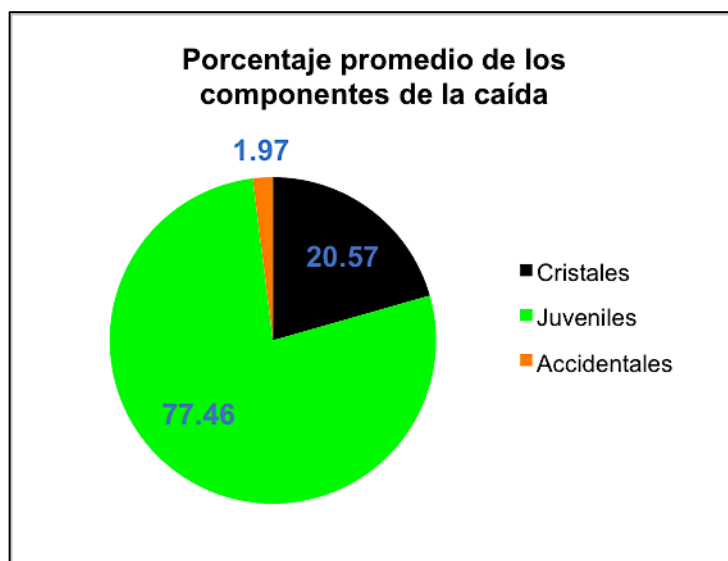
Muestra	Material Juvenil		Material No Juvenil		Cristales libres (%)
	Fragmentos vesiculados (%)	Fragmentos densos (%)	Óxidos (%)	Líticos (%)	
CYB-NV-12A	59.05	19.44	2.71	0.53	18.27
CYB-NV-12B	64.97	11.80	0.26	0.94	22.04
CYB-NV-14	60.06	17.05	0.79	0.71	21.40

Los porcentajes de cada componente son similares entre las muestras de la caída. La muestra 12B tiene ~10% menos de fragmentos densos, en comparación con las otras dos muestras. En las tres muestras predominan los fragmentos vesiculados, seguido por los cristales, los fragmentos densos y por último, el material accidental (Figura 58).



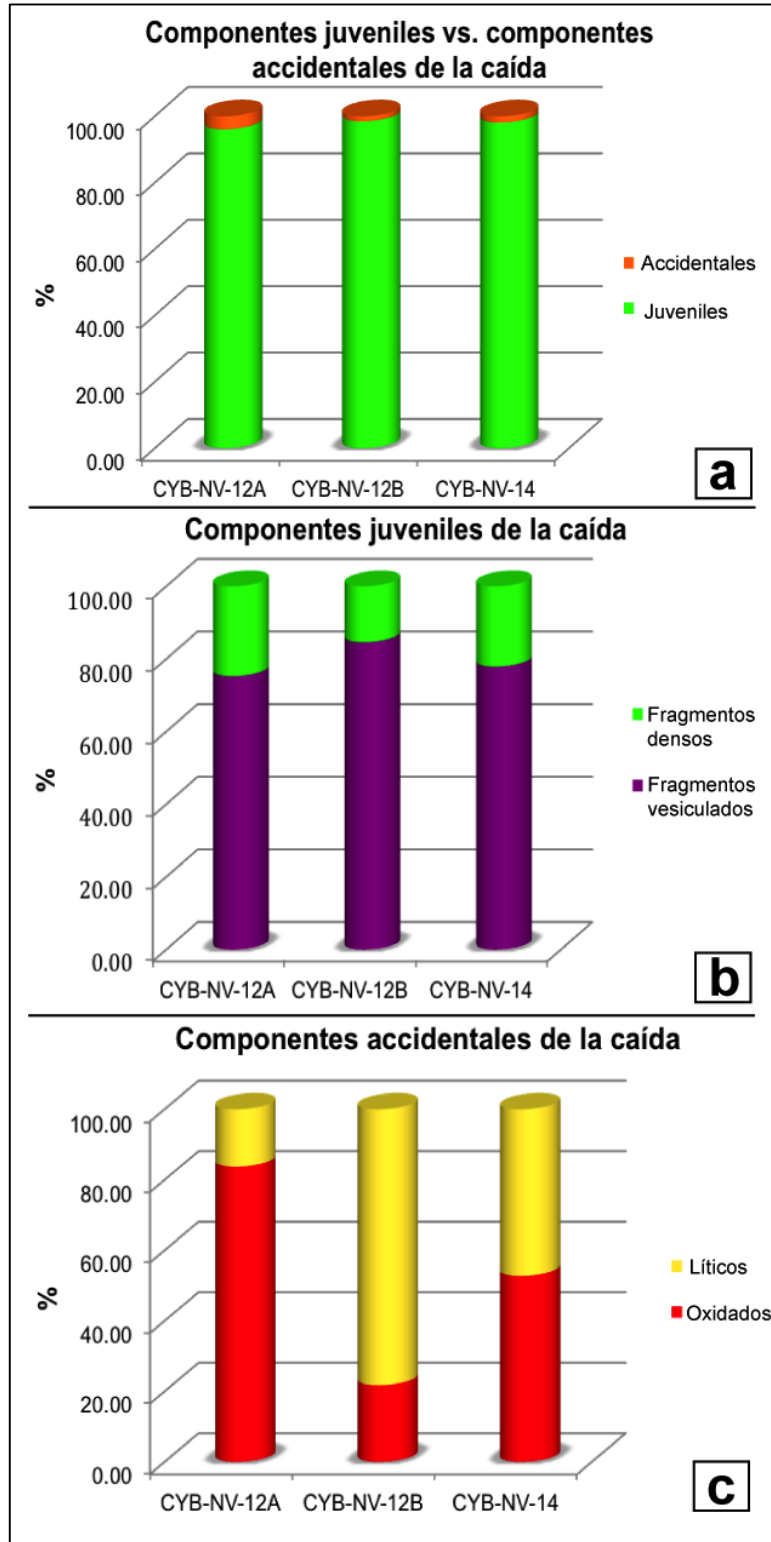
**Figura 58.** Gráfico del porcentaje de los componentes de la caída por muestra.

El material juvenil, que comprende los fragmentos vesiculados y los fragmentos densos corresponde al ~21% del total de los componentes de la caída piroclástica, el ~77% corresponde a minerales libres y el ~2% restante, al material no juvenil del depósito, los óxidos y líticos (Figura 59).



**Figura 59.** Gráfico del porcentaje promedio de los componentes de las muestras de la caída.

Hay una relación de aproximadamente 98% de componentes juveniles a 2% de componentes accidentales (Figura 60a). Considerando solo los componentes juveniles la muestra 12A y 14 tienen una relación de casi 70% de fragmentos vesiculados a 30% de fragmentos densos; mientras que la muestra 12B, una relación de casi 80% fragmentos vesiculados a 20% de fragmentos densos (Figura 60b). Y considerando solo los componentes accidentales, la muestra 12A tiene una relación de casi 80% de oxidados a 20% de líticos; la muestra 12B, una relación de casi 17% de oxidados a 83% de líticos y la muestra 14, una relación de casi 43% de oxidados a 57% de líticos, aunque estas relaciones no serían representativas ya que la fracción de componentes accidentales es muy pequeña (Figura 60c).



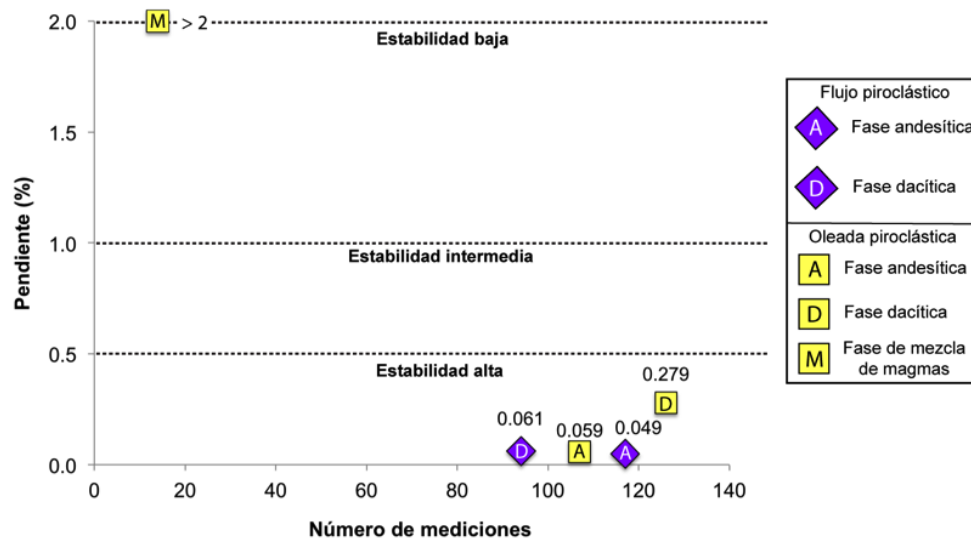
**Figura 60.** **a:** Gráfico resumen de los componentes juveniles vs. componentes accidentales. **b:** Gráfico resumen de los componentes juveniles. **c:** Gráfico resumen de los componentes accidentales, para la caída.

## 4.6. Densidad/porosidad

Para el análisis de la densidad y la porosidad del flujo piroclástico se analizaron 211 fragmentos juveniles vesiculares y poco vesiculares, con tamaños de 74 a 16 mm, de las 3 muestras de este depósito: CYB-NV-34, CYB-NV-33 y CYB-NV-06A. Para la oleada piroclástica se analizaron 247 fragmentos juveniles vesiculares, con tamaños de 86 a 20 mm, de 13 muestras de este depósito: CYB-NV-04C, CYB-NV-04B2, CYB-NV-06A, CYB-NV-010, CYB-NV-09, CYB-NV-24A, CYB-NV-11A, CYB-NV-29B, CYB-NV-08, CYB-NV-21, CYB-NV-24B, CYB-NV-07A y CYB-NV-25. Los resultados de los dos depósitos se presentan separados por fases composicionales interpretadas en la descripción petrográfica para este ensayo: andesitas y dacitas.

Con el valor de  $ssw_{rho\_5}$  arrojado por el código R mencionado en el Capítulo 3 se puede realizar una curva de estabilidad (Figura 61). El gráfico muestra que para un valor de Pendiente (%) menor a 0.5 las mediciones realizadas para este ensayo tienen una estabilidad alta, es decir, que el número de mediciones es muy bueno para conseguir resultados representativos.

Entonces, para las fases andesíticas y dacíticas interpretadas del flujo piroclástico, la estabilidad es alta, con un número de mediciones de 117 y 94, respectivamente y un valor de Pendiente (%) de 0.049 y 0.061, respectivamente. Para las fases andesíticas y dacíticas interpretadas de la oleada piroclástica, la estabilidad es alta también, con un número de mediciones de 107 y 126, respectivamente y un valor de Pendiente (%) de 0.059 y 0.279. En cambio, la fase con evidencia de mezcla de magmas presenta una baja estabilidad debido a que el número de clastos analizados es muy bajo (14) (Figura 61).



**Figura 61.** Curva de estabilidad para las mediciones de los depósitos del flujo piroclástico y la oleada piroclástica.

#### **4.6.1. Densidad**

En la Tabla 15 se presentan los valores de los parámetros estadísticos gráficos arrojados por el código R para el análisis de la densidad del flujo piroclástico y la oleada piroclástica.

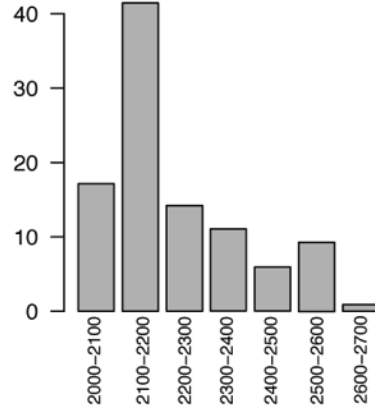
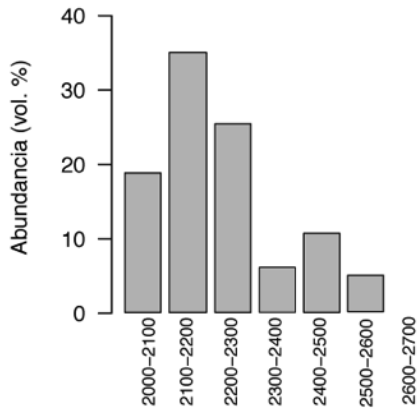
El material juvenil vesicular y poco vesicular de tamaño lapilli grueso y bloques del flujo piroclástico de bloques y ceniza tiene una densidad media ponderada de  $2.23 \text{ g/cm}^3$ ; una desviación estándar inclusiva de 159.61; un histograma casi simétrico (0.007) y una distribución platicúrtica, para la fase andesítica (Figura 62a). La fase dacítica tiene una densidad media ponderada de  $1.75 \text{ g/cm}^3$ ; una desviación estándar inclusiva de 181.86; un histograma casi simétrico (-0.04) y una distribución mesocúrtica (Figura 62b). Los histogramas son unimodales. La moda de la fase andesítica está en los valores  $2.10\text{-}2.20 \text{ g/cm}^3$  y la moda de la fase dacítica está en los valores  $1.70\text{-}1.80 \text{ g/cm}^3$ .

Por otro lado, el material juvenil vesicular de tamaño lapilli grueso y bloques de la oleada piroclástica tiene una densidad media ponderada de  $2.22 \text{ g/cm}^3$ , una desviación estándar inclusiva de 134.21; un histograma casi simétrico a positivo (0.11) y una distribución platicúrtica, para la fase andesítica (Figura 62a). La fase dacítica tiene una densidad media ponderada de  $1.55 \text{ g/cm}^3$ ; una desviación estándar inclusiva de 354.01; un histograma negativo (-0.13) y una distribución mesocúrtica (Figura 62b). La fase con evidencia de mezcla de magmas tiene una densidad media ponderada de  $1.44 \text{ g/cm}^3$ ; una desviación estándar inclusiva de 310.0; un histograma casi simétrico (-0.05) y una distribución platicúrtica (Figura 62c). Los histogramas son unimodales. La moda de la fase andesítica está en los valores  $2.10\text{-}2.20 \text{ g/cm}^3$ . la moda de la fase dacítica está en los valores  $1.30\text{-}1.40 \text{ g/cm}^3$  y la moda de la fase de mezcla de magmas está en los valores  $1.20\text{-}1.30 \text{ g/cm}^3$ .

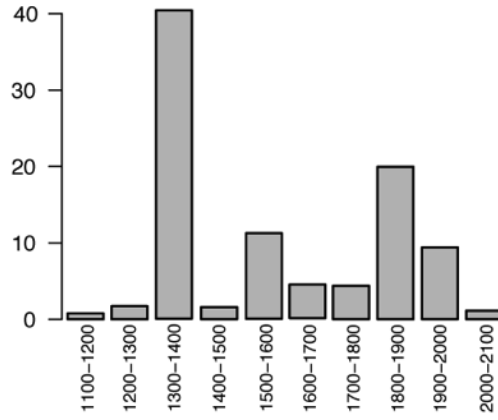
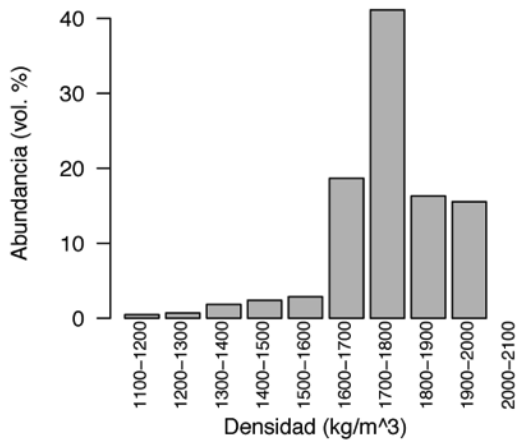
**Flujo piroclástico de bloques y ceniza**

**Oleada piroclástica**

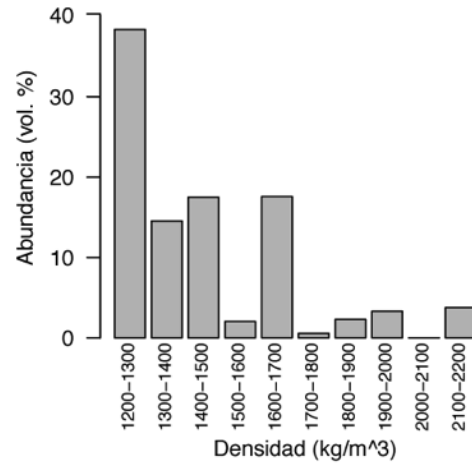
**a) Fase andesítica**



**b) Fase dacítica**



**c) Fase de mezcla de magmas**



**Figura 62.** Histogramas de la densidad del flujo piroclástico de bloques y ceniza y la oleada piroclástica.

**Tabla 15.** Parámetros estadísticos gráficos de la densidad obtenidos en el software R para el flujo piroclástico y la oleada piroclástica.

Depósito	Fase interpretada	Media ponderada	Parámetros estadísticos gráficos según Inman			Parámetros estadísticos gráficos según Folk			
			Mediana	Desviación estándar	Asimetría	Media	Desviación estándar inclusiva	Asimetría inclusiva	Curtosis
Flujo piroclástico de bloques y ceniza	Andesítica	2225.26	2233.48	159.61	0.007	2234.88	147.56	0.06	0.86
	Dacítica	1751.71	1762.50	181.86	-0.04	1753.07	174.77	-0.14	0.95
Oleada piroclástica	Andesítica	2222.35	2192.79	134.21	0.11	2212.77	132.32	0.27	0.88
	Dacítica	1545.43	1678.09	354.01	-0.13	1617.35	347.31	-0.35	0.91
	Mezcla de magmas	1445.52	1669.25	310.00	-0.05	1647.46	280.12	-0.02	0.81

La Figura 63 muestra los parámetros estadísticos gráficos versus los valores de la media ponderada de la densidad, tanto de las fases composicionales del flujo piroclástico, como de las de la oleada piroclástica (Tabla 15).

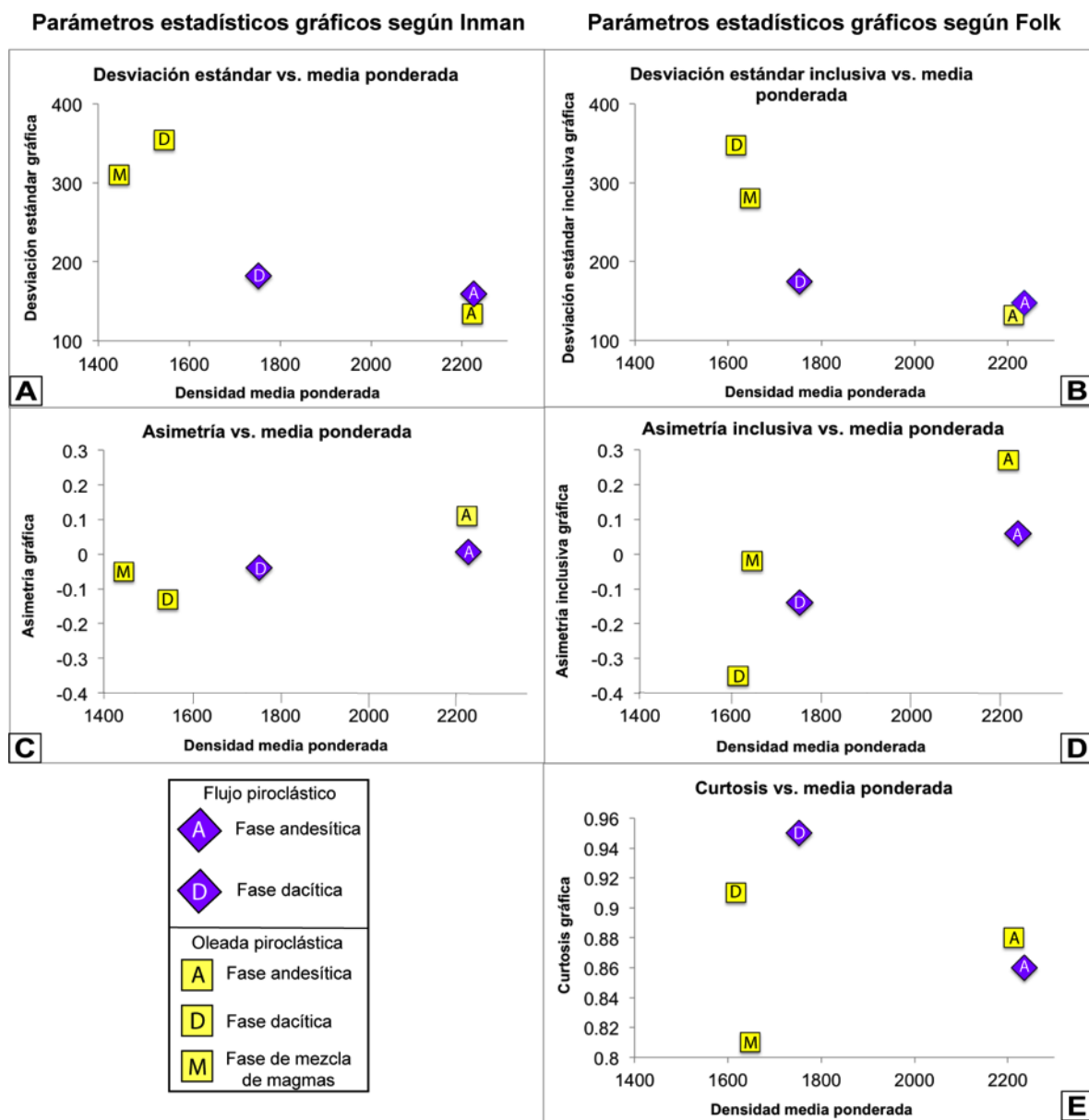
La densidad media ponderada de la fase dacítica del flujo piroclástico es mayor a la fase dacítica de la oleada. La densidad media ponderada de la fase andesítica es muy similar a la de la oleada, las dos más grandes que las de las fases dacíticas de cada depósito.

La desviación estándar es mayor en la fase dacítica de la oleada piroclástica y del flujo piroclástico lo que sugiere que el sorteo es más pobre en los lapilli gruesos y bloques dacíticos. Por otro lado, se observa que la fases dacíticas de los depósitos son asimétricamente más negativas que las andesíticas. Por último, la curtosis de las fases dacíticas reflejan una distribución mesocúrtica en los histogramas de la densidad, mientras que la curtosis de las fases andesíticas reflejan una distribución platicúrtica. Los valores de las fases andesíticas de los depósitos son muy parecidos entre ellos.

#### 4.6.2. Porosidad

Para el cálculo de la porosidad de los depósitos se obtuvo un valor teórico de densidad, el DRE, calculado por el método del picnómetro. Se escogieron 2 muestras para cada depósito, una de

composición andesítica y otra, con composición dacítica. Para cada muestra, el ensayo fue realizado 2 veces. Para el flujo piroclástico, el DRE obtenido para la andesita fue de  $2.77 \text{ g/cm}^3$  y para la dacita fue de  $2.58 \text{ g/cm}^3$ . En cambio, para la oleada piroclástica el DRE obtenido para la andesita fue de  $2.75 \text{ g/cm}^3$  y para la dacita fue de  $2.55 \text{ g/cm}^3$ .



**Figura 63.** Parámetros gráficos de Inman: Desviación Estándar Gráfica, Asimetría Gráfica y parámetros gráficos de Folk & Ward: Desviación Estándar Inclusiva, Asimetría Gráfica Inclusiva y Curtosis para la densidad del flujo y la oleada piroclástica.



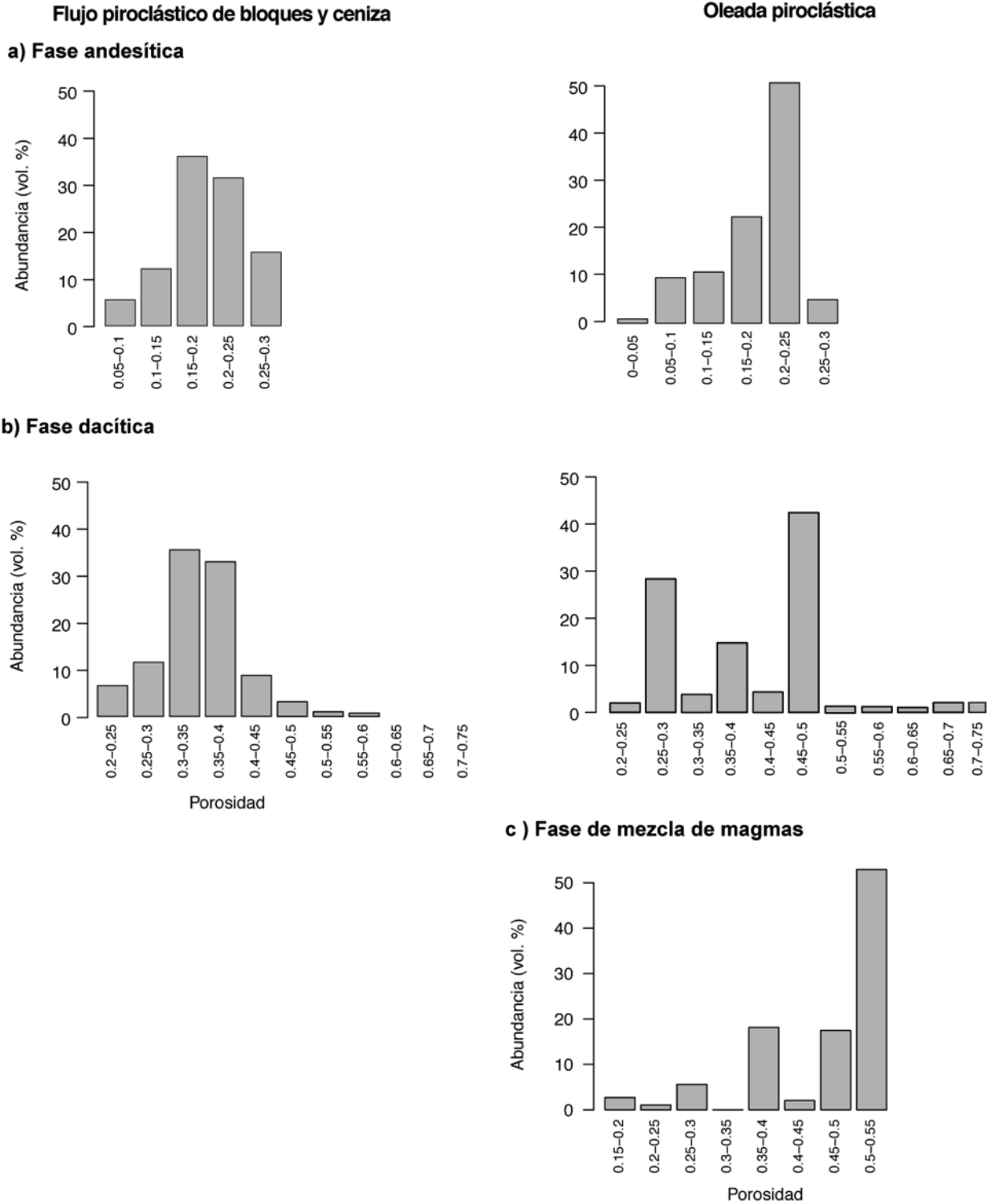
En la Tabla 16 se presentan los valores de los parámetros estadísticos arrojados por el código R para el análisis de la porosidad del flujo piroclástico y la oleada piroclástica. La porosidad está medida en una escala de 0 a 1. Valores más altos representen mayor porosidad.

El material juvenil vesicular de tamaño lapilli grueso y bloques del flujo piroclástico de bloques y ceniza tiene una porosidad media ponderada de 0.19; una desviación estándar inclusiva de 0.06; un histograma casi simétrico (0.02) y una distribución platicúrtica, para la fase andesítica (Figura 64a). La fase dacítica tiene una porosidad media ponderada de 0.34; una desviación estándar inclusiva de 0.06; un histograma positivo (0.10) y una distribución mesocúrtica (Figura 64b). Los histogramas son unimodales. La moda de la fase andesítica está en los valores 0.15-0.20 y la moda de la fase dacítica está en los valores 0.30-0.35.

Por otro lado, el material juvenil vesicular de tamaño lapilli grueso y bloques de la oleada piroclástica tiene una porosidad media ponderada de 0.19; una desviación estándar inclusiva de 0.05; un histograma con asimetría negativa (-0.11) y una distribución mesocúrtica (Figura 64a), para la fase andesítica. La fase dacítica tiene una porosidad media ponderada de 0.41; una desviación estándar inclusiva de 0.12; un histograma positivo (0.10) y una distribución mesocúrtica (Figura 64b). La fase de mezcla de magmas tiene una porosidad media ponderada de 0.45 (Figura 64c). La moda de la fase andesítica está en los valores 0.20-0.25, la moda de la fase dacítica está en los valores 0.45-0.50 y la moda de la fase de mezcla de magmas está en los valores 0.50-0.55.

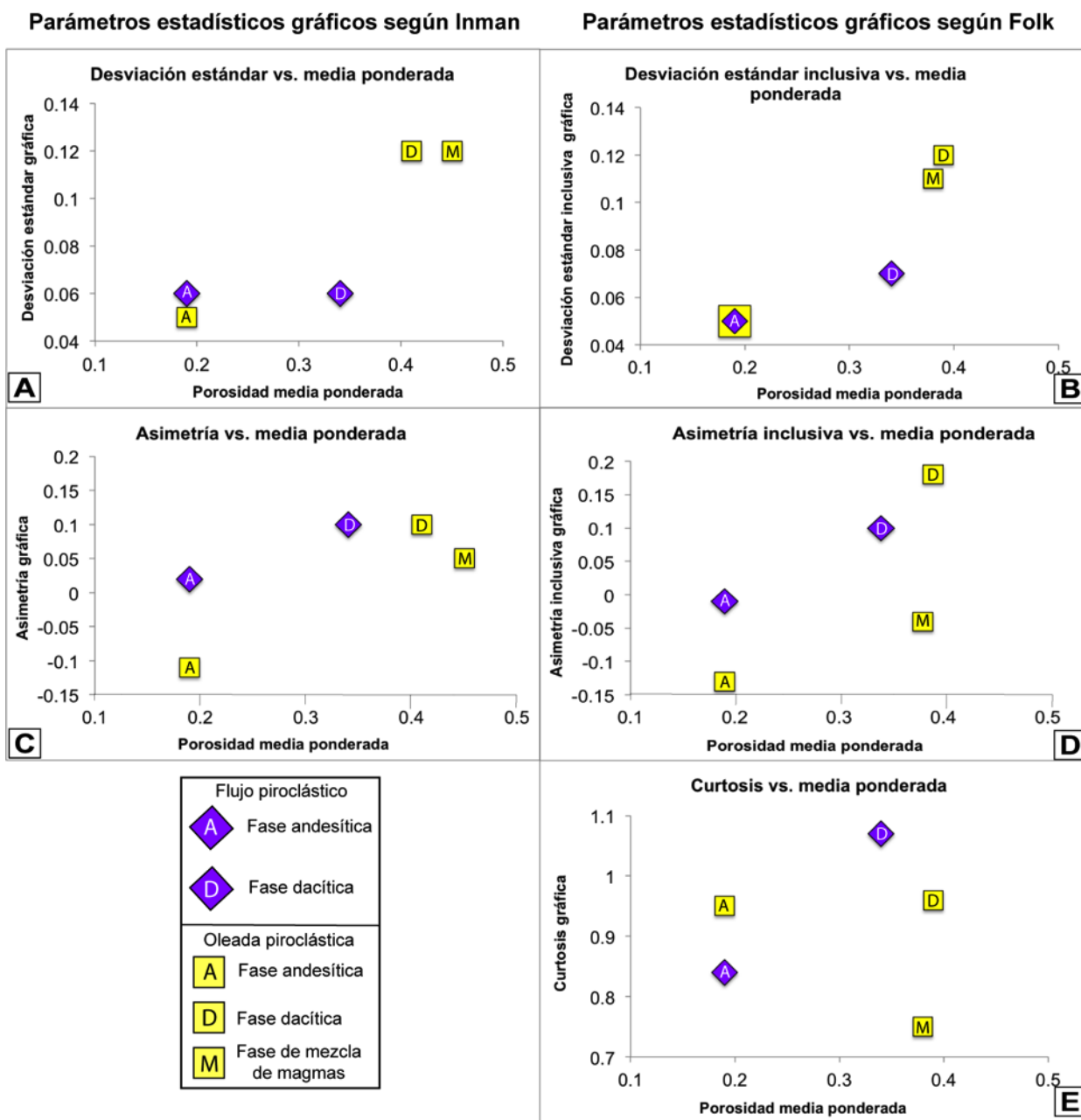
**Tabla 16.** Parámetros estadísticos gráficos de la porosidad obtenidos en el software R para el flujo piroclástico y la oleada piroclástica.

Depósito	Fase	Media ponderada	Parámetros estadísticos gráficos según Inman			Parámetros estadísticos gráficos según Folk			
			Mediana	Desviación estándar	Asimetría	Media	Desviación estándar inclusiva	Asimetría inclusiva	Curtosis
Flujo piroclástico de bloques y ceniza	Andesítica	0.19	0.18	0.06	0.02	0.19	0.05	-0.01	0.84
	Dacítica	0.34	0.33	0.06	0.10	0.34	0.07	0.10	1.07
Oleada piroclástica	Andesítica	0.19	0.20	0.05	-0.11	0.19	0.05	-0.13	0.95
	Dacítica	0.41	0.37	0.12	0.10	0.39	0.12	0.18	0.96
	Mezcla	0.45	0.37	0.12	0.05	0.38	0.11	-0.04	0.75



**Figura 64.** Histogramas de la porosidad (medida de 0 a 1, siendo 1 la porosidad total) del flujo piroclástico de bloques y ceniza y la oleada piroclástica.

La Figura 65 muestra los parámetros estadísticos gráficos vs. los valores de la media ponderada de la porosidad, tanto del flujo piroclástico, como de la oleada piroclástica (Tabla 16). La porosidad media ponderada de la fase dacítica de la oleada piroclástica es mayor a la del flujo. Las porosidades medias de las fases andesíticas son muy similares para los dos depósitos pero son más pequeñas que las fases dacíticas. Los valores de la desviación estándar y la desviación estándar inclusiva, la asimetría y la asimetría inclusiva son más grandes para la oleada piroclástica.



**Figura 65.** Parámetros gráficos de Inman: Desviación Estándar Gráfica, Asimetría Gráfica y parámetros gráficos de Folk & Ward: Desviación Estándar Inclusiva, Asimetría Gráfica Inclusiva y Curtosis para la porosidad del flujo y la oleada piroclástica.

### 4.6.3. Volumen de Roca Equivalente (VRE)

El volumen de Roca Densa Equivalente (En inglés: DRE volume) corresponde al volumen de magma expulsado no vesiculado, es decir, el volumen de magma previo a la erupción (Croweller et al., 2012). Es importante aclarar que se hace una primera estimación del volumen DRE para lo que se interpretó como la fase más cercana a la andesítica resultante y la fase más cercana a la dacítica resultante, de la erupción San Marcos, considerando el proceso de mezcla de magmas que hay en el Volcán Cayambe. Esta distinción es petrográfica y considerando la densidad y la porosidad resultante de los piroclastos en el ensayo anterior.

Con la ecuación:

$$\text{Volumen } DRE_{PDC} = V_{PDC} \times J_{PDC} \times \delta_{PDC} / \delta_{\text{magma}}$$

#### Ecuación 16

tomada de Bernard et al. (2014) es posible hacer esta estimación.

El  $V_{PDC}$  es el valor del volumen de cada depósito (ver Tabla 18). El valor de  $J_{PDC}$  es el % en vol. de componentes juveniles andesíticos y dacíticos de cada depósito, el cual fue estimado con el porcentaje de andesita y dacita obtenido en la interpretación petrográfica de las descripciones de los fragmentos del ensayo de densidad y porosidad. El valor de  $\delta_{PDC}$  corresponde a la densidad de los depósitos y fue obtenido de Vásconez (2015), ya que se estudiaron depósitos de corrientes de densidad piroclástica con composiciones de wt. % de  $\text{SiO}_2$  similares a los de este trabajo (62.5-65%). Para el flujo piroclástico de tipo bloques y ceniza se utilizó un valor de  $2100 \text{ kg/cm}^3$  y para la oleada piroclástica, un valor de  $1700 \text{ kg/cm}^3$ . Y el valor de  $\delta_{\text{magma}}$  es la densidad estimada de magma, el valor teórico del magma. Para el magma andesítico se utilizó un valor de  $2500 \text{ kg/cm}^3$  y para el magma dacítico, un valor de  $2400 \text{ kg/cm}^3$ , valores tomados de Croweller et al (2012).

Para el depósito del flujo piroclástico de bloques y ceniza, se calculó un 55% de magma andesítico y 45% de magma dacítico, por lo que el volumen de magma andesítico es de 0.15-0.23 km<sup>3</sup> (150-230x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>) y el volumen de magma dacítico es de 0.13-0.19 km<sup>3</sup> (130-190x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>). El volumen total de magma está estimado en 0.28-0.34 km<sup>3</sup> (280-340x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>).

Para el depósito de la oleada piroclástica, se calculó un 46% de magma andesítico y 54% de magma dacítico, por lo que el volumen de magma andesítico es de 0.02-0.03 km<sup>3</sup> (20-30x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>) y el volumen de magma dacítico es de 0.02-0.04 km<sup>3</sup> (20-40x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>). El volumen total de magma está estimado en 0.04-0.07 km<sup>3</sup> (40-70x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>).

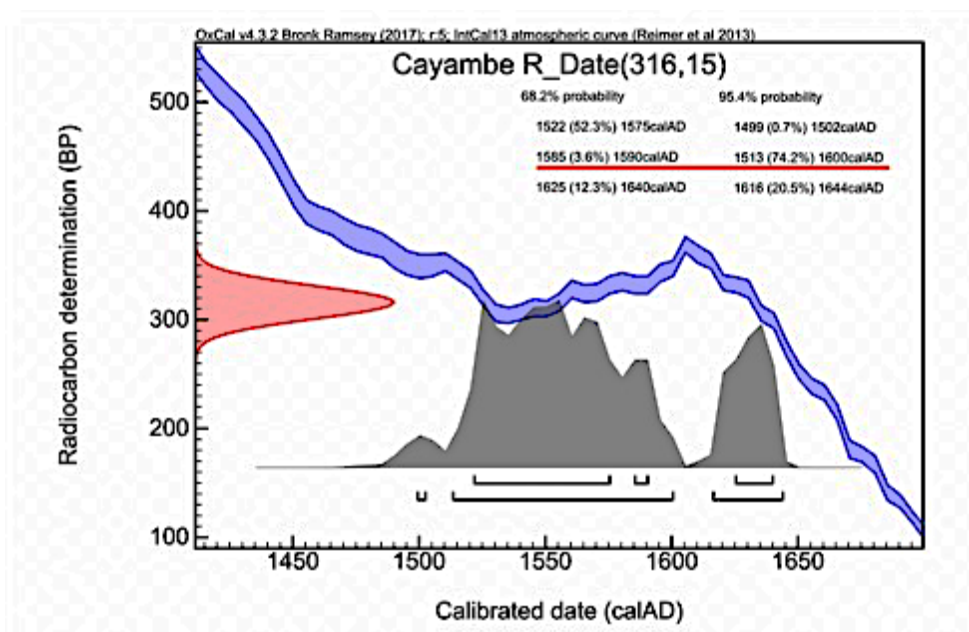
Estos resultados tienen ciertas limitaciones, como son: el no contar con estudios químicos para comprobar que la fase que se describe como andesítica y la fase que se describe como dacítica corresponden al miembro final andesítico y dacítico en el proceso de mezcla de magmas de la erupción San Marcos. Y el sesgo de tamaño que puede haber, ya que se consideran solamente las fracciones grandes para hacer la clasificación de fases y el % vol. de juveniles es considerado de las fracciones más pequeñas del ensayo de componentes. Sin embargo, estas estimaciones pueden ser importantes ya que permiten conocer, preliminarmente, el volumen del magma de cada composición que se puso en contacto al momento de la erupción y la formación de cada fase.

## **4.7. Edad**

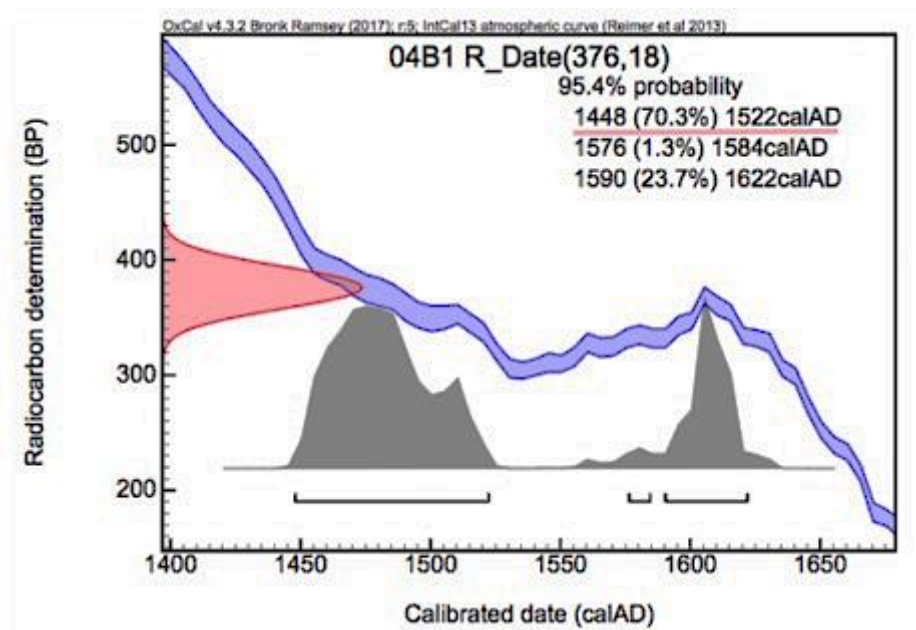
Dos nuevas dataciones <sup>14</sup>C fueron hechas para encontrar una edad probable para la erupción San Marcos.

En la ubicación en UTM zona 18N 171243 E 11105 N, cerca de la Laguna San Marcos, fue posible encontrar material para datar en un nivel descrito como un depósito de flujo piroclástico posterior al flujo piroclástico San Marcos. El resultado de la edad <sup>14</sup>C, en años AP (Antes del Presente) es de 316 ± 15. La edad calibrada con la curva atmosférica (Reimer et al., 2013) a años calendario AD (anno Domini) más probable 95.4% (2σ) es entre 1513 y 1585 (74.2%). El resultado de esta datación señala que el flujo piroclástico San Marcos tendría una edad más vieja que la del nivel sobre él (Figura 66).

Fue posible encontrar material orgánico carbonizado en el depósito de la oleada piroclástica. El material carbonizado fue tomado de la ubicación en UTM Zona 18N 167065 E 6160 N, aproximadamente a 3.5 km de la cima principal. El resultado de la edad  $^{14}\text{C}$ , en años AP (Antes del Presente) es de  $376 \pm 18$ . La edad calibrada con la curva atmosférica (Reimer et al., 2013) a años calendario AD (anno Domini) más probable 95.4% ( $2\sigma$ ) es entre 1448 y 1522 (74.2%) (Figura 67). Se descarta edad más joven porque no hay crónicas históricas como, por ejemplo, la de la erupción de 1640 del Volcán Tungurahua. Esto, quizá porque la llegada de los españoles al Ecuador es aproximadamente en 1534 AD y las fundaciones de las ciudades cercanas al volcán Cayambe fueron en ese mismo año o posteriores: Quito en 1534 AD, Ibarra en 1606 AD y Cayambe en 1883 AD. Además, la Hacienda Guachalá, la edificación más vieja de la zona del Volcán Cayambe, tiene construcciones que datan desde 1580 AD, lo que ratifica que el Evento San Marcos tuvo que haber sido más viejo que 1580.



**Figura 66.** Edad más probable calibrada con la curva atmosférica (Reimer et al., 2013) del nivel datado sobre el flujo piroclástico San Marcos, en el programa OxCal (Ramsey, 2017) de 95.4% ( $2\sigma$ ) es entre 1513 y 1585 (74.2%).



**Figura 67.** Edad más probable calibrada con la curva atmosférica (Reimer et al., 2013) de la oleada piroclástica, en el programa OxCal (Ramsey, 2017) de 5.4% ( $2\sigma$ ) es entre 1448 y 1522 (74.2%).

## 4.8. Caracterización geoquímica de los depósitos estudiados

Con los datos geoquímicos existentes del Volcán Cayambe (Samaniego et al., 2005) se presentan los resultados geoquímicos de 3 muestras correspondientes al flujo piroclástico (FP3 en Samaniego et al., 2005) y 6 muestras correspondientes a la oleada piroclástica (FP4 en Samaniego et al., 2005), depósitos que son el objeto de este estudio. Adicionalmente, en los gráficos generados, se muestran 2 campos geoquímicos: uno, correspondiente a 116 muestras del edificio Nevado Cayambe y otro, correspondiente a 11 muestras de los flujos piroclásticos recientes que ocurrieron antes de la erupción San Marcos, denominados por Samaniego et al. (1998); Samaniego et al. (2005) como FP1 y FP2.

### 4.8.1. Análisis geoquímico con los elementos mayores

La Tabla 17 presenta la composición en elementos mayores de las 9 muestras analizadas de los

depósitos estudiados, expresados en wt.%. Estos análisis fueron graficados recalculándolos al 100 wt.% en base anhidra, y el hierro está representado como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t.

**Tabla 17.** Datos químicos de 5 muestras correspondientes a los depósitos estudiados, expresados en wt.%, publicados en Samaniego et al. (2005) y de 4 muestras, sin publicar (CYB-NV-29A1; 29A2; 30-1; 30-2).

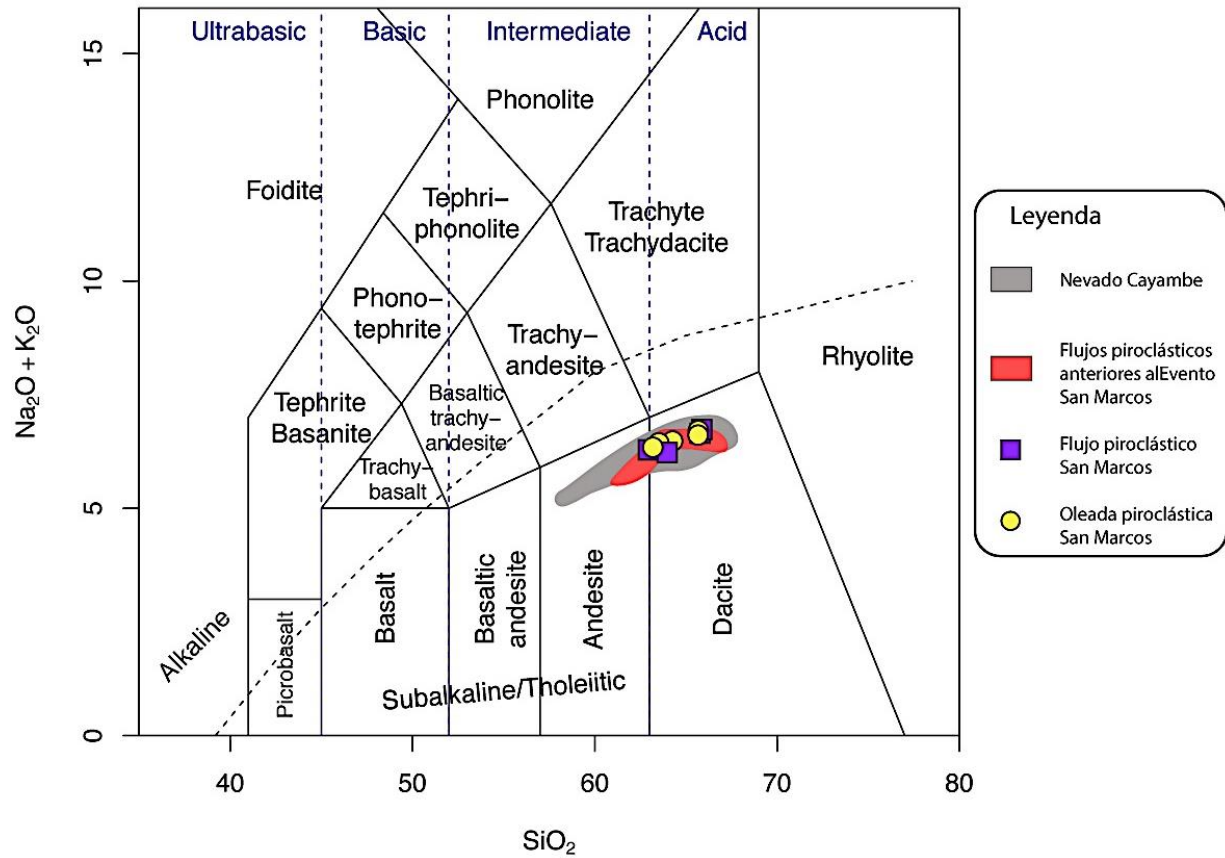
	Flujo piroclástico			Oleada piroclástica					
	CAY 7	CAY 9E	CAY 9D	CAY 2A	CAY 2E	CYB-NV-29A1	CYB-NV-29A2	CYB-NV-30-1	CYB-NV-30-2
SiO <sub>2</sub>	65	61.6	64.8	62.4	64.6	62.96	63.31	63.04	64.84
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.65	0.53	0.64	0.54	0.65	0.60	0.62	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.55	16.95	16.6	17.1	16.7	16.97	16.47	17.00	16.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	4.48	5.53	4.25	5.43	4.37	5.61	5.25	5.30	4.79
MnO	0.07	0.09	0.07	0.09	0.07	0.09	0.08	0.08	0.08
MgO	1.74	2.32	1.66	2.34	1.72	2.27	2.06	2.16	1.78
CaO	4.14	4.93	4.1	4.91	4.14	5.16	4.71	5.03	4.23
Na <sub>2</sub> O	4.3	4.21	4.35	4.24	4.29	4.33	4.27	4.37	4.32
K <sub>2</sub> O	2.27	1.94	2.27	1.97	2.21	1.99	2.11	2.02	2.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.2	0.17	0.19	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17
LOI 1050°C	0.37	0.89	0.6	0.15	0.7	0.11	0.33	0.26	0.43
<b>TOTAL</b>	<b>99.64</b>	<b>99.31</b>	<b>99.4</b>	<b>99.46</b>	<b>99.51</b>	<b>100.32</b>	<b>99.36</b>	<b>100.05</b>	<b>99.64</b>
<b>La</b>	<b>21</b>	<b>19.5</b>	<b>20.5</b>	<b>19.2</b>	<b>20.5</b>	<b>19.61</b>	<b>20.01</b>	<b>19.02</b>	<b>20.98</b>
<b>Rb</b>	<b>61</b>	<b>50</b>	<b>60</b>	<b>51</b>	<b>59</b>	<b>56.03</b>	<b>58.20</b>	<b>53.45</b>	<b>63.30</b>
<b>Ni</b>	<b>9</b>	<b>15</b>	<b>10</b>	<b>13</b>	<b>9</b>	<b>14.52</b>	<b>13.19</b>	<b>14.92</b>	<b>10.54</b>
<b>Yb</b>	<b>0.76</b>	<b>0.905</b>	<b>0.72</b>	<b>0.9</b>	<b>0.76</b>	<b>0.92</b>	<b>0.81</b>	<b>0.85</b>	<b>0.75</b>
<b>Co</b>	<b>12</b>	<b>20</b>	<b>17</b>	<b>15</b>	<b>17</b>	<b>15.37</b>	<b>14.36</b>	<b>14.00</b>	<b>12.42</b>
<b>Sc</b>	<b>6.6</b>	<b>9.1</b>	<b>6.1</b>	<b>9.2</b>	<b>6.6</b>	<b>8.96</b>	<b>7.71</b>	<b>8.28</b>	<b>6.78</b>
<b>V</b>	<b>86</b>	<b>115</b>	<b>80</b>	<b>112</b>	<b>83</b>	<b>112.00</b>	<b>104.97</b>	<b>106.53</b>	<b>92.70</b>
<b>Nb</b>	<b>6.6</b>	<b>6.2</b>	<b>6.6</b>	<b>6.2</b>	<b>6.6</b>	<b>6.27</b>	<b>7.11</b>	<b>6.39</b>	<b>7.07</b>

#### - Clasificación geoquímica

El diagrama Total Alkali-Silica TAS de Le Bas et al. (1986) (Figura 68) permite clasificar las muestras del flujo y la oleada piroclástica como rocas con composición desde andesítica hasta dacítica (62.59-65.83 wt. % de SiO<sub>2</sub> recalculados al 100 wt.% en base anhidra). Todas las muestras tienen un contenido de álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) mayor a 5 wt.% y se encuentran dentro del campo de los flujos piroclásticos pre San Marcos y por ende, dentro del campo del edificio

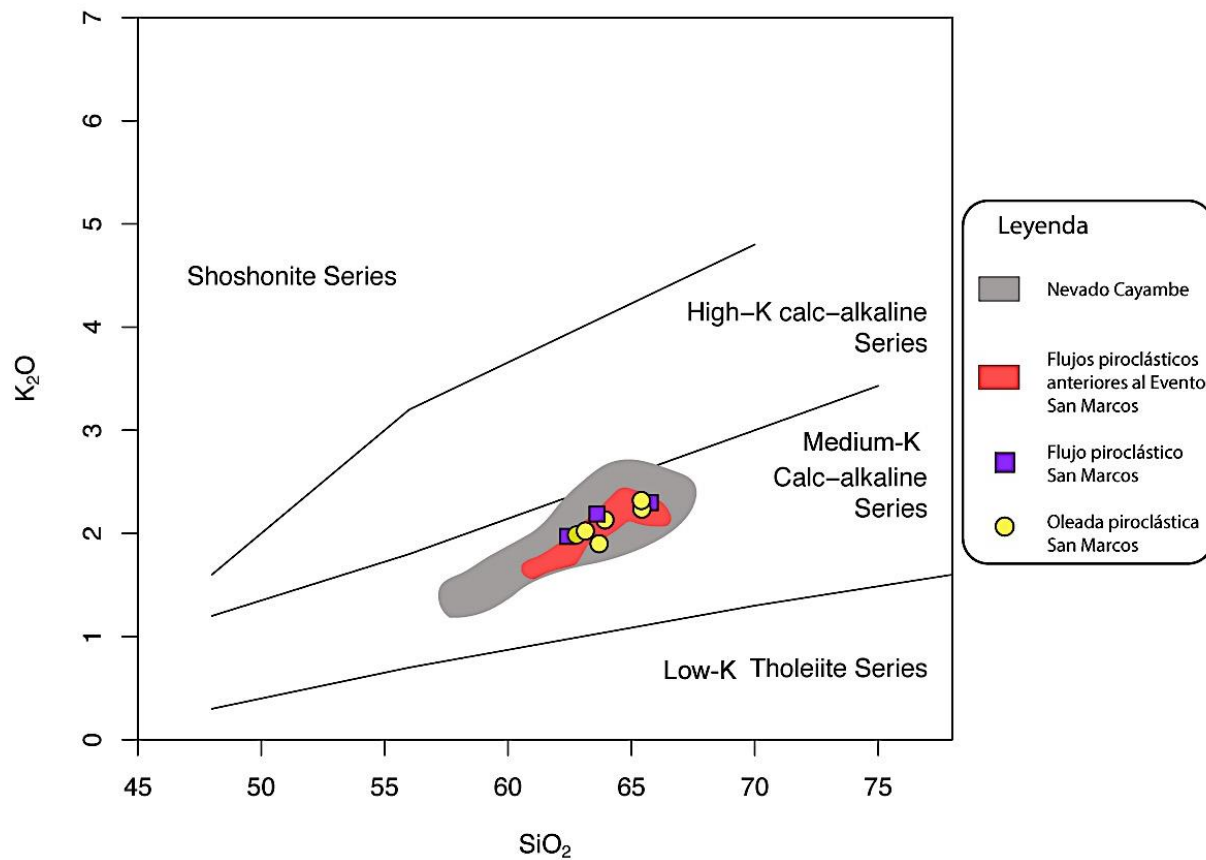


Nevado Cayambe.



**Figura 68.** Clasificación geoquímica del flujo piroclástico y la oleada piroclástica, estudiados en este trabajo. Diagrama Total Alkali-Silica TAS según Le Bas et al. (1986).

El diagrama  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  según Peccerillo & Taylor, (1976) (Figura 69) clasifica las muestras del flujo y la oleada piroclástica como rocas calco-alcalinas en el campo de medio K, con porcentajes de  $\text{K}_2\text{O}$  entre 1.97-2.32%.



**Figura 69.** Clasificación geoquímica de los productos eruptivos correspondientes al flujo piroclástico y a la oleada piroclástica, depósitos estudiados en este trabajo. Diagrama  $SiO_2$ - $K_2O$  según Peccerillo & Taylor, (1976).

#### - Diagramas Harker

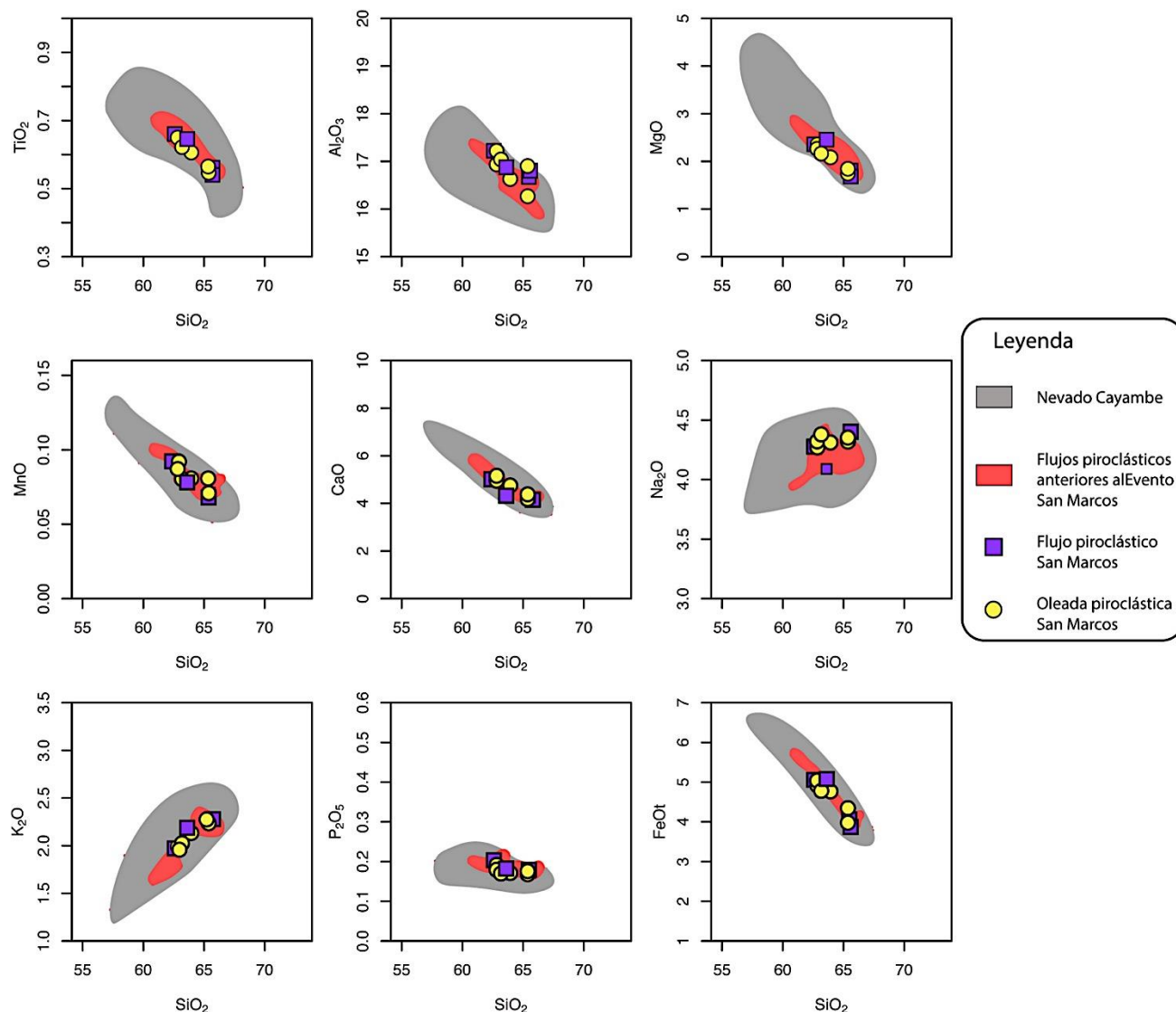
Los diagramas harker grafican los elementos mayores  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3t$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  y  $P_2O_5$  vs.  $SiO_2$  (Figura 70). Estos diagramas permiten relacionar el incremento de sílica con la evolución magmática y permiten definir los minerales que han fraccionado, analizando las tendencias que presentan los elementos mayores.

Existe una relación directamente proporcional entre  $Na_2O$ ,  $K_2O$  y  $SiO_2$  y una relación inversamente proporcional entre  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3t$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $P_2O_5$  y  $SiO_2$ .

El decrecimiento de  $MgO$ ,  $Fe_2O_3t$ ,  $CaO$  y  $Al_2O_3$  con el incremento de  $SiO_2$  sugiere la remoción de estos elementos mayores para la formación de sobretodo, plagioclasa cálcica y piroxenos pero también de anfíbol. Además, el decrecimiento del  $TiO_2$  a medida que aumenta el porcentaje de

SiO<sub>2</sub> sugiere la cristalización de óxidos de Fe y Ti. Por otro lado, el incremento de Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O, indica que no son incorporados para la cristalización de minerales y se conservan o concentran en el líquido residual. El P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> no fracciona, es decir, no hay formación temprana de apatito.

En resumen, en las muestras correspondientes al flujo piroclástico y la oleada piroclástica los minerales que pudieron fraccionar son los plagioclasas, piroxenos, anfíboles y óxidos de hierro y titanio.



**Figura 70.** Diagramas de Elementos Mayores vs. SiO<sub>2</sub> (en porcentaje en peso).

#### **4.8.2. Análisis geoquímico con los elementos traza.**

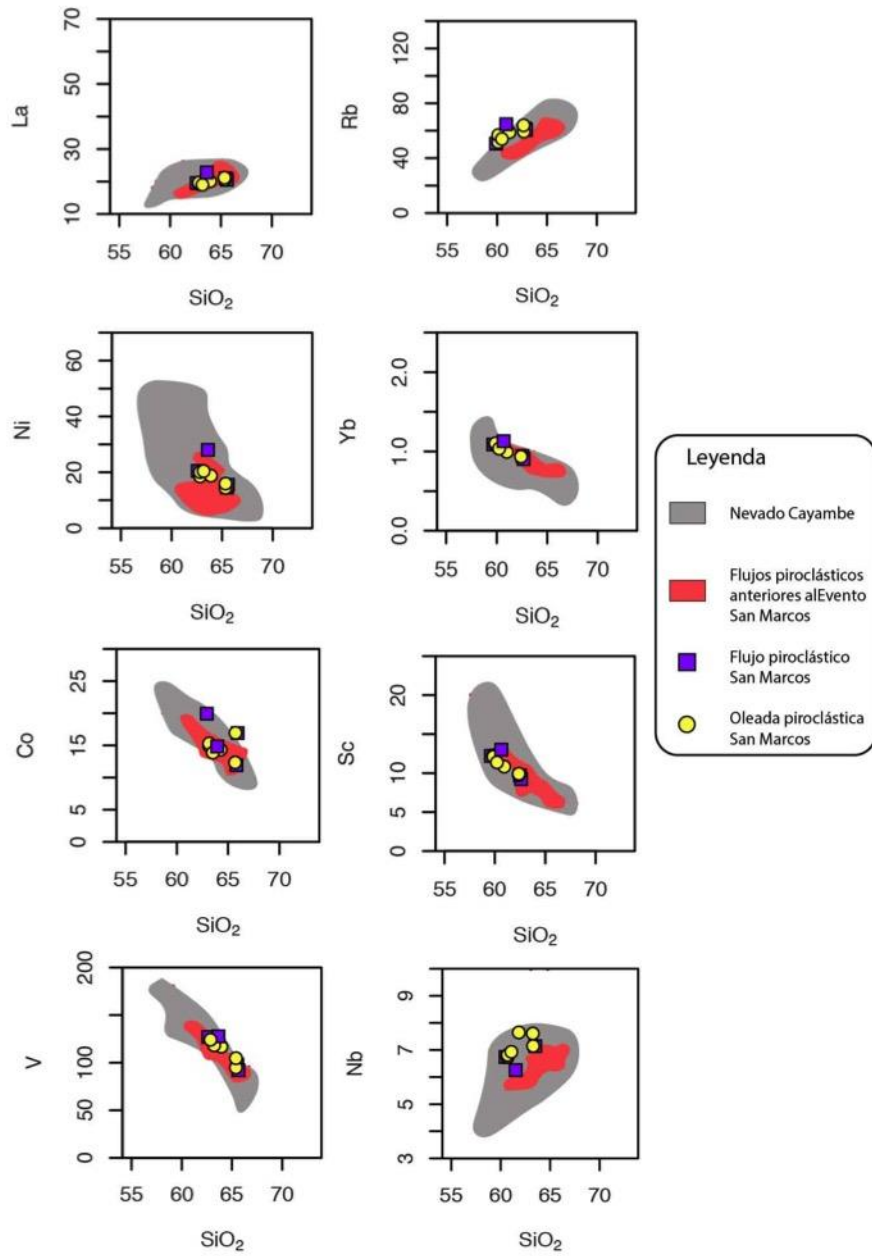
La Tabla 17 contiene la composición de elementos traza de las 9 muestras analizadas de los depósitos estudiados, expresados en ppm.

##### **- Diagramas pseudo-harkers**

Nueve elementos traza expresados en ppm fueron graficados, por ser los más representativos, versus el contenido de  $\text{SiO}_2$  (Figura 71): 1 elemento litófilo de ion grande (LILE), el Rb; 1 elemento de alto potencial iónico (HFSE), el Nb; 1 elemento de las tierras raras ligeras (LREE), el La; 1 elemento de las tierras raras pesadas (HREE), el Yb; 4 metales de transición, Ni, Sc, V y Co.

Los metales de transición y el Yb se comportan como elementos compatibles, disminuyendo con el incremento de  $\text{SiO}_2$ . El Rb, La y Nb se comportan como elementos incompatibles, con tendencias crecientes a medida que aumenta el porcentaje de  $\text{SiO}_2$ .

La química en elementos traza, al igual que la de los elementos mayores de las muestras de los depósitos estudiados forman parte de los campos de los flujos piroclásticos anteriores a “San Marcos” y a los edificios Viejo Cayambe y Nevado Cayambe. Además, se propone que el flujo y la oleada piroclástica son parte de una misma serie magmática, por lo tanto, estarían genéticamente relacionados y la fuente magmática sería la misma.



**Figura 71.** Diagramas de elementos traza vs. SiO<sub>2</sub>. Concentración de elementos trazas están expresados en ppm y sílice en wt%.

## CAPÍTULO V

### 5. DISCUSIÓN

En este capítulo se describirá la reconstrucción de la erupción San Marcos. Se discutirá acerca del sistema fuente-transporte-depositación de la erupción, su tamaño y su edad.

En la tabla 18 se resumen los resultados obtenidos para los 3 depósitos estudiados.

**Tabla 18.** Resumen de los resultados obtenidos de los 3 depósitos estudiados.

Flujo piroclástico	
Composición (wt. % SiO <sub>2</sub> recalculado al 100%)	62.59-65.59
Rango de espesor (m)	>60-120
Granulometría (-5 phi a >4 phi)	Lapilli grueso a ceniza fina
Contenido de componentes juveniles (% vol.) (0 a 3 phi)	93
Densidad media ponderada de los clastos (kg/m <sup>3</sup> )	2030
Porosidad media ponderada de los clastos	0.25
Área (km <sup>2</sup> )	6.8-7.5
Volumen (km <sup>3</sup> )	0.35-0.53
Edad (calibrada a años calendario) 95.4% (2σ)	anterior a 1513-1585 (74.2%)
Oleada piroclástica	
Composición (wt. % SiO <sub>2</sub> recalculado al 100%)	62.83-65.83
Rango de espesor (m)	0.08-8.50
Granulometría (-5 phi a >4 phi)	Ceniza media a ceniza extremadamente fina
Contenido de componentes juveniles (% vol.) (0 a 3 phi)	96
Densidad media ponderada de los clastos (kg/m <sup>3</sup> )	1700
Porosidad media ponderada de los clastos	0.37
Área (km <sup>2</sup> )	18-22
Volumen (km <sup>3</sup> )	0.065-0.1
Edad (calibrada a años calendario) 95.4% (2σ)	Entre 1448 y 1522 (70.3%)
Caída piroclástica	
Rango de espesor (m)	0.05-0.10
Granulometría (-5 phi a >4 phi)	Lapilli medio a ceniza extremadamente fina
Contenido de componentes juveniles (% vol.) (0 a 3 phi)	98
Edad propuesta (calibrada a años calendario) 95.4% (2σ)	Entre 1448 y 1522 (70.3%)

#### 5.1. Fuente - transporte - depositación de la erupción San Marcos

En base al análisis de los resultados se propone que “San Marcos” corresponde a una erupción compleja; conformada, al menos, por dos fases eruptivas. La primera fase comprende la formación y depositación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza y la segunda fase comprende

la formación y depositación de oleadas piroclásticas y el nivel de caída. Además, estos depósitos corresponden a un mismo periodo eruptivo y tendrían una fuente común, al igual que propone Samaniego et al. (1998), ya que la composición de bloques (~62 a 65 % wt. de SiO<sub>2</sub>), la caracterización geoquímica, la paragénesis mineral (plg + opx + anf ± cpx ± Ti-mt), la petrografía (bloques dacíticos y andesíticos con fases intermedias que evidencian procesos de mezcla de magmas) y los componentes juveniles son muy similares entre ellos.

Aunque la relación de la edad entre estos depósitos no esté completamente clara, no hay una evidencia que sugiera una larga separación de tiempo entre la ocurrencia de uno y otro (por ejemplo, un nivel de suelo de gran espesor entre los depósitos). Posiblemente, hubo eventos más pequeños entre una fase y otra (como el presunto flujo piroclástico posterior al San Marcos descrito en la estratigrafía y del cual se toma una edad de referencia descrita en la figura 66), que también formarían parte del periodo eruptivo que llamamos San Marcos.

#### **5.1.1. Fuente**

El Volcán Cayambe no posee un cráter visible relacionado a la erupción San Marcos. En cada evento eruptivo del Cayambe de los últimos 1100 años se abre un nuevo conducto por el que sale el material volcánico, el cual al final del ciclo eruptivo es sellado por el nuevo magma que se enfría en el cráter y forma un nuevo domo de lava (Samaniego et al., 2002). Por esta razón y por la distribución predominante de los depósitos al norte y al noroccidente del volcán se propone que la fuente de la erupción San Marcos fue uno o varios domos formados en el flanco norte del Cayambe, entre una altura aproximada de 5220 (evidencia de cicatriz un flujo de lava reciente) y 5790 m (altura de la cumbre principal actual) (Figura 81).

#### **5.1.2. Fases de la erupción y su dinámica eruptiva**

##### **- Fase 1: Flujo piroclástico de bloques y ceniza**

Se interpreta que el flujo piroclástico de tipo bloques y ceniza se originó por el colapso de uno o varios domos (bajo la cumbre principal), con salida de material juvenil. Esta fase inició con un magma muy viscoso, que al salir a superficie y enfriarse, se solidificó y formó un domo que impidió la salida de magma. Con el ascenso de un nuevo pulso magmático, el domo siguió creciendo hasta su colapso. A raíz de este colapso hubo una emisión de flujos piroclásticos que se deslizaron, por gravedad, con gran rapidez por los flancos del volcán y se concentraron en el

valle (Figura 36). Los flujos piroclásticos erosionaron el substrato por el cual fueron propagándose, modificando la topografía y rellenando quebradas. Nuevos domos de lava pudieron haberse formado con la continua salida y solidificación de magma

Samaniego (1996) señala que la estructura continua, masiva y homogénea de los depósitos sugieren el colapso de un gran domo. Sin embargo, por la gran magnitud que poseen estos depósitos, varios eventos pudieron originar flujos piroclásticos de bloques y ceniza que se acumularon sucesivamente.

Samaniego (1996) indica un evento de colapso explosivo de domo para esta fase por la presencia de bombas vesiculadas, con estructuras de corteza de pan y coliflor, al tope de varios depósitos. No obstante, los bloques de material denso y poco vesicular analizados en este trabajo, con una densidad media ponderada de  $2.03 \text{ g/cm}^3$  y una porosidad media ponderada de 0.25 podrían indicar colapsos poco explosivos, de domos inducidos por la desestabilización gravitacional (Rose et al., 1977). Otro escenario para describir esta fase de la erupción San Marcos sería la combinación de colapsos gravitacionales de domos con explosiones pequeñas, así como ocurrió en la fase 3 de la erupción de Merapi 2010 (Komorowski et al., 2010).

Erupciones análogas a la dinámica: Merapi en 1992-1994 (Voight et al., 2000), las del Sinabung (2013-present) (Gunawan et al., 2019), los dos ubicados en Indonesia, las del Unzen (1991-1995), en Japón (Nakada et al., 1999) y en el caso del Ecuador, el Guagua Pichincha (colapsos de 9 domos, que duraron desde 1999 a 2001) (Wright et al., 2007), nos permiten proponer que la fase 1 pudo durar varios meses e inclusive varios años.

#### **- Fase 2: Oleada piroclástica y caída**

Los depósitos de oleadas piroclásticas San Marcos son depósitos mejor sorteados, con material más fino y menos denso que los flujos piroclásticos de bloques y ceniza, con espesores mayores en los valles y menores en colinas. De este modo, estos depósitos se interpretan como el resultado de una erupción dirigida (en inglés: *directed blast*), lo cual sería una nueva interpretación de la fase 2 de la erupción San Marcos. Según Samaniego (1996) la secuencia de oleadas piroclásticas se generó por la destrucción de un domo (Fase 1 de la erupción San Marcos) que dejó un conducto abierto, facilitando la interacción agua del sistema hidrotermal-magma y generando una erupción freatomagmática.

Una erupción dirigida se origina al descomprimir magma altamente presurizado (Belousov, 1996; Druitt, T. H., 2014) o al descomprimir un domo de lava o colapsarlo explosivamente (Fink &



Kieffer, 1993). Por consiguiente, la interpretación propuesta para esta fase se describe de la siguiente manera: Un domo, a modo de tapón, fue formado en el conducto del volcán. La presión en el domo incrementó por el ascenso de un nuevo pulso de magma más caliente y rico en gases. La recarga de un magma más caliente produjo una fuerte convección, aumentando la presión y por ende, la velocidad de ascenso del magma (Samaniego et al., 2011). Finalmente, ocurrió una explosión dirigida por la descompresión del domo, evidenciada por la dirección preferencial (nornoroccidente del Cayambe) de los depósitos (Figura 81), la cual destruyó el domo. Se generó una mezcla multifásica, que se expandió lateralmente como oleadas piroclásticas (Komorowski et al., 2013). Estas, fueron el componente frontal, lateral, superior y menos denso de una corriente de densidad piroclástica, las cuales pudieron sobrepasar los valles y otros relieves topográficos.

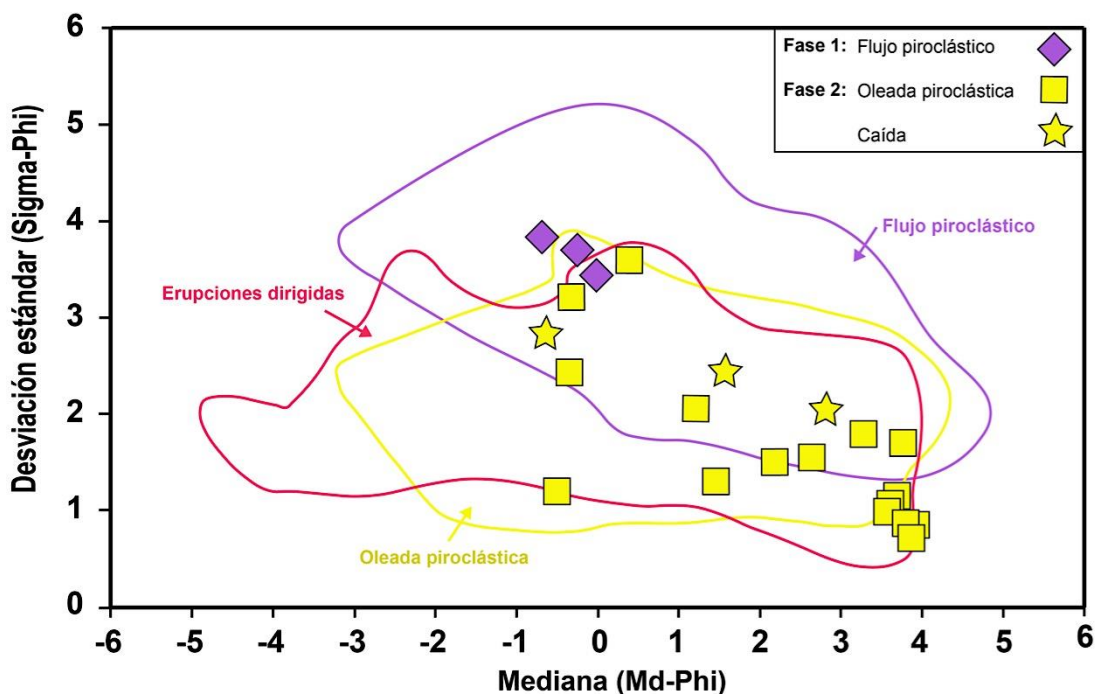
Las partículas más pequeñas y vesiculares de este material piroclástico subieron a alturas mayores, como una pequeña columna eruptiva, que al verse menos afectada por la fuerza de la gravedad fue llevada por el viento y depositada al suroccidente del volcán, como una continua capa de caída de unos pocos centímetros de espesor. Las plumas eruptivas secundarias, o columnas co-corriente de densidad, son una característica única de las corrientes de densidad piroclástica e ilustran la naturaleza multifásica de estos flujos (Dufek et al., 2008).

La estratigrafía y la granulometría (realizada en fracciones desde 31.5 mm a >0.063 mm) de los depósitos de oleadas piroclásticas muestran estructuras típicas de dunas con estratificaciones decimétricas-centimétricas (Figura 16 y Figura 38c), compuestas por bloques y lapilli en una matriz de ceniza media a fina, en la parte más cercana a la fuente. Mientras más lejana está la fuente, las fracciones gruesas desaparecen y predominan las fracciones de ceniza extremadamente fina, hasta con un 62% en peso. Esto nos muestra la dinámica turbulenta y muy diluida que tuvieron estas corrientes, las cuales se movilizaron y depositaron con velocidades bajas (Dufek et al., 2008). El material fino contribuyó a la fluidización de las corrientes de densidad piroclásticas diluidas y mejoraron su movilidad (Roche et al., 2008), lo cual puede explicar la existencia de depósitos de oleadas piroclásticas a más de 9 km de distancia desde la fuente. La presencia de madera carbonizada en algunos de los afloramientos pone en evidencia que la oleada, al depositarse, estaba caliente y seca (Walker 1984).

La densidad media ponderada del material más grueso de esta fase ( $1.7 \text{ g/cm}^3$ , menor a la fase 1) y la porosidad media ponderada (0.37, mayor a la fase 1), pueden evidenciar que el contenido de gas pre-eruptivo fue mayor en la fase 2, constituyendo una dinámica más explosiva que la anterior.

Las erupciones dirigidas se asocian con tasas de crecimiento de domos muy altas (Tanguy, 2004; Komorowski et al., 2013; Bernard et al., 2014). La dinámica eruptiva de esta fase de “San Marcos” es similar a la dinámica de la fase 4 de la erupción de Merapi 2010 (Komorowski et al. 2013) y la erupción de la Montagne Pelée 1902 (Lacroix, 1904; Taguy, 2004). Por esta razón, se plantea que esta fase pudo desde algunos minutos (11 minutos, por ejemplo como en Merapi 2010), hasta varios meses o años, desarrollándose en varias etapas (como en la erupción de Pelée 1902-1905).

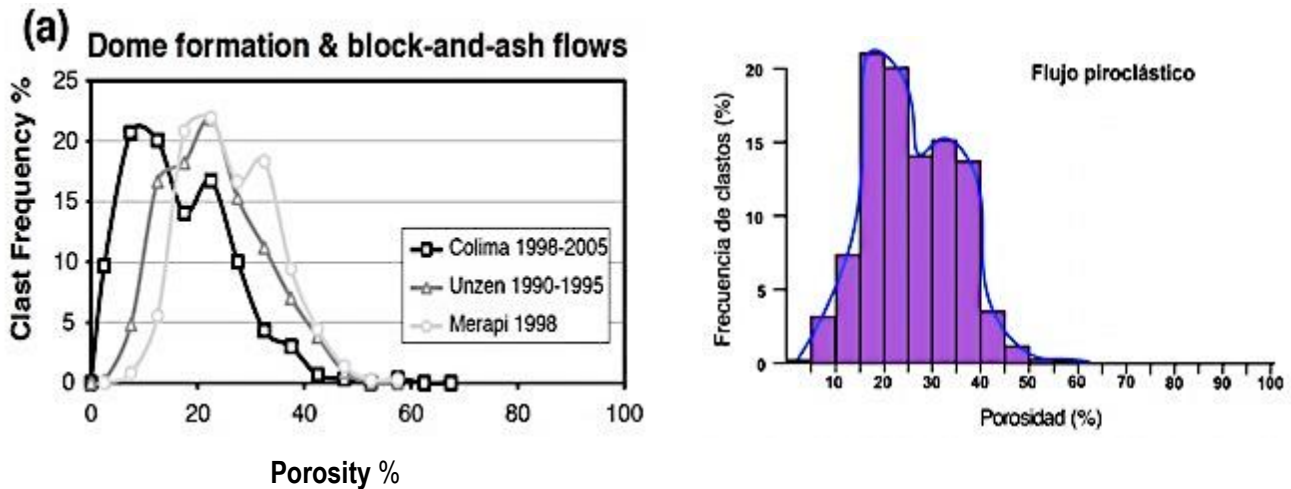
La Figura 72 muestra los parámetros gráficos de Inman (1952) obtenidos para los 3 depósitos en el ensayo de granulometría (fracciones desde -5 phi a >4 phi). Las muestras de la primera fase de la erupción San Marcos están en el campo de flujo piroclástico y casi todas las muestras de la segunda fase entran en el campo de las erupciones dirigidas. Este gráfico fue modificado de Bernard et al. (2014).



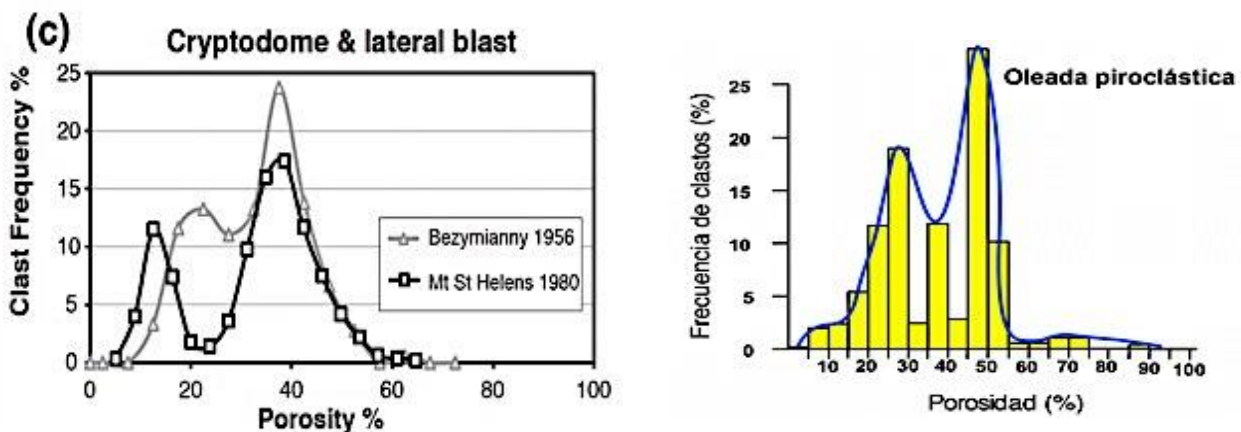
**Figura 72.** Parámetros gráficos de Inman (1952) para la distribución granulométrica de los depósitos de la erupción San Marcos, modificado de Bernard et al. (2014). Los campos de flujo piroclástico y oleada piroclástica fueron tomados de Walker (1971) y el campo de erupciones dirigidas modificado de Komorowski et al. (2013).

### 5.1.3. Relación entre la porosidad y la dinámica eruptiva

Se realiza una comparación con el trabajo realizado por Mueller et al. (2011) que establece 5 diferentes modelos en base al estilo eruptivo de 17 erupciones y su interpretación de los patrones de distribución de la porosidad. Se analiza la frecuencia de clastos versus la porosidad. El modelo a) Formación de domos y flujos piroclásticos de bloques y ceniza, basado en los datos de las erupciones de Colima 1998-2005, Unzen 1990-1995 y Merapi 1998, se ajusta bastante bien con la primera fase de la erupción San Marcos (Figura 73), con modas de 20% y 35% de porosidad. Y el modelo c) Criptodomos y erupciones dirigidas, basado en los datos de las erupciones de Bezymianny 1956 y Mt St Helens 1980, es muy similar a la segunda fase de la erupción San Marcos (Figura 74), con modas de 30% y 50% de porosidad.



**Figura 73.** Comparación del modelo a) Formación de domos y flujos piroclásticos de tipo bloques y ceniza de Mueller et al. (2011) con la primera fase de la erupción San Marcos.



**Figura 74.** Comparación del modelo c) Criptodomas y erupciones dirigidas de Mueller et al. (2011) con la segunda fase de la erupción San Marcos.

#### **5.1.4. Análisis de los componentes por cada fracción de tamaño**

En el análisis se comparan los componentes: óxidos, líticos, fragmentos densos, fragmentos vesiculados y cristales, de cada depósito, considerando 7 fracciones granulométricas (de 0 phi a 3 phi). Ver *Anexo 5*.

Mientras más pequeña se hace la fracción, los componentes accidentales decrecen e inclusive, desaparecen. Los componentes juveniles no desaparecen en ninguna fracción. Los fragmentos vesiculados aumentan hasta la fracción de 1.5 phi y después, decrecen. Hay mayor cantidad de fragmentos vesiculados que de fragmentos densos en los 3 depósitos estudiados. En cuanto a los cristales libres, van evidentemente creciendo mientras más pequeña es la fracción, es decir, que en las fracciones de 2.5 y 3 phi, los componentes son casi solamente cristales, fragmentos vesiculados y pocos fragmentos densos.

A propósito de este análisis, se puede aclarar:

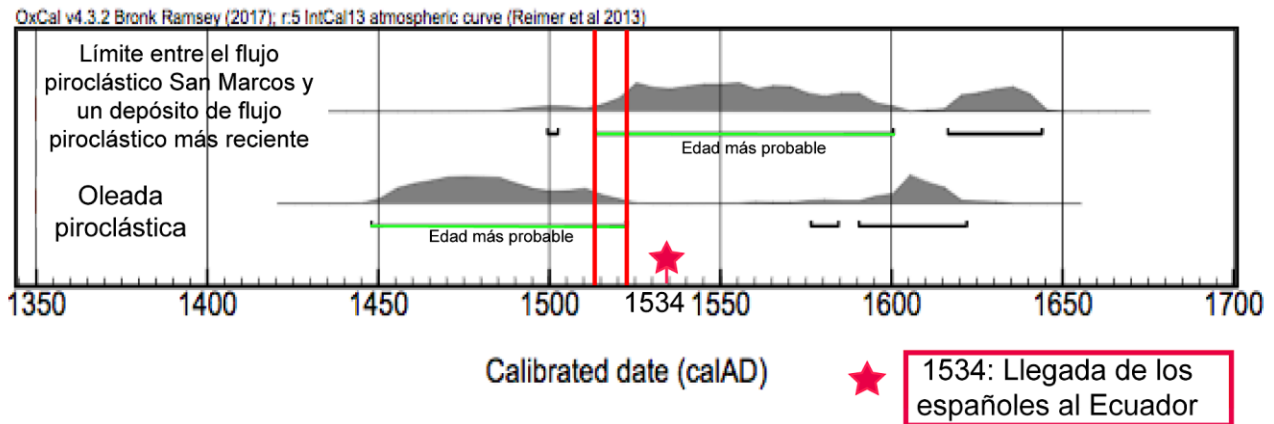
- La fragmentación es el proceso que permite la distribución variada del tamaño de grano, característica de cada depósito. En el caso de la Fase 1, la fragmentación por *molienda* produce clastos de grano grueso ( $\geq 2$  cm) y la fragmentación por *abrasión* genera clastos de grano fino ( $\leq 2$  mm) (Bernard & Le Penec, 2016). En el caso de la fase 2, al haber un componente explosivo, la fragmentación ocurre por aceleración y descompresión.
- La capacidad que tiene el material eruptivo para fragmentarse depende del tipo de componente, el mismo que está ligado a su litología. El material accidental frío y denso fragmenta al material vesicular juvenil caliente. Los clastos juveniles más pequeños interactúan entre sí, generando partículas finas (Bernard & Le Penec, 2016). Por esta razón, los componentes accidentales aparecen en mayor abundancia en fracciones más grandes y van decreciendo con el tamaño (*Anexo 5*).

- En depósitos de corrientes de densidad piroclásticas el porcentaje de componentes juveniles supera el 50% vol. (Belousov et al., 2007).
- Según Walker (1971) la diferencia entre la cantidad de fragmentos vesiculados y la de líticos se debe a la fragmentación que tienen. El material vesiculado se fragmenta mediante la vesiculación interna del magma. Y los líticos, se fragmentan mediante la rotura mecánica de la roca sólida preexistente, por tensiones aplicadas externamente.
- Durante el emplazamiento de una CDP los fragmentos densos tienen más resistencia a la abrasión que los vesiculados (Bernard & Le Penneec, 2016). Quizá por esto, hay mayor cantidad de fragmentos vesiculados en las fracciones más pequeñas y un pico en la fracción de 1.5 phi (Anexo 5).

## 5.2. Edad y relación estratigráfica

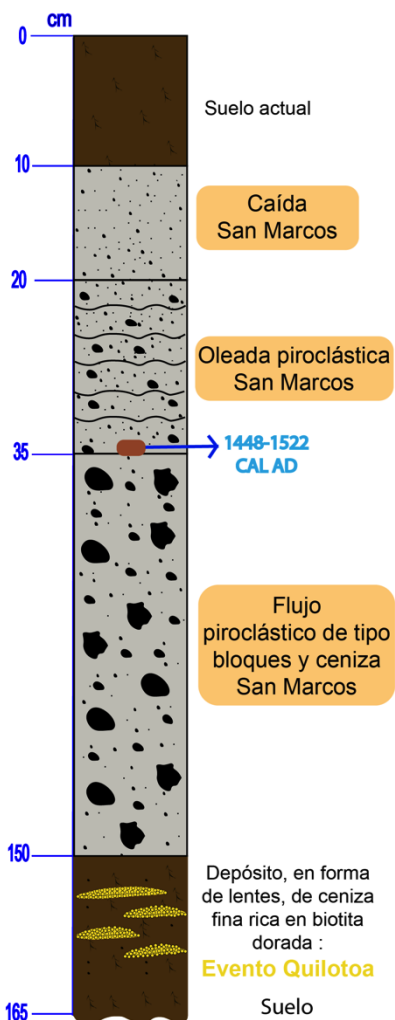
En los trabajos de Samaniego (1996) y Samaniego et al. (1998) se sugiere que los productos de FP4 (depósitos de oleada piroclástica) ocurren después de FP3 (depósitos del flujo piroclástico de bloques y ceniza) y que un paleosuelo delgado (estratigráfico) entre estas dos unidades muestran claramente que son eventos diferentes, separados por un corto período de inactividad. En Samaniego et al. (1998) se obtuvo una edad de  $360 \pm 70$  años antes del presente (cal A.D. ~1570) de manera indirecta, en un suelo bajo depósitos de la oleada piroclástica (FP4).

Los resultados de este trabajo muestran que el flujo piroclástico es más viejo que 1513-1585 cal AD (ocurrió antes que 1513) y que la oleada piroclástica tiene una edad de 1448-1522 cal AD. Por lo tanto, las dos fases pudieron ocurrir al mismo tiempo. Sin embargo, se necesitan más dataciones para ratificar esto. Lo cierto es que si el flujo piroclástico se formó hasta 1513 y la oleada piroclástica hasta 1522, las dos fases de la erupción San Marcos sucedieron antes que 1534, el año en que históricamente se registra la llegada de los españoles al Ecuador para su conquista. Esto justifica la inexistencia de alguna evidencia histórica escrita, por ejemplo, una crónica de esta erupción del Volcán Cayambe. Las edades se ajustan bien con la evidencia en campo, en donde se observa que el Evento San Marcos es más joven que el Evento Quilotoa (800 bp) (Mothes & Hall, 1998) (Figura 75). San Marcos sería el último episodio volcánico explosivo importante de este volcán.



**Figura 75.** Comparación de las edades más probables del flujo piroclástico y la oleada piroclástica del Evento San Marcos.

Se propone la siguiente relación estratigráfica para el Evento San Marcos del Volcán Cayambe (Figura 76): el flujo piroclástico estaría a la base, como una o varias secuencias (Fase 1); seguido por la oleada piroclástica y la caída piroclástica al tope (Fase 2). El grosor del flujo piroclástico es generalmente mayor y más uniforme que el de la oleada piroclástica (Figura 76). La edad del Evento San Marcos está ubicada en la fase de la oleada y la caída.



**Figura 76.** Columna estratigráfica simplificada de los 3 depósitos del Evento San Marcos.

### 5.3. Tamaño de la erupción San Marcos

#### 5.3.1. Extensión de la erupción

En los trabajos de Samaniego (1996) y Samaniego et al. (1998) los valores del área y volumen de FP3 (flujo piroclástico) son de 6.9 km<sup>2</sup> y 0.4 km<sup>3</sup>, respectivamente. Los valores de área y volumen de FP4 (oleada piroclástica) son de 1.25 km<sup>2</sup> y 0.025 km<sup>3</sup>, respectivamente.

Para este trabajo, los valores del área y volumen del flujo piroclástico son de 6.8-7.5 km<sup>2</sup> y 0.35-0.53 km<sup>3</sup>, respectivamente. Los valores de área y volumen de la oleada piroclástica son de 18-22 km<sup>2</sup> y 0.065-0.1 km<sup>3</sup>, respectivamente.

Los flujos piroclásticos asociados a estratovolcanes calco-alcalinos tienen típicamente volúmenes de menos de 1 km<sup>3</sup> (Druitt, T. H., 2014), lo que concuerda con el volumen de flujo piroclástico de la erupción San Marcos. El ángulo del denominado “cono de energía”, el cual se puede calcular para los depósitos granulares, es una relación entre el alcance horizontal (L) y la diferencia de alturas (H) entre el sitio de generación y de depositación del flujo (Tilling, 1993). Dado que, en el caso del Cayambe, todos los depósitos de flujos piroclásticos reconocidos corresponden a flujos de colapso de domo, se ha considerado que la altura del colapso (H) es la altura de la cumbre principal del volcán. El alcance del flujo piroclástico fue de 7-7.5 km desde la fuente (Figura 77), con una altura de caída de 1.8-1.9 km, obteniéndose una relación H/L de 0.24-0.27, por lo que el cono de energía sería de 13°-15°. El cono de energía correspondería a una medida de la movilidad del flujo. Valores de H/L entre de 0.1 y 0.6 son típicos para los flujos piroclásticos formados por colapsos domos (Yamamoto et al. 1993). El flujo piroclástico se habría detenido en el sitio de intersección entre el cono de energía y la topografía.

Los nuevos cálculos de la oleada piroclástica muestran que este depósito, ahora propuesto como una fase de la erupción San Marcos, es al menos 3 veces más grande en volumen de lo que se estimó anteriormente. La oleada cubre un área en forma de abanico en los flancos norte y noroeste, con una distancia máxima de 8-9 km, un poco más grande que la de Merapi 2010 (5-6 km) (Komorowski et al., 2013).

### **5.3.2. Estimación del VEI**

El criterio principal para atribuir el Índice de Explosividad Volcánica (VEI por sus siglas en inglés) a una erupción es el volumen global de depósitos piroclásticos (Tsuya, 1955). También se consideran otros criterios como el dinamismo eruptivo, la duración, entre otros (Newhall y Self, 1982). El VEI es utilizado como referencia en la mayoría de los trabajos científicos, pero no siempre es la mejor manera de describir una erupción, en particular en las erupciones intermitentes o de larga duración.

Para este trabajo, se estiman 2 Índices de Explosividad Volcánica, uno para cada fase propuesta. Para la primera fase, el flujo piroclástico de tipo bloques y ceniza, el volumen total de material



piroclástico es de  $350\text{--}530 \times 10^6 \text{ m}^3$ , por lo que esta fase tiene un VEI estimado de 4, un evento grande (Newhall & Self, 1982). Para la segunda fase, la oleada piroclástica, el volumen total de material piroclástico es de  $70\text{--}100 \times 10^6 \text{ m}^3$  por lo que esta fase tiene un VEI estimado de 3, un evento explosivo de moderado a grande (Newhall & Self, 1982).

### **5.3.3. Nueva perspectiva del Evento San Marcos, como un escenario eruptivo, para la evaluación del peligro volcánico**

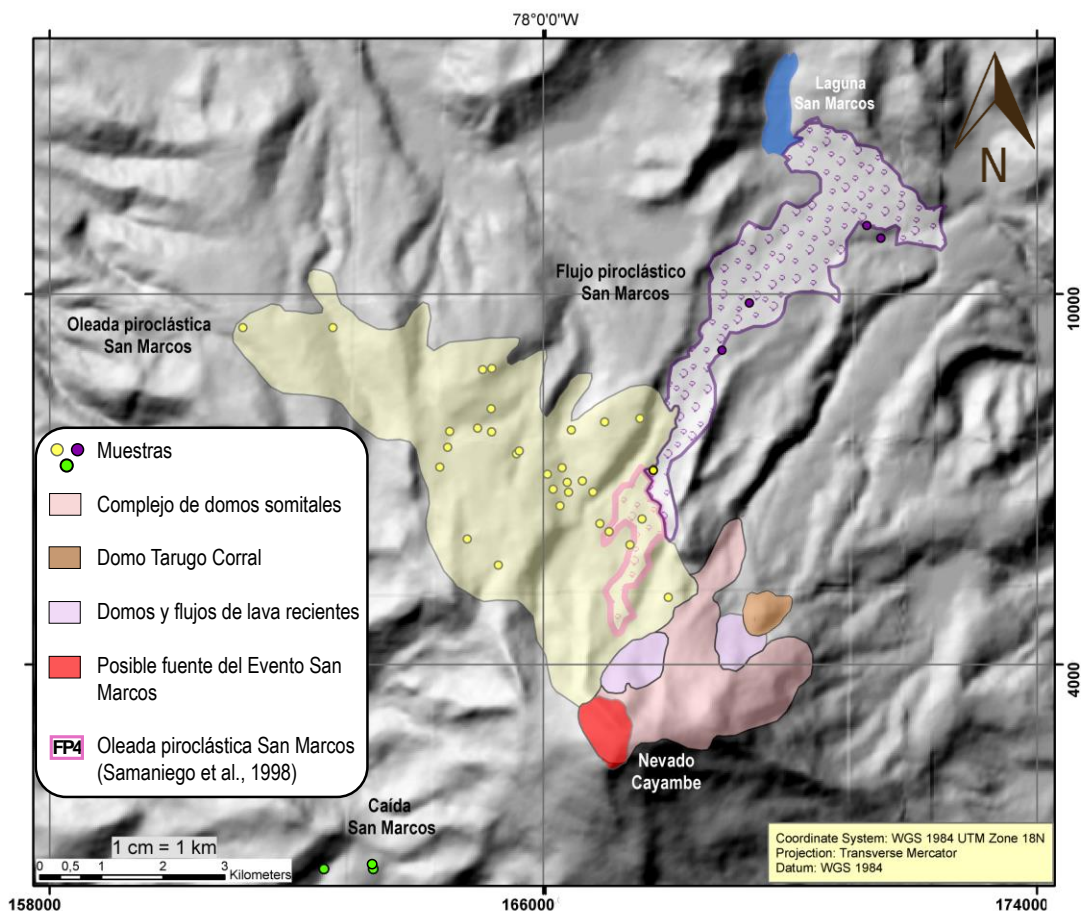
La erupción San Marcos es uno de los escenarios graficados en el mapa de peligros del Volcán Cayambe (Samaniego et al., 2002) y es considerado el tercer evento eruptivo más probable, luego de una erupción freática y de una erupción magmática pequeña, como la última, en 1785-1786 (Bernard & Samaniego, 2017). Este escenario eruptivo consideraba solo el depósito del flujo piroclástico de bloques y ceniza FP3 de Samaniego et. al (1998) (*Anexo 1, Figura 77*).

La perspectiva que tenemos de esta erupción podría cambiar si reconsideramos a “San Marcos” como un periodo eruptivo con fases cíclicas, con distintas dinámicas eruptivas, distintos productos y con una duración de tiempo, posiblemente, de varios años. Debido a la morfología que tiene el Volcán Cayambe los productos eruptivos próximos podrían tener una distribución parecida a la existente. Entonces surge la pregunta: ¿qué pasaría si una erupción tipo “San Marcos” ocurre en la actualidad? Seguramente, flujos piroclásticos de bloques y ceniza como los de la erupción San Marcos, descendiendo por las quebradas del flanco norte, afectarían el sistema de presas y bocatomas de la obra civil en San Marcos. Las antenas y líneas de transmisión serían destruidas y la fauna y flora de las faldas del volcán se verían directamente afectadas. Además, la formación de lahares por el derretimiento del glaciar, llevados por el Río Azuela (que forma el Río Salado, el cual desemboca en el Río Coca, unos pocos kilómetros aguas arriba de la obra Coca Codo Sinclair), caídas de ceniza, contaminación del agua de uso doméstico y para la agricultura/ganadería, así como el incremento de sedimentos en el drenaje natural del volcán, serían otros efectos importantes.

Los domos de lava son muy comunes en el arco volcánico ecuatoriano y por esta razón, el reconocimiento de la dinámica de una erupción volcánica es fundamental para la gestión de la amenaza volcánica y el monitoreo, así como el estudio de la probabilidad de la tasa de crecimiento de un domo (Bernard et al., 2014). Muchas veces puede no haber indicadores precursores del crecimiento de un domo, pero otras veces, pueden ser claros y evidentes. Algunos indicadores son los sismos de largo período y los híbridos, y la deformación cíclica del

terreno asociada a estos (Calder, et al., 2015). Por lo tanto, el monitoreo sísmico y geodésico del Cayambe ha sido y seguirá siendo esencial. En sí, la formación de un domo de lava no presenta un peligro directo; sin embargo, en volcanes con grandes pendientes, como es el caso del Cayambe, un domo de lava puede volverse fácilmente inestable y colapsar generando grandes corrientes de densidad piroclásticas (Samaniego et al., 2004).

Las explosiones de domo y las corrientes de densidad piroclásticas asociadas son los procesos volcánicos más complejos para modelar y pronosticar, dado que involucran mezclas calientes de alta velocidad de gases y sólidos, controlado también por la expansión radial explosiva y la gravedad. La evaluación de la naturaleza, la distribución y la magnitud del daño potencial es particularmente desafiante dado que a menudo eventos eruptivos como el “San Marcos” forman parte de una secuencia de erupciones complejas que interactúan significativamente con la topografía e involucran varios estilos eruptivos (Komorowski et al., 2013).



**Figura 77.** Mapa de distribución de la erupción San Marcos. Comparación de la oleada piroclástica con el FP4 (Samaniego et al., 1998).

## CAPÍTULO VI

### 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### 6.1. Conclusiones

- La erupción San Marcos, la que sería la última erupción explosiva grande del Volcán Cayambe, estaría compuesta, al menos, por dos fases: la primera, constituida por depósitos de flujo piroclástico de tipo bloques y ceniza, al norte del volcán; y la segunda, que comprende los depósitos de oleada piroclástica, al norte y noroccidente y la caída, al suroccidente del volcán.
- La dinámica eruptiva de la Fase 1 de San Marcos sería colapsos gravitacionales o explosivos de domos, con salida de material juvenil en uno o varios ciclos, por la constante descarga magmática. Después de la formación de un domo en superficie por la solidificación de un magma viscoso, un nuevo pulso magmático motivó el crecimiento de dicho domo hasta que colapsó, emitiendo flujos piroclásticos que se deslizaron por gravedad.
- La dinámica eruptiva de la Fase 2 de San Marcos, más explosiva que la Fase 1, sería una explosión dirigida. Se habría creado un domo, como tapón, que posteriormente explotó. La descompresión repentina del domo, motivada por un nuevo pulso magmático más caliente, rico en gases, altamente presurizado, generó una mezcla multifásica que se expandió lateralmente, formando oleadas piroclásticas. Y la suspensión de partículas más pequeñas y vesiculares en el ambiente, que fueron transportadas por el viento, se depositaron como una caída.
- Las fases de la erupción San Marcos tienen una composición de andesita ácida hasta dacita (62.6-65.8 wt. % de  $\text{SiO}_2$ ), con evidencias texturales y composicionales de mezcla de magmas. La paragénesis mineral de las fases es  $\text{plg} + \text{px} + \text{anf} \pm \text{ilm} \pm \text{Ti-mt}$ . Las dos fases conformarían una misma serie magmática, estarían genéticamente relacionadas y tendrían la misma fuente magmática.
- La fuente de los depósitos piroclásticos de “San Marcos” sería un gran domo o varios domos formados en el flanco norte del Volcán Cayambe a una altura aproximadamente entre 5220 y 5790 m, constituyendo ahora la cumbre principal.

- El depósito del flujo piroclástico de bloques y ceniza es masivo, con una distribución granulométrica de lapilli grueso (-5 a -4.5 phi) y ceniza fina (3 phi), considerando las fracciones granulométricas desde -5 a >4 phi y 93% vol. de componentes juveniles, considerando 7 fracciones desde 0 phi a 3 phi. Tiene una densidad media ponderada de los clastos de 2225 kg/m<sup>3</sup> y una porosidad media ponderada de 0.19, para la fase andesítica y para la fase dacítica, una densidad media ponderada de los clastos de 1752 kg/m<sup>3</sup> y una porosidad media ponderada de 0.34. Cubre un área de 6.8-7.5 m<sup>2</sup> y tiene un volumen estimado de 0.35-0.53 km<sup>3</sup>.
- El depósito de la oleada piroclástica es irregular y a veces estratificado, con una distribución granulométrica de ceniza fina a ceniza extremadamente fina (4-5 phi) (-5 a -4.5 phi), considerando las fracciones granulométricas desde -5 a >4 phi y 96% vol. de componentes juveniles, considerando 7 fracciones desde 0 phi a 3 phi. Tiene una densidad media ponderada de los clastos de 2222 kg/m<sup>3</sup> y una porosidad media ponderada de 0.19, para la fase andesítica y para la fase dacítica, una densidad media ponderada de los clastos de 1545 kg/m<sup>3</sup> y una porosidad media ponderada de 0.41. Cubre un área de 18-22 km<sup>2</sup> y tiene un volumen estimado de 0.065-0.1 km<sup>3</sup>.
- El depósito de la caída piroclástica es continuo, expuesto pobremente, con una distribución granulométrica de lapilli medio (-4 a -2 phi) a ceniza extremadamente fina (> 4 phi), considerando las fracciones granulométricas desde -5 a >4 phi; 98% vol. de componentes juveniles, considerando 7 fracciones desde 0 phi a 3 phi. Conforman una columna eruptiva secundaria de la oleada piroclástica.
- Para la primera fase, el flujo piroclástico de tipo bloques y ceniza, el volumen total de material piroclástico fue de 350–530 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> por lo que esta fase tiene un IEV estimado de 4, una erupción grande. Para la segunda fase, la oleada piroclástica, el volumen total de material piroclástico fue de 70-100 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> por lo que esta fase tiene un IEV estimado de 3, una erupción explosiva de moderada a grande. La estimación del VEI no estaría solamente controlada por los parámetros de densidad y porosidad, sino también por la composición del magma en erupción y el volumen del material.
- La edad de la erupción San Marcos se registra como prehispánica (antes que 1534), explicando la falta de crónicas reportando sobre las fases de la erupción. La edad más probable de “San Marcos” sería 1448 a 1522 cal AD.

## 6.2. Recomendaciones

- Mejorar el estudio longitudinal del depósito del flujo piroclástico de bloques y ceniza, precisando su edad a través de más dataciones radiométricas (encontrando material datable), la granulometría 2D de las fracciones decimétricas para confirmar datos de componentes y densimetría y así, completar el entendimiento geocronológico y la relación estratigráfica entre el flujo y la oleada piroclástica.
- Realizar más dataciones en carbones que sean parte de la oleada piroclástica San Marcos para corroborar su edad.
- Mejorar el análisis de la distribución granulométrica de la oleada piroclástica con el análisis de la granulometría láser en el resto de las muestras recolectadas.
- Analizar los componentes de la erupción sobre tamaños mayores a 1 mm para completar el análisis de componentes de tamaños menores a 1 mm, aquí descritos.
- Continuar con el monitoreo exhaustivo del Volcán Cayambe. Estudiar su sismicidad, la continua deformación del terreno y la probabilidad de la tasa del crecimiento de sus domos para gestionar de mejor manera el riesgo volcánico en caso de un nuevo posible ciclo eruptivo del Cayambe.

## CAPÍTULO VII

### 7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ascásubi J.J. (1802). Letter to Baron Alexander von Humboldt. Alexander von Humboldt. *Biefe Aus Amerika, 1799-1804*. Berlin, Herausgegeben von Ulrike Moheit, Akademisc Verlag. 174-176.

Acuña, K. (2017). Análisis de las cenizas del Tungurahua (Granulométrico, de componentes y químico) de la primera fase eruptiva de 2010 (Enero-Marzo). *Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador*

Alperin, M. (2013). Introducción al análisis estadístico de datos geológicos (1era ed.). Buenos Aires, Argentina

Almeida, E. (1993) Peligros volcánicos a lo largo del Oleoducto Trans-ecuatoriano entre Lago Agrio y Papallacta. Informe Técnico. INECEL, Quito

Aspden, J. A., and M. Litherland, 1992, The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador: *Tectonophysics*, v. 205, no. 1–3, p. 187–204, doi:10.1016/0040-1951(92)90426-7

Bablon, M., Quidelleur, X., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., Audin, L., Jomard, H., ... & Alvarado, A. (2019). Interactions between volcanism and geodynamics in the southern termination of the Ecuadorian arc. *Tectonophysics*, 751, 54-72

Belousov, A. (1996). Deposits of the 30 March 1956 directed blast at Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*, 57(8), 649-662

Belousov, A., Voight, B., & 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*, 69(7), 701

Bernard, B., & Andrade, D. (2011). Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental. *IGEPN Poster Informativo*

Bernard, B., Hidalgo, S., Robin, C., Beate, B., & Quijozaca, J. (2014). The 3640–3510 BC rhyodacite eruption of Chachimbiro compound volcano, Ecuador: a violent directed blast produced by a satellite dome. *Bulletin of Volcanology*, 76(9). <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0849-z>

Bernard, B., U. Kueppers & H. Ortiz. (2015). Revisiting the statistical analysis of pyroclast density and porosity data: *Solid Earth Discussions*, v. 7, no. 1, p. 1077–1095, doi:10.5194/sed-7-1077-2015

Bernard J., & Le Pennec J. L., (2016). The milling factory: Componentry-dependent fragmentation and fines production in pyroclastic flows: *Geology*, vol 44, no. 11, p. 907–910, doi: <https://doi.org/10.1130/G38198.1>

Bernard, B., & Samaniego, P. (2017). Escenarios Eruptivos en el Volcán Cayambe y construcción de un Árbol de eventos (p. 6). Recuperado de <https://www.researchgate.net/publication/316911249>

Belousov A, Voight B, Belousova M, Petukhin A. (2002). Powerful pyroclastic surge in the May 8–10, 1997 explosive eruption of Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia. *Bull Volcanol* 64:455–471

Blott S, Pye K., (2001). Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 1237-1248. doi: 10.1002/esp.261

Bourdon, E., J.-P. Eissen, M.-A. Gutscher, M. Monzier, M. L. Hall, and J. Cotten, 2003, Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 205, no. 3–4, p. 123–138, doi:10.1016/S0012-821X(02)01024-5

Branney MJ, Kokelaar P. (2002). Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geol Soc Lond, Mem* 27:1–143

Calder, E. S., Lavallée, Y., Kendrick, J. E., & Bernstein, M. (2015). Lava dome eruptions. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 343-362). Academic Press

Carey, S., and M. Bursik. (2015). Volcanic Plumes, in *The Encyclopedia of Volcanoes*: Elsevier, p. 571–585, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00032-8

Cas, R.A.F. & Wright, J.V. (1987). Volcanic successions. Modern and ancient. Ed. Allen & Unwin, 528 p

Clapperton CM, Hall ML, Mothes P, Hole MJ, Still JW, Helmens KF, Kuhry P, Gemmell AMD (1997) A younger Dryas icecap in the Equatorial Andes. *Quaternary Res* 47: 13–28

Clarke, A. B., T. Esposti Ongaro, and A. Belousov, 2015, Vulcanian Eruptions, in *The Encyclopedia of Volcanoes: Elsevier*, p. 505–518, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00028-6

Crandell D.R, Booth B., Kusumadinata K., Shimozuru D., Walker G.P.L. & Westercamp D. (1984). Sourcebook for volcaniz-hazard zonation, UNESCO

Cioni, R., M. Pistolesi, and M. Rosi, 2015, Plinian and Subplinian Eruptions, in *The Encyclopedia of Volcanoes: Elsevier*, p. 519–535, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00029-

Collot, J. Y., Charvis, P., Gutscher, M. A., & Operto, S. (2002). Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplate seismogenic zone. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 83(17), 185-190.

Croweller HS, Arora B, Brown SK, Cottrell E, Deligne NI, Guerrero NO, Hobbs L, Kiyosugi K, Loughlin SC, Lowndes J, Nayembil M, Siebert L, Sparks RSJ, Takarada S, Venzke E (2012) Global database on large magnitude explosive volcanic eruptions (LaMEVE). *J Appl Volcanol* 1:4. doi:10.1186/2191-5040-1-4

Detienne, M., Delmelle, P., Guevara, A., Samaniego, P., Opfergelt, S., & Mothes, P. A. (2017). Contrasting origin of two clay-rich debris flows at Cayambe Volcanic Complex, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 79(4), 27

Douillet, G. A., Bernard, B., Bouysson, M., Chaffaut, Q., Dingwell, D. B., Gegg, L., ... & Schlunegger, F. (2019). Pyroclastic dune bedforms: macroscale structures and lateral variations. Examples from the 2006 pyroclastic currents at Tungurahua (Ecuador). *Sedimentology*, 66(5), 1531-1559



Druitt TH. (1998). Pyroclastic density currents. In: Gilbert JS and Sparks RSJ (eds) The physics of explosive volcanic eruptions. *Geol Soc London Spec Publ*, 145:145–182

Dufek, J., and Manga, M. (2008). In situ production of ash in pyroclastic flows: *Journal of Geophysical Research*, v. 113, B09207, doi: 10.1029/2007JB005555

Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H. & Egüez, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259, p. 101–116

Eychenne, J., Le Pennec, J. L., Ramon, P., & Yepes, H. (2013). Dynamics of explosive paroxysms at open-vent andesitic systems: high-resolution mass distribution analyses of the 2006 Tungurahua fall deposit (Ecuador). *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 343-355

Fink, J. H., & Kieffer, S. W. (1993). Estimate of pyroclastic flow velocities resulting from explosive decompression of lava domes. *Nature*, 363(6430), 612-615

Fisher, R.V. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks: *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p. 1409–1414

Fisher, R.V. y Schmincke, H.U. (1984). Pyroclastic rocks. Ed. Springer, 472 p

Folk, R., and W. Ward. (1957). Brazos river: A study in the significance of grain size parameters

Francis, P., and C. Oppenheimer, (2004). *Volcanoes: Oxford*; New York, Oxford University Press, 521 p

Font, Y., M. Segovia, S. Vaca, and T. Theunissen, (2013). Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model: *Geophysical Journal International*, v. 193, no. 1, p. 263–286, doi:10.1093/gji/ggs083

García, J. (2016). Mapeo y determinación de parámetros físicos de las corrientes de densidad piroclásticas producidas por el volcán Tungurahua desde el 2006. *Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador*

Gorgas, J., N. Cardiel López, and J. Zamorano Calvo, 2011, Estadística básica para estudiantes de ciencias: Madrid, Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera, Universidad Complutense de Madrid

Guillier, B., & Chatelain, J. L. (2006). Evidence for a seismic activity mainly constituted of hybrid events at Cayambe volcano, Ecuador. Interpretation in an iced-domes volcano context. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(8), 499-506

Gunawan, H., Budianto, A., Prambada, O., McCausland, W., Pallister, J., & Iguchi, M. (2019). Overview of the eruptions of Sinabung Volcano, 2010 and 2013–present and details of the 2013 phreatomagmatic phase. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 382, 103-119.

Gutscher, M.-A., J. Malavieille, S. Lallemand, and J.-Y. Collot, (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 168, no. 3–4, p. 255–270, doi:10.1016/S0012-821X(99)00060-6

Guzmán, A. (2018). Dinamismos eruptivos de los periodos de actividad pertenecientes al Pleistoceno tardío del volcán Chimborazo, en base a las características de los piroclastos de caída del corte de Totorillas. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador

Hall, M. L. & Beate, B. (1991) El volcanismo Plio - Cuaternario en los Andes del Ecuador. En: P. Mothes (editor), *Estudios de Geografía*, Vol. 4. Editor:. Quito; pp 5 - 17

Hall, M. L. y Mothes, P. (1994). Tefroestratigrafía holocénica de los volcanes principales del valle interandino, Ecuador. En: R. Marocco (editor), *Estudios de geografía* , Vol 6;. pp 47-67

Hall, M. L., P. Samaniego, J. L. Le Pennec, and J. B. Johnson (2008), Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 176, no. 1, p. 1–6, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.06.012

Heiken, G., and K. Wohletz, (1985), Volcanic ash: Berkeley, University of California Press, Los Alamos series in basic and applied sciences 6, 246 p

Hidalgo, S., M. C. Gerbe, H. Martin, P. Samaniego, and E. Bourdon (2012), Role of crustal and slab components in the Northern Volcanic Zone of the Andes (Ecuador) constrained by Sr–Nd–O isotopes, *Lithos*, 132–133, 180–192, doi:10.1016/j.lithos.2011.11.019.

Hoffer, G., J.-P. Eissen, B. Beate, E. Bourdon, M. Fornari, & J. Cotten, (2008), Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador: The Puyo cones and Mera lavas volcanic formations: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 176, no. 1, p. 107–118, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.05.023

Horwell, C. (2007). Grain-size analysis of volcanic ash for the rapid assessment of respiratory health hazard. *Journal of Environmental Monitoring*, 9, 1107–1115. <https://doi.org/10.1039/b710583p>

Houghton BF, Wilson CJN (1989). A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bull Volcanol* 51:451-462

Houghton, B., and R. J. Carey, 2015, Pyroclastic Fall Deposits, in *The Encyclopedia of Volcanoes: Elsevier*, p. 599–616, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00034-1

Hughes, R. A., and L. F. Pilatasig, 2002, Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador: *Tectonophysics*, v. 345, no. 1–4, p. 29–48, doi:10.1016/S0040-1951(01)00205-0

IGEPN (2014) Publicación de Chacana. Red Nacional de sismógrafos.

IGEPN (2016a) Informe Especial - Volcán Cayambe No. 1 - Anomalía en la actividad sísmica.

IGEPN (2016b) Informe Especial - Volcán Cayambe No. 3 - Anomalías sísmicas.

IGEPN (2016c) Informe Especial - Volcán Cayambe No. 5 - Actualización de la actividad

IGEPN (2017a) Informe Especial - Volcán Cayambe No. 1 – Actualización de la actividad y el Trabajo del IG

IGEPN (2018a) Informe mensual - Volcán Cayambe No. 8 - Informe de Actividad del Volcán Cayambe Agosto 2018

IGEPN (2019a) Informe mensual - Volcán Cayambe - Informe de Actividad del Volcán Cayambe diciembre 2019

INEC. (2010). Instituto Nacional de Estadísticas y Censos INEC (2010)

Inman DL (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. *J Sed Petrol* 22:125–145

Jaillard, E., M. Ordoñez, J. Suárez, J. Toro, D. Iza, and W. Lugo, 2004, Stratigraphy of the late Cretaceous–Paleogene deposits of the cordillera occidental of central Ecuador: geodynamic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 17, no. 1, p. 49–58, doi:10.1016/j.jsames.2004.05.003

Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley, B. Brooks, R. B. Vargas, E. Lauría, and L. P. S. Fortes, 2003, The Nazca–South America Euler vector and its rate of change: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, no. 2, p. 125–131, doi:10.1016/S0895-9811(03)00028-2

Komorowski J-C, Jenkins S, Baxter PJ, Picquout A, Lavigne F, Charbonnier S, Gertisser R, Preece K, Cholik N, Budi-Santoso A, Surono (2013). Paroxysmal dome explosion during the Merapi 2010 eruption: processes and facies relationships of associated high-energy pyroclastic density currents. *J Volcanol Geotherm Res* 261: 260–294. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.01.007

Lacroix A (1904) La Montagne Pelée et ses éruptions. Masson, Paris

Le Bas, M. J. L., R. W. L. Maitre, A. Streckeisen, B. Zanettin, and IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 1986, A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, no. 3, p. 745–750, doi:10.1093/petrology/27.3.745

Lipman, P. W., Moore, J. G., and Swanson, D.A., 1981, Bulging of the north flank before the May 18 eruption—Geodetic data, in Lipman, P. W., and Mullineaux, D. R., eds., *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 1250*, p. 143–155

Litherland M., Egüez A. (1993). Mapa geológico de la República del Ecuador, 1/1000 000. British Geological Survey (Keyworth, Nottingham) y CODIGEM (Quito, Ecuador), Quito

Lonsdale, P., and Klitgord, K.D., 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 981-999

Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics* 404, 237–264. doi:10.1016/j.tecto.2005.05.011

Macdonald, G.A. (1972). *Volcanoes*, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Inc., 510p

McPhie, J., M. Doyle, and R. L. Allen. (1993). *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*: Hobart, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Univ. of Tasmania, 198 p

Michaud, F., C. Witt, and J.-Y. Royer, 2009, Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction: *Geological Society of America Memoirs*, v. 204, no. 0, p. 217–228, doi:10.1130/2009.1204(10)

Miller TP, Neal CA, Waitt RB (1995) Pyroclastic flows of the 1992 Crater Peak eruptions: distribution and origin. In: Keith TEC (ed) *The 1992 eruptions of Crater Peak vent, Mount Spurr Volcano, Alaska*. *US Geol Surv Bull* 2139:81–88

Mothes P. Hall M.L. (1998). Quilotoa's 800 y BP ash: a valuable stratigraphic marker unit for the integration period; en *Actividad volcánica y pueblos precolombinos en el Ecuador*. P. Mothes ed. Quito Ecuador, ABYA-YALA, 111-138.

Mueller, S., Scheu, B., Kueppers, U., Spieler, O., Richard, D., & Dingwell, D. B. (2011). The porosity of pyroclasts as an indicator of volcanic explosivity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 168-174.

Nakada, S., Shimizu, H., & Ohta, K. (1999). Overview of the 1990–1995 eruption at Unzen Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89(1-4), 1-22.

Narvaez, D.F., Rose-Koga, E.F., Samaniego, P., Koga, K.T., Hidalgo, S., 2018. Constraining magma sources using primitive olivine-hosted melt inclusions from Puñalica and Sangay volcanoes (Ecuador). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 173:10, doi:10.1007/s00410-018-1508-8

Newhall CG, Self S (1982) The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J Geophys Res* 87:1231–1238

Nocquet, J. M., P. Mothes, and A. Alvarado, 2012, Geodésia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador: p. 17

Nocquet, J.-M. et al., 2014, Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes: *Nature Geoscience*, v. 7, no. 4, p. 287–291, doi:10.1038/ngeo2099

Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>

Ramsey, C. B., & Lee, S. (2017). Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon*, 55(2), 720-730

Redner, R. A., & Walker, H. F. (1984). Mixture densities, maximum likelihood and the EM algorithm. *SIAM review*, 26(2), 195-239

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., ... & Grootes, P. M. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887

Robin C, Eissen J-P, Samaniego P, Martin H, Hall M, Cotten J (2009) Evolution of the late Pleistocene Mojanda–Fuya Fuya volcanic complex (Ecuador), by progressive adakitic involvement in mantle magma sources. *Bull Volcanol* 71:233–258. doi: 10.1007/s00445-008-0219-9

Roche, O., Montserrat, S., Niño, Y., and Tamburrino, A., (2008). Experimental observations of water-like behavior of initially fluidized, dam break granular flows and their relevance for the propagation of ash-rich pyroclastic flows: *Journal of Geophysical Research*

Rodolfo, K. S., Arguden, A. T., Solidum, R. U., & Umbal, J. V. (1989). Anatomy and behaviour of a post-eruptive rain lahar triggered by a typhoon on Mayon Volcano, Philippines. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 40(1), 55-66

Rose, W.I., Jr., (1977). Scavenging of volcanic aerosol by ash: atmospheric and volcanologic implications. *Geology*, 5: 621--624.

Rossotti, A., (2005). Reconstrucción de la historia eruptiva de la "Pómez Citlaltépetl" (Volcán Pico de Orizaba). Posgrado, Universidad Nacional Autónoma de México

Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E. R., & Bialas, J. (2003). Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B12).

Samaniego, P. (1996). Estudio Vulcanológico y Petrológico de la historia reciente del Volcán Cayambe. *Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador*

Samaniego, P., Monzier, M., Robin, C., & Hall, M. L. (1998). Late Holocene eruptive activity at Nevado Cayambe Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 59(7), 451-459. <https://doi.org/10.1007/s004450050203>

Samaniego P, Monzier M, Robin C, Eissen J-P, Hall ML, Mothes PA. (2002). Mapa de los peligros potenciales del volcán Cayambe

Samaniego, P., Martin, H., Robin, C. & Monzier, M. (2002). Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology* 30, 967–970

Samaniego, P., Eissen, J.-P., Monzier, M., Alvarado, A., & Yépes, H. (2004). Los peligros volcánicos asociados con el Cayambe. Quito, Ecuador: Corporación Editora Nacional

Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.-P., & Cotten, J. (2005). Temporal Evolution of Magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The Geology and Petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Petrology*, 46(11), 2225-2252. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi053>

Samaniego, P., Le Pennec, J. L., Robin, C., & Hidalgo, S. (2011). Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua volcano (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 199,69-84

- Sauer, W. (1965) Geología del Ecuador. Editorial del Ministerio de Educación; Quito, 383 p
- Sparks, R.S.J. (1986). The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, 48, 3-15
- Spikings, R. A., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(1), 57-73.
- Tanguy, J. C. (2004). Rapid dome growth at Montagne Pelée during the early stages of the 1902–1905 eruption: a reconstruction from Lacroix's data. *Bulletin of Volcanology*, 66(7), 615-621
- Telenchana, E. (2016). Análisis de la densidad y porosidad de piroclastos asociados a caídas piroclásticas. Proyecto Geológico. *Escuela Politécnica Nacional*, Quito, Ecuador
- Tilling R.I. (1993). Los peligros volcánicos. Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos (WOVO), UNESCO-USAID-USGS. 125 pp
- Vásconez, F. (2015). Estimación de la masa de magma contenida en los depósitos del Complejo Volcánico Pululahua (CVP). *Escuela Politécnica Nacional*, Quito, Ecuador
- Voight, B., Constantine, E. K., Siswoidjono, S., & Torley, R. (2000). Historical eruptions of Merapi volcano, central Java, Indonesia, 1768–1998. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100(1-4), 69-138
- Walker G (1971) Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *J Geol* 79:696–714
- White, J. D. L., and B. F. Houghton. (2006). Primary volcaniclastic rocks: *Geology*, v. 34, no. 8, p. 677, doi:10.1130/G22346.1
- Wilson, L., Sparks, R.S.J. y Walker, G.P.L. (1980). Explosive volcanic eruptions - IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63, 117-148
- Winter, J. D. (2013). Principles of igneous and metamorphic petrology. *Pearson education*



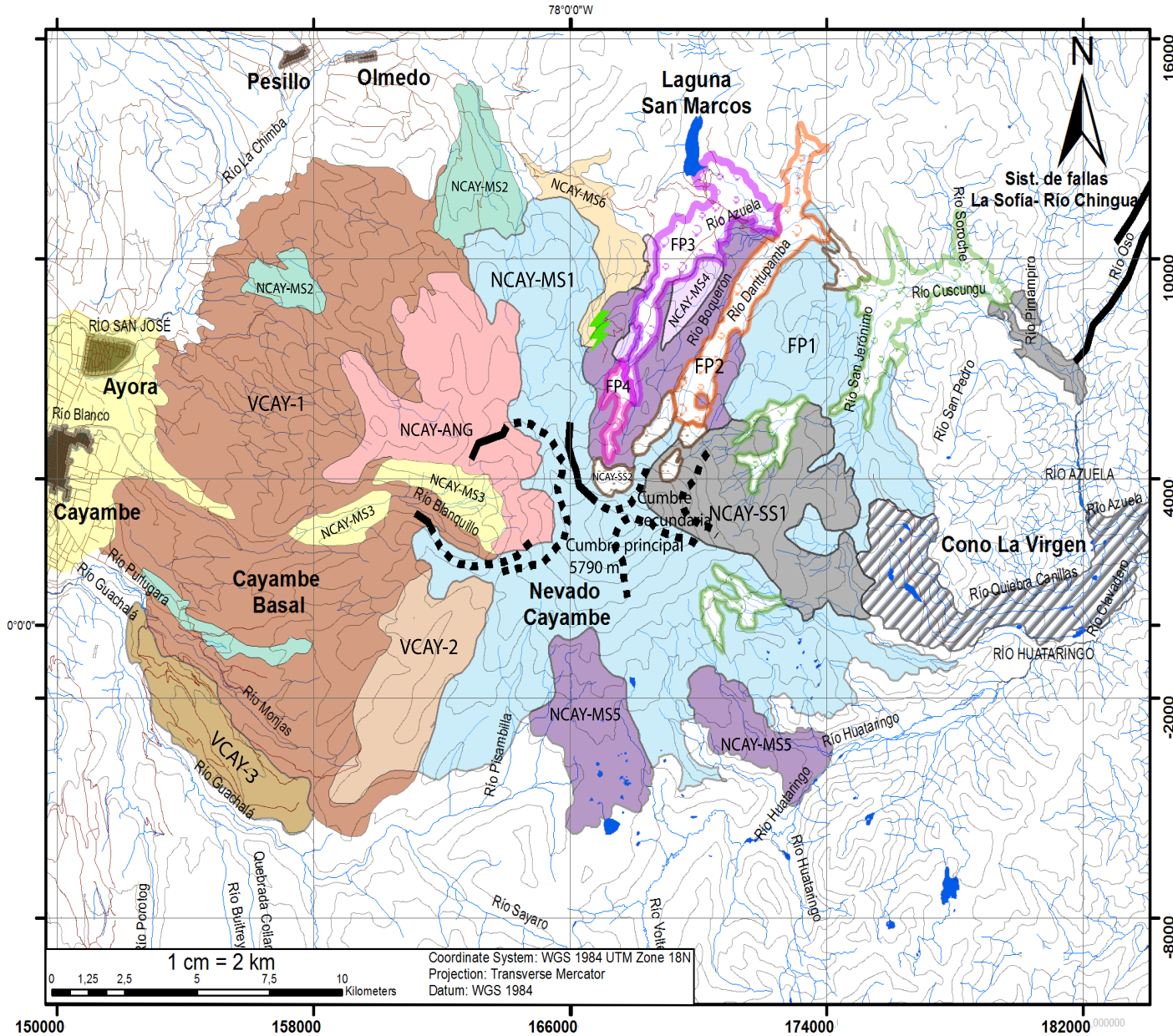
Wohletz, K. (2016). KWare SFT (Versión 2.2). Retrieved from:  
<http://es.freedownloadmanager.org/Windows-PC/KWare-SFT-GRATIS.html>

Wright, H. M., Cashman, K. V., Rosi, M., & Cioni, R. (2007). Breadcrust bombs as indicators of Vulcanian eruption dynamics at Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 69(3), 281-300

Yamamoto, T., Takarada, S., & Suto, S. (1993). Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 55(3), 166-175

# **ANEXOS**

**Anexo 1**  
**MAPA GEOLÓGICO DEL VOLCÁN CAYAMBE**



Legenda	
VCAY1	-Flujos de lava y brechas andesíticos
VCAY2	-Flujos de lava andesíticos
VCAY3	-Secuencia piroclástica del Río
NCAY-ANG	<b>Cono Angureal:</b> flujo de lava y brechas
<b>Cumbre principal</b>	
NCAY-MS1	- Primer periodo de construcción: flujos de lava, domos andesit. y dac.
NCAY-MS2	- Ignimbrita Hierba Buena
NCAY-MS3	- Debris flow del Río Granobles
NCAY-MS4	- debris flow del Río San Pedro
NCAY-MS5	- Segundo episodio de construcción: flujos de lava, domos y flujospiroclas.
NCAY-MS6	- Ignimbrita La Chimba
<b>Cumbre Secundaria</b>	
NCAY-SS1	- Flujos de lava y complejo de domos
NCAY-SS2	- Flujos de lava recientes y domos
FP1	- Flujo piroclástico 1
FP2	- Flujo piroclástico reciente 2
FP3	- Evento San Marcos
FP4	- Posible surge del San Marcos
CLV	Cono La Virgen

Símbolos	
	Curvas de nivel
	Fallas inferidas
	Fallas
	Antena
	Lagunas
	Carreteras
	Ríos

1 cm = 2 km  
 0 1.25 2.5 5 7.5 10 Kilometers  
 Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 18N  
 Projection: Transverse Mercator  
 Datum: WGS 1984

## Anexo 2. Muestreo

Nombre	UTM: Zona, Coord E, Coord N			Altitud	Descripción	Sector	Estudio
CYB-NV-02A	18 N	171243	11105	3407 m	Carbón tomado al tope de un F.P. de color oxidado, matriz arcillosa con bloques andecíticos y dacíticos y lapilli pumíticos dacíticos	Camino a la Laguna de San Marcos	Datación Resultado: 316 ± 15 BP
CYB-N-03I	18 N	167566	7981	4091 m	Nivel de 58 cm, de color crema, de ceniza gruesa a lapilli con intercalaciones de ceniza más fina, formando laminaciones. Evento Quilotoa encima de este nivel.	Camino a las antenas	Granulometría, granulometría láser
CYB-NV-04B	18 N	167065	6150	4246 m	Carbón de nivel de surge 04B2	Llegando al arenal al norte del Volcán	Datación Resultado: 376 ± 18 BP
CYB-NV-04B					Color crema, de ceniza fina a media con lapilli pumíticos y de composición dacítica		Granulometría, componentes, densidad/porosidad
CYB-NV-04C					Muestra de depósito encima del surge 04B2		Granulometría, componentes y densidad/porosidad
CYB-NV-06A	18 N	171472	10903	3375 m	Matriz de ceniza media a gruesa y lapilli del block and ash	Afloramiento en el Río Boquerón	Granulometría, componentes, densidad/porosidad
CYB-NV-07A	18 N	167782	7143	4013 m	Matriz de un posible debryns-flow de 1.25 m, de ceniza de media a gruesa y lapilli, equivalente a oleada piroclástica	Cerca de la Quebrada Angureal	Granulometría, componentes, densidad/porosidad
CYB-NV-08	18 N	167601	6354	4164 m	Matriz de ceniza media a gruesa de un nivel de 1.25 m. Los primeros 20cm de este nivel son bloques pumíticos y con presencia de mingling	Borde del surge llegando al arenal al norte del Volcán, caminata desde la escombrera	Granulometría, densidad/porosidad
CYB-NV-09	18 N	166452	7796	4203 m	Nivel de más de 25 cm, color crema, de ceniza fina a media con lapilli pumíticos y de composición dacítica	Camino al noroeste del Volcán, tomado desde las antenas que conecta con el lugar de acampada	Granulometría, componentes, densidad/porosidad
CYB-NV-10	18 N	166066	7079	4204 m	Nivel de más de 15 cm, color crema, de ceniza fina a media con lapilli pumíticos y de composición dacítica	Camino al noroeste del Volcán, tomado desde las antenas que conecta con el lugar de acampada	Granulometría, componentes, densidad/porosidad
CYB-NV-11A	17 N	833522	7412	4134 m	Nivel de más de 27 cm, color crema, de ceniza fina a media con lapilli pumíticos y de composición dacítica	Camino al noroeste del Volcán, tomado desde las antenas que conecta con el lugar de acampada	Granulometría, densidad/porosidad
CYB-NV-12A	17 N	831200	687	4245 m	Nivel de más de 7 cm, color crema, de lapilli de hasta 3cm	Camino al refugio del volcán	Granulometría
CYB-NV-12B					Nivel de más de 5 cm, color crema, de ceniza fina a media		Granulometría, componentes
CYB-NV-14	17 N	830401	687	4177 m	Nivel de más de 5-10 cm, color crema, de lapilli de hasta 2.5cm	Camino al refugio del volcán	Granulometría, componentes
CYB-NV-17B	17 N	832891	7825	4096 m	Nivel de más de 12 cm, color crema, de ceniza fina a media con lapilli pumíticos y de composición dacítica	Camino al noroeste del Volcán, tomado desde las antenas que conecta con el lugar de acampada	Granulometría, componentes
CYB-NV-21	17 N	83311	8139	4108 m	Nivel de 10-11 cm, color crema, de ceniza fina a media con lapilli pumíticos y de composición dacítica	Lugar de acampada del 18 de marzo 2019	Granulometría, densidad/porosidad
CYB-NV-24A	17 N	832723	6028	4435 m	Nivel de 30 cm, color crema, de ceniza fina a media con laminaciones con lapilli pumíticos y de composición dacítica	Camino al arenal hacia el noroeste del Volcán	Granulometría, componentes, densidad/porosidad
CYB-NV-24B					Nivel de más de 20 cm, color rosáceo, de ceniza media con lapilli		Granulometría, componentes, densidad/porosidad
CYB-NV-25	17 N	833227	5609	4520 m	Nivel métrico, color crema, de ceniza fina a media con laminaciones con lapilli pumíticos y de composición dacítica	Pleno arenal hacia el noroeste del Volcán	Granulometría, granulometría láser, componentes, densidad/porosidad
CYB-NV-27	17 N	832971	8775	4092 m	Nivel de 16 cm, color crema, de ceniza fina a media con lapilli pumíticos y de composición dacítica	Camino a la derecha del camino a Contaderos	Granulometría, componentes
CYB-NV-29B	18 N	168024	5087	4574 m	Nivel métrico de la matriz del surge. Color gris, lapilli de composición dacítica de hasta 1 cm, más o menos buen sorteo.	Arenal más lejano a las antenas	Granulometría, granulometría láser, componentes, densidad/porosidad
CYB-NV-32	17 N	829087	9452	3956 m	Nivel de 6-8 cm, color crema, de ceniza fina a media, contacto bioturbado. No contiene lapilli.	Camino nuevo al noroeste del Volcán	Granulometría, granulometría láser, componentes
CYB-NV-33	18 N	169340	9852	3653 m	Depósito de 30-40 m. Bloques desde 1,5 cm hasta 20-30 cm, de composición dacítica y andesítica en una matriz de ceniza de media a gruesa. Muestra media entre la distal y la proximal del block and ash	Quebrada Angureal	Granulometría, densidad/porosidad
CYB-NV-34	18 N	168894	9087	3756 m	Depósito de 30-40 m. Bloques desde 1,5 cm hasta 20-30 cm, de composición dacítica y andesítica en una matriz de ceniza de media a gruesa. Muestra más proximal del Block and ash	Quebrada Angureal	Granulometría, componentes, densidad/porosidad

### Anexo 3. Datos del Ensayo de granulometría

#### Depósito de Block & Ash

Muestra 34				Muestra 33			
Phi	Diámetro del tamiz	Peso retenido (g)	Wt. %	Phi	Diámetro del tamiz	Peso retenido (g)	Wt. %
-5	31,5 mm	510.16	12.61507647	-5	31,5 mm	297.61	8.732534052
-4.5	22,4 mm	376.12	9.300577391	-4.5	22,4 mm	220.07	6.457339366
-4	16 mm	167.01	4.129770898	-4	16 mm	121.06	3.552167509
-3.5	11,2 mm	159.23	3.937389498	-3.5	11,2 mm	133.74	3.924226686
-3	8 mm	162.94	4.029129215	-3	8 mm	126.22	3.703573294
-2.5	5,6 mm	115.55	2.857284158	-2.5	5,6 mm	146.45	4.29716613
-2	4 mm	118.66	2.934187263	-2	4 mm	124.62	3.656625764
-1.5	2,8 mm	124.46	3.077607844	-1.5	2,8 mm	131.44	3.856739611
-1	2 mm	135.05	3.339474042	-1	2 mm	131.61	3.861727786
-0.5	1,4 mm	175.18	4.331796095	-0.5	1,4 mm	169.97	4.987294825
0	1 mm	184.18	4.554345273	0	1 mm	176.28	5.172444147
0.5	710 µm	185.37	4.583771219	0.5	710 µm	177.24	5.200612665
1	500 µm	237.45	5.871589125	1	500 µm	216.79	6.361096929
1.5	355 µm	221.78	5.48410628	1.5	355 µm	203.94	5.984049577
2	250 µm	227.93	5.636181551	2	250 µm	200.3	5.877243945
2.5	180 µm	180.63	4.466561986	2.5	180 µm	162.47	4.767228276
3	125 µm	245.44	6.069163339	3	125 µm	224.31	6.581750321
3.5	90 µm	216.56	5.355027757	3.5	90 µm	138.09	4.051865284
4	63 µm	134.77	3.33255029	4	63 µm	135.83	3.985551898
> 4	<63 µm	165.58	4.094410306	> 4	<63 µm	170.02	4.988761935
<b>Suma</b>		4044.05	100.00	<b>Suma</b>		3408.06	100.00
Muestra 06A							
-5	31,5 mm	293.51	7.51993933				
-4.5	22,4 mm	55.53	1.422718923				
-4	16 mm	207.19	5.308358249				
-3.5	11,2 mm	163.06	4.177715605				
-3	8 mm	141.15	3.616365495				
-2.5	5,6 mm	137.65	3.526692954				
-2	4 mm	149.32	3.825686828				
-1.5	2,8 mm	151.31	3.876672073				
-1	2 mm	162.65	4.167211107				
-0.5	1,4 mm	216.36	5.543300308				
0	1 mm	229.52	5.880469064				
0.5	710 µm	276.86	7.09335424				
1	500 µm	167.85	4.300438883				
1.5	355 µm	242.12	6.203290214				
2	250 µm	265.25	6.795897609				
2.5	180 µm	266.8	6.835609735				
3	125 µm	365.98	9.376673354				
3.5	90 µm	291.94	7.47971479				
4	63 µm	42.99	1.101435017				
> 4	<63 µm	76.05	1.948456223				
<b>Suma</b>		3903.09	100.00				

## Depósito de Oleada piroclástica

Muestra 29B				Muestra 04B2			
Phi	Diámetro del tamiz	Peso retenido (g)	Wt. %	Phi	Diámetro del tamiz	Peso retenido (g)	Wt. %
-5	31,5 mm	0	0	-5	31,5 mm	0	0
-4.5	22,4 mm	0	0	-4.5	22,4 mm	24.12	1.218994481
-4	16 mm	21.51	0.772016467	-4	16 mm	46.25	2.337416864
-3.5	11,2 mm	14.2	0.509652898	-3.5	11,2 mm	107.82	5.44908727
-3	8 mm	34.56	1.240394658	-3	8 mm	104.14	5.263104696
-2.5	5,6 mm	48.45	1.73892133	-2.5	5,6 mm	109.42	5.529949259
-2	4 mm	58.4	2.096037269	-2	4 mm	123.63	6.248104797
-1.5	2,8 mm	79.42	2.850467122	-1.5	2,8 mm	131.51	6.646350092
-1	2 mm	112.23	4.028052444	-1	2 mm	131.29	6.635231569
-0.5	1,4 mm	180.41	6.475104174	-0.5	1,4 mm	155.4	7.853720662
0	1 mm	189.93	6.816786961	0	1 mm	143.48	7.251298846
0.5	710 µm	218.43	7.839681862	0.5	710 µm	128.97	6.517981685
1	500 µm	297.74	10.68620097	1	500 µm	170.37	8.610285645
1.5	355 µm	285.36	10.24186978	1.5	355 µm	140.83	7.117371177
2	250 µm	265.52	9.529791365	2	250 µm	146.96	7.427173671
2.5	180 µm	227.81	8.176339903	2.5	180 µm	112.96	5.708856409
3	125 µm	211.18	7.579471756	3	125 µm	103.54	5.23278145
3.5	90 µm	177.8	6.381428536	3.5	90 µm	60.01	3.032829967
4	63 µm	145.21	5.211739244	4	63 µm	28.7	1.450461924
> 4	<63 µm	218.05	<b>7.826043263</b>	> 4	<63 µm	9.28	0.468999535
<b>Suma</b>		2786.21	100.00	<b>Suma</b>		1978.68	100.00
Muestra 04C				Muestra 25			
-5	31,5 mm	403.96	10.75099403	-5	31,5 mm	0	0
-4.5	22,4 mm	174.18	4.635627638	-4.5	22,4 mm	0	0
-4	16 mm	134.5	3.579583863	-4	16 mm	0	0
-3.5	11,2 mm	92.25	2.455142092	-3.5	11,2 mm	6.88	0.228369614
-3	8 mm	102.74	2.73432302	-3	8 mm	18.65	0.619054258
-2.5	5,6 mm	122.51	3.260481926	-2.5	5,6 mm	28.65	0.950986836
-2	4 mm	133.75	3.559623359	-2	4 mm	41.59	1.380507591
-1.5	2,8 mm	149.66	3.983052201	-1.5	2,8 mm	38	1.261343796
-1	2 mm	181.6	4.833103566	-1	2 mm	35.53	1.179356449
-0.5	1,4 mm	257.32	6.848316132	-0.5	1,4 mm	46.85	1.555104127
0	1 mm	285.29	7.592709891	0	1 mm	50.29	1.669288934
0.5	710 µm	295.05	7.852462594	0.5	710 µm	81.11	2.692305139
1	500 µm	340.14	9.052488143	1	500 µm	194.36	6.451441583
1.5	355 µm	286.08	7.613734956	1.5	355 µm	318.47	10.57105681
2	250 µm	200.38	5.332914606	2	250 µm	431.13	14.31060923
2.5	180 µm	201.42	5.360593173	2.5	180 µm	476.02	15.80065457
3	125 µm	194.61	5.179351789	3	125 µm	364.29	12.09197188
3.5	90 µm	109.23	2.907047921	3.5	90 µm	239.45	7.948125577
4	63 µm	58.08	1.545741493	4	63 µm	293.22	9.732927048
> 4	<63 µm	34.67	0.922707603	> 4	<63 µm	348.17	<b>11.55689656</b>
<b>Suma</b>		3757.42	100.00	<b>Suma</b>		3012.66	100.00

Muestra 08				Muestra 24A			
Phi	Diámetro del tamiz	Peso retenido (g)	Wt. %	Phi	Diámetro del tamiz	Peso retenido (g)	Wt. %
-5	31,5 mm	451.98	15.63430706	-5	31,5 mm	0	0
-4.5	22,4 mm	36.01	1.245611304	-4.5	22,4 mm	0	0
-4	16 mm	19.97	0.690776388	-4	16 mm	0	0
-3.5	11,2 mm	56.69	1.960947094	-3.5	11,2 mm	0	0
-3	8 mm	46.77	1.617807295	-3	8 mm	8.88	0.380611121
-2.5	5,6 mm	48.66	1.683183729	-2.5	5,6 mm	9.05	0.387897595
-2	4 mm	51.17	1.770006399	-2	4 mm	15.09	0.646781736
-1.5	2,8 mm	68.42	2.366696069	-1.5	2,8 mm	31.15	1.335139236
-1	2 mm	94.98	3.285425206	-1	2 mm	48.88	2.095075629
-0.5	1,4 mm	193.5	6.69330151	-0.5	1,4 mm	89.33	3.828827863
0	1 mm	205.22	7.098704578	0	1 mm	128.73	5.517575404
0.5	710 µm	183.27	6.339438593	0.5	710 µm	160.55	6.881431921
1	500 µm	266.7	9.225341151	1	500 µm	300.08	12.86191274
1.5	355 µm	243.51	8.423182691	1.5	355 µm	360.19	15.43832428
2	250 µm	176.2	6.094882305	2	250 µm	407.17	17.45196285
2.5	180 µm	174.85	6.048184853	2.5	180 µm	291.12	12.47787269
3	125 µm	209.22	7.2370674	3	125 µm	239.79	10.27778611
3.5	90 µm	141.75	4.903232501	3.5	90 µm	94.89	4.06713843
4	63 µm	128.58	4.44767291	4	63 µm	66.81	2.863584345
> 4	<63 µm	93.50	3.234230962	> 4	<63 µm	81.38	3.488078042
<b>Suma</b>		2890.95	100.00	<b>Suma</b>		2333.09	100.00
Muestra 24B				Muestra 07A			
-5	31,5 mm	0	0	-5	31,5 mm	0	0
-4.5	22,4 mm	0	0	-4.5	22,4 mm	0	0
-4	16 mm	0	0	-4	16 mm	20.05	0.656799927
-3.5	11,2 mm	1.89	0.144772118	-3.5	11,2 mm	56.69	1.85705675
-3	8 mm	3.68	0.281884336	-3	8 mm	107.02	3.505771977
-2.5	5,6 mm	8.67	0.664113367	-2.5	5,6 mm	98.65	3.231586671
-2	4 mm	10.54	0.807353504	-2	4 mm	86.1	2.820472503
-1.5	2,8 mm	11.64	0.891612409	-1.5	2,8 mm	119.38	3.910662107
-1	2 mm	20.93	1.603217158	-1	2 mm	138.88	4.549445078
-0.5	1,4 mm	34.15	2.615855994	-0.5	1,4 mm	196.91	6.450397683
0	1 mm	45.41	3.478360781	0	1 mm	154.49	5.060799036
0.5	710 µm	47.98	3.675220222	0.5	710 µm	197.66	6.474966259
1	500 µm	61.79	4.73305247	1	500 µm	298.98	9.79401706
1.5	355 µm	59.67	4.570662581	1.5	355 µm	171.96	5.633083061
2	250 µm	75.2	5.760245117	2	250 µm	268.07	8.781464156
2.5	180 µm	78.17	5.987744159	2.5	180 µm	229.96	7.533052924
3	125 µm	122.2	9.360398315	3	125 µm	265.6	8.700551646
3.5	90 µm	116.39	8.9153581	3.5	90 µm	213.35	6.988940865
4	63 µm	127.72	9.783224818	4	63 µm	321.1	10.51862626
> 4	<63 µm	479.47	<b>36.72692455</b>	> 4	<63 µm	107.83	3.532306039
<b>Suma</b>		1305.5	100.00	<b>Suma</b>		3052.68	100.00

Muestra 10				Muestra 11A			
Phi	Diámetro del tamiz	Peso retenido (g)	Wt. %	Phi	Diámetro del tamiz	Peso retenido (g)	Wt. %
-5	31,5 mm	0	0	-5	31,5 mm	0	0
-4.5	22,4 mm	0	0	-4.5	22,4 mm	0	0
-4	16 mm	0	0	-4	16 mm	0	0
-3.5	11,2 mm	0.67	0.059975115	-3.5	11,2 mm	2.03	0.206695719
-3	8 mm	1.55	0.1387484	-3	8 mm	0.94	0.095711318
-2.5	5,6 mm	2.46	0.220207138	-2.5	5,6 mm	2	0.203641103
-2	4 mm	5.02	0.449365786	-2	4 mm	1.95	0.198550075
-1.5	2,8 mm	5.75	0.514711806	-1.5	2,8 mm	3.9	0.397100151
-1	2 mm	9.95	0.890675212	-1	2 mm	5.99	0.609905103
-0.5	1,4 mm	18.89	1.690940177	-0.5	1,4 mm	9.93	1.011078076
0	1 mm	24.87	2.226240455	0	1 mm	11.84	1.205555329
0.5	710 µm	23.61	2.113451434	0.5	710 µm	12.58	1.280902537
1	500 µm	30.78	2.755274677	1	500 µm	12.98	1.321630758
1.5	355 µm	29.31	2.623687485	1.5	355 µm	17.88	1.82055146
2	250 µm	33.81	3.02650542	2	250 µm	23.08	2.350018328
2.5	180 µm	33.79	3.024715118	2.5	180 µm	28.56	2.90799495
3	125 µm	79.84	7.146885322	3	125 µm	52.52	5.347615363
3.5	90 µm	82.78	7.410059707	3.5	90 µm	76.35	7.773999104
4	63 µm	342.59	30.66697699	4	63 µm	114.76	11.68492649
> 4	<63 µm	391.46	<b>35.04157976</b>	> 4	<63 µm	604.83	<b>61.58412414</b>
<b>Suma</b>		1117.13	100.00	<b>Suma</b>		1082.12	100.00
Muestra 09				Muestra 17B			
-5	31,5 mm	0	0	-5	31,5 mm	0	0
-4.5	22,4 mm	0	0	-4.5	22,4 mm	0	0
-4	16 mm	0	0	-4	16 mm	0	0
-3.5	11,2 mm	0	0	-3.5	11,2 mm	0	0
-3	8 mm	1.87	0.287254797	-3	8 mm	0	0
-2.5	5,6 mm	4.68	0.718905052	-2.5	5,6 mm	0.85	0.084430097
-2	4 mm	1.65	0.253460115	-2	4 mm	0.77	0.076483735
-1.5	2,8 mm	3.94	0.605232031	-1.5	2,8 mm	1.57	0.155947355
-1	2 mm	4.24	0.651315688	-1	2 mm	2.46	0.244350633
-0.5	1,4 mm	6.31	0.969292923	-0.5	1,4 mm	9.36	0.929724361
0	1 mm	8.66	1.330281571	0	1 mm	6.93	0.688353613
0.5	710 µm	10.41	1.599102905	0.5	710 µm	8.65	0.859200397
1	500 µm	15.45	2.373308346	1	500 µm	14.7	1.460144028
1.5	355 µm	13.81	2.121384353	1.5	355 µm	18.03	1.790911348
2	250 µm	16.07	2.468547904	2	250 µm	24.61	2.444499628
2.5	180 µm	19.6	3.010798937	2.5	180 µm	32.32	3.210330271
3	125 µm	37.2	5.714373493	3	125 µm	76.62	7.610628259
3.5	90 µm	62.39	9.583864575	3.5	90 µm	99.48	9.881301217
4	63 µm	119.79	18.40120432	4	63 µm	127.83	12.69729327
> 4	<63 µm	324.92	<b>49.91167299</b>	> 4	<63 µm	582.57	<b>57.86640179</b>
<b>Suma</b>		1050.99	100.00	<b>Suma</b>		1006.75	100.00



Muestra 03I				Muestra 21			
Phi	Diámetro del tamiz	Peso retenido (g)	Wt. %	Phi	Diámetro del tamiz	Peso retenido (g)	Wt. %
-5	31,5 mm	0	0	-5	31,5 mm	15	0.972459935
-4.5	22,4 mm	0	0	-4.5	22,4 mm	0	0
-4	16 mm	0	0	-4	16 mm	2.85	0.184767388
-3.5	11,2 mm	0	0	-3.5	11,2 mm	3.97	0.257377729
-3	8 mm	0	0	-3	8 mm	2.4	0.15559359
-2.5	5,6 mm	2	0.228521807	-2.5	5,6 mm	6.08	0.394170427
-2	4 mm	1.90	0.217095716	-2	4 mm	6.63	0.429827291
-1.5	2,8 mm	4.15	0.474182749	-1.5	2,8 mm	8.09	0.524480058
-1	2 mm	7.10	0.811252414	-1	2 mm	10.09	0.654141383
-0.5	1,4 mm	15.09	1.724197032	-0.5	1,4 mm	19.58	1.269384368
0	1 mm	24.78	2.831385185	0	1 mm	21.57	1.398397386
0.5	710 µm	35.56	4.063117723	0.5	710 µm	19.17	1.242803796
1	500 µm	59.94	6.848798547	1	500 µm	29.89	1.937788496
1.5	355 µm	68.13	7.784595345	1.5	355 µm	32.64	2.116072818
2	250 µm	91.19	10.41945178	2	250 µm	40.03	2.595171412
2.5	180 µm	74.12	8.469018156	2.5	180 µm	46.56	3.018515637
3	125 µm	130.13	14.86877135	3	125 µm	110.33	7.152766973
3.5	90 µm	103.52	11.82828871	3.5	90 µm	145.27	9.417950314
4	63 µm	104.45	11.93455135	4	63 µm	205.5	13.3227011
> 4	<63 µm	153.13	<b>17.49677213</b>	> 4	<63 µm	816.83	<b>52.95562989</b>
<b>Suma</b>		1075.19	100.00	<b>Suma</b>		1542.48	100.00
Muestra 27				Muestra 32			
-5	31,5 mm	0	0	-5	31,5 mm	0	0
-4.5	22,4 mm	0	0	-4.5	22,4 mm	0	0
-4	16 mm	0	0	-4	16 mm	0	0
-3.5	11,2 mm	0	0	-3.5	11,2 mm	0	0
-3	8 mm	3.18	0.291984207	-3	8 mm	0	0
-2.5	5,6 mm	3.68	0.337893674	-2.5	5,6 mm	0	0
-2	4 mm	6.91	0.634468827	-2	4 mm	1.1	0.131185078
-1.5	2,8 mm	12.24	1.123863741	-1.5	2,8 mm	0.77	0.091829555
-1	2 mm	16.15	1.482875769	-1	2 mm	1.35	0.160999869
-0.5	1,4 mm	28.09	2.57919383	-0.5	1,4 mm	2.71	0.323192329
0	1 mm	33.18	3.046552199	0	1 mm	4.3	0.512814397
0.5	710 µm	34.88	3.202644385	0.5	710 µm	4.83	0.576021753
1	500 µm	52.7	4.838857772	1	500 µm	9.98	1.190206438
1.5	355 µm	51.32	4.712147645	1.5	355 µm	14.6	1.741183766
2	250 µm	45.84	4.208979892	2	250 µm	21.66	2.583153451
2.5	180 µm	49.38	4.534018915	2.5	180 µm	27.94	3.332100989
3	125 µm	80.51	7.392342301	3	125 µm	53.22	6.346972606
3.5	90 µm	84.57	7.765127169	3.5	90 µm	77.66	9.261666528
4	63 µm	125.18	11.49389404	4	63 µm	96.09	11.45961288
> 4	<63 µm	461.29	<b>42.35515563</b>	> 4	<63 µm	522.3	<b>62.28906036</b>
<b>Suma</b>		1089.10	100.00	<b>Suma</b>		1038.51	100.00

## Depósito de caída

Muestra 12A				Muestra 12B			
Phi	Diámetro del tamiz	Peso retenido (g)	Wt. %	Phi	Diámetro del tamiz	Peso retenido (g)	Wt. %
-5	31,5 mm	0	0	-5	31,5 mm	0	0
-4.5	22,4 mm	0	0	-4.5	22,4 mm	0	0
-4	16 mm	0	0	-4	16 mm	0	0
-3.5	11,2 mm	1.81	0.340949762	-3.5	11,2 mm	4.05	2.23386652
-3	8 mm	4.28	0.806223746	-3	8 mm	17.8	9.817981247
-2.5	5,6 mm	2.78	0.523668695	-2.5	5,6 mm	15.95	8.797573083
-2	4 mm	4.13	0.777968241	-2	4 mm	16.5	9.100937672
-1.5	2,8 mm	7.47	1.407124155	-1.5	2,8 mm	14.74	8.130170987
-1	2 mm	12.05	2.269858911	-1	2 mm	12.51	6.900165472
-0.5	1,4 mm	17.82	3.356754008	-0.5	1,4 mm	11.68	6.442360728
0	1 mm	25.84	4.867481681	0	1 mm	9.58	5.28405957
0.5	710 µm	29.4	5.538079002	0.5	710 µm	6.64	3.662437948
1	500 µm	30.97	5.833819956	1	500 µm	7.87	4.340871484
1.5	355 µm	31.89	6.007120387	1.5	355 µm	8.03	4.429123001
2	250 µm	33.01	6.218094825	2	250 µm	10.25	5.653612796
2.5	180 µm	34.37	6.474278072	2.5	180 µm	9.62	5.306122449
3	125 µm	44.1	8.307118504	3	125 µm	10.29	5.675675676
3.5	90 µm	64.05	12.06510068	3.5	90 µm	7.11	3.921676779
4	63 µm	52.47	9.883775689	4	63 µm	7.32	4.037506895
> 4	<63 µm	134.43	<b>25.32258368</b>	> 4	<63 µm	11.36	<b>6.265857694</b>
<b>Suma</b>		830.87	100.00	<b>Suma</b>		500.3	100.00
Muestra 14							
-5	31,5 mm	0	0				
-4.5	22,4 mm	0	0				
-4	16 mm	0	0				
-3.5	11,2 mm	3.67	0.430019333				
-3	8 mm	3.26	0.381979026				
-2.5	5,6 mm	19.75	2.314136739				
-2	4 mm	21.52	2.52153026				
-1.5	2,8 mm	32.97	3.863143711				
-1	2 mm	40.29	4.720838948				
-0.5	1,4 mm	59.43	6.963501084				
0	1 mm	65.81	7.711055129				
0.5	710 µm	62.94	7.37477298				
1	500 µm	59.41	6.961157654				
1.5	355 µm	47.94	5.617200773				
2	250 µm	48.56	5.689847091				
2.5	180 µm	42.97	5.034858515				
3	125 µm	43.24	5.066494815				
3.5	90 µm	65.66	7.693479407				
4	63 µm	50.26	5.889038608				
> 4	<63 µm	185.77	<b>21.76694593</b>				
<b>Suma</b>		853.45	100.00				

Anexo 4. Procesamiento de datos de granulometría láser

Muestra Tiopullo Techo COTO-21/08/15							
N°	Diámetro de partícula (um)	Diámetro de partícula (mm)	Escala Phi	Pasado acumulado (%)	Retenido (%)	Normalización	Retenido (%) para SFT
1	0.8	0.0008	10.29	0.1	0.1	0.100	
2	0.9	0.0009	10.12	0.3	0.2	0.201	
<b>3</b>	<b>1</b>	<b>0.001</b>	<b>10</b>	<b>0.6</b>	<b>0.3</b>	<b>0.301</b>	<b>0.702</b>
4	1.2	0.0012	9.70	1.1	0.4	0.401	
<b>5</b>	<b>1.3</b>	<b>0.0013</b>	<b>9.5</b>	<b>1.6</b>	<b>0.6</b>	<b>0.602</b>	<b>2.207</b>
6	1.5	0.0015	9.38	2.3	0.7	0.702	
7	1.7	0.0017	9.20	3.2	0.9	0.903	
<b>8</b>	<b>2</b>	<b>0.002</b>	<b>9</b>	<b>4.3</b>	<b>1</b>	<b>1.003</b>	<b>2.207</b>
9	2.3	0.0023	8.76	5.5	1.2	1.204	
<b>10</b>	<b>2.6</b>	<b>0.0026</b>	<b>8.5</b>	<b>6.8</b>	<b>1.4</b>	<b>1.404</b>	<b>4.931</b>
11	3	0.003	8.38	8.4	1.5	1.505	
12	3.4	0.0034	8.20	10.1	1.7	1.705	
13	3.9	0.0039	8.002	10.42	0.32	0.318	
	<b>4</b>	<b>0.004</b>	<b>8</b>	<b>12.00</b>	<b>1.58</b>	<b>1.588</b>	<b>6.302</b>
14	4.5	0.0045	7.80	14.1	2.20	2.207	
15	5.1	0.0051	7.62	16.7	2.5	2.508	
<b>16</b>	<b>5.9</b>	<b>0.0059</b>	<b>7.5</b>	<b>19.6</b>	<b>2.9</b>	<b>2.909</b>	<b>7.413</b>
17	6.7	0.0067	7.22	23	3.4	3.410	
18	7.7	0.0077	7.02	24.09	1.09	1.094	
	<b>8</b>	<b>0.008</b>	<b>7</b>	<b>27.00</b>	<b>2.91</b>	<b>2.918</b>	<b>12.948</b>
19	8.8	0.0088	6.83	31.8	4.7	4.714	
20	10.1	0.0101	6.63	37	5.3	5.316	
<b>21</b>	<b>11.6</b>	<b>0.0116</b>	<b>6.5</b>	<b>42.8</b>	<b>5.8</b>	<b>5.817</b>	<b>14.024</b>
22	13.2	0.0132	6.24	48.8	6	6.018	
23	15.2	0.0152	6.04	50.98	2.18	2.188	
	<b>16</b>	<b>0.016</b>	<b>6</b>	<b>54.80</b>	<b>3.82</b>	<b>3.830</b>	<b>14.963</b>
24	17.4	0.0174	5.84	60.7	5.8	5.817	
25	19.9	0.0199	5.65	66	5.3	5.316	
<b>26</b>	<b>22.8</b>	<b>0.0228</b>	<b>5.5</b>	<b>70.8</b>	<b>4.8</b>	<b>4.814</b>	<b>10.105</b>
27	26.1	0.0261	5.26	75.1	4.3	4.313	
28	29.9	0.0299	5.06	76.08	0.98	0.978	
	<b>31</b>	<b>0.031</b>	<b>5</b>	<b>79.00</b>	<b>2.93</b>	<b>2.934</b>	<b>12.663</b>
29	34.3	0.0343	4.87	82.6	3.6	3.611	
30	39.2	0.0392	4.67	85.8	3.2	3.210	
31	44.9	0.0449	4.48	88.7	2.9	2.909	
	<b>45</b>	<b>0.045</b>	<b>4.5</b>	<b>99.90</b>	<b>11.20</b>	<b>11.234</b>	<b>11.234</b>

**MUESTRA 29B**

N°	Diámetro de partícula (um)	Diámetro de partícula (mm)	Escala Phi	Pasado acumulado (%)	Retenido (%)	Normalización	Retenido (%) para SFT	Phi	Wt. %
1	1	0.001	10	0.1	0.1	0.100	0.300	-5	0
2	1.2	0.0012	9.70	0.3	0.2	0.200		-4.5	0
3	1.3	0.0013	9.5	0.6	0.3	0.300	1.200	-4	0.772
4	1.5	0.0015	9.38	1	0.4	0.400		-3.5	0.510
5	1.7	0.0017	9.20	1.4	0.5	0.500		-3	1.240
6	2	0.002	9	2	0.6	0.600	1.200	-2.5	1.739
7	2.3	0.0023	8.76	2.6	0.6	0.600		-2	2.096
8	2.6	0.0026	8.5	3.3	0.7	0.700	2.217	-1.5	2.850
9	3	0.003	8.38	4	0.7	0.700		-1	4.028
10	3.4	0.0034	8.20	4.7	0.7	0.700		-0.5	6.475
11	3.9	0.0039	8.00	4.82	0.12	0.117		0	6.817
	4	0.004	8	5.40	0.58	0.583	2.183	0.5	7.840
12	4.5	0.0045	7.80	6.2	0.8	0.800		1	10.686
13	5.1	0.0051	7.62	7	0.8	0.800		1.5	10.242
14	5.9	0.0059	7.5	7.9	0.9	0.900	2.355	2	9.530
15	6.7	0.0067	7.22	9	1.1	1.100		2.5	8.176
16	7.7	0.0077	7.02	9.35	0.35	0.355		3	7.579
	8	0.008	7	10.30	0.95	0.945	4.545	3.5	6.381
17	8.8	0.0088	6.83	12	1.6	1.600		4	5.212
18	10.1	0.0101	6.63	14	2	2.000		4.5	2.293
19	11.6	0.0116	6.5	16.5	2.5	2.500	6.673	5	2.140
20	13.2	0.0132	6.24	19.4	2.9	2.900		5.5	0.943
21	15.2	0.0152	6.04	20.67	1.27	1.273		6	0.832
	16	0.016	6	22.90	2.23	2.227	10.627	6.5	0.522
22	17.4	0.0174	5.84	26.9	4	4.000		7	0.356
23	19.9	0.0199	5.65	31.3	4.4	4.400		7.5	0.184
24	22.8	0.0228	5.5	36.3	5	5.000	12.050	8	0.171
25	26.1	0.0261	5.26	41.8	5.5	5.500		8.5	0.173
26	29.9	0.0299	5.06	43.35	1.55	1.550		9	0.094
	31	0.031	5	48.00	4.65	4.650	27.350	9.5	0.094
27	34.3	0.0343	4.87	55	7	7.000		10	0.023
28	39.2	0.0392	4.67	62.6	7.7	7.700		Total	100
29	44.9	0.0449	4.48	70.6	8	8.000			
	45	0.045	4.5	99.9	29.3	29.300	29.300		

**MUESTRA 25**

N°	Diámetro de partícula (µm)	Diámetro de partícula (mm)	Escala Phi	Pasado acumulado (%)	Retenido (%)	Normalización	Retenido (%) para SFT	Phi	Wt. %
1	1	0.001	10	0.2	0.2	0.200	0.500	-5	0
2	1.2	0.0012	9.70	0.5	0.3	0.300		-4.5	0
3	1.3	0.0013	9.5	0.9	0.4	0.400	1.499	-4	0
4	1.5	0.0015	9.38	1.4	0.5	0.500		-3.5	0
5	1.7	0.0017	9.20	2	0.6	0.599		-3	0
6	2	0.002	9	2.7	0.7	0.699	1.499	-2.5	0.229
7	2.3	0.0023	8.76	3.5	0.8	0.799		-2	0.217
8	2.6	0.0026	8.5	4.2	0.8	0.799	2.531	-1.5	0.474
9	3	0.003	8.38	5	0.8	0.799		-1	0.811
10	3.4	0.0034	8.20	5.8	0.8	0.799		-0.5	1.724
11	3.9	0.0039	8.00	5.93	0.13	0.133		0	2.831
	4	0.004	8	6.60	0.67	0.666	2.364	0.5	4.063
12	4.5	0.0045	7.80	7.4	0.8	0.799		1	6.849
13	5.1	0.0051	7.62	8.3	0.9	0.899		1.5	7.785
14	5.9	0.0059	7.5	9.4	1	0.999	2.606	2	10.419
15	6.7	0.0067	7.22	10.6	1.2	1.199		2.5	8.469
16	7.7	0.0077	7.02	11.01	0.41	0.409		3	14.869
	8	0.008	7	12.10	1.09	1.090	5.386	3.5	11.828
17	8.8	0.0088	6.83	14	1.9	1.898		4	11.935
18	10.1	0.0101	6.63	16.4	2.4	2.398		4.5	4.964
19	11.6	0.0116	6.5	19.4	3	2.997	8.328	5	4.418
20	13.2	0.0132	6.24	23.1	3.7	3.696		5.5	1.980
21	15.2	0.0152	6.04	24.74	1.64	1.635		6	1.851
	16	0.016	6	27.60	2.86	2.861	14.249	6.5	1.243
22	17.4	0.0174	5.84	32.9	5.3	5.295		7	0.938
23	19.9	0.0199	5.65	39	6.1	6.094		7.5	0.531
24	22.8	0.0228	5.5	45.8	6.8	6.793	16.159	8	0.481
25	26.1	0.0261	5.26	53.3	7.4	7.393		8.5	0.498
26	29.9	0.0299	5.06	55.28	1.98	1.973		9	0.262
	31	0.031	5	61.20	5.93	5.919	28.397	9.5	0.262
27	34.3	0.0343	4.87	69.1	8	7.992		10	0.070
28	39.2	0.0392	4.67	76.8	7.7	7.692		Total	100
29	44.9	0.0449	4.48	83.6	6.8	6.793			
	45	0.045	4.5	100.1	16.5	16.484	16.484		

MUESTRA 3I

N°	Diámetro de partícula (um)	Diámetro de partícula (mm)	Escala Phi	Pasado acumulado (%)	Retenido (%)	Normalización	Retenido (%) para SFT	Phi	Wt. %
1	1	0.001	10	0.1	0.1	0.100	0.400	-5	0
2	1.2	0.0012	9.70	0.4	0.3	0.300		-4.5	0
3	1.3	0.0013	9.5	0.8	0.4	0.400	1.499	-4	0
4	1.5	0.0015	9.38	1.2	0.5	0.500		-3.5	0
5	1.7	0.0017	9.20	1.8	0.6	0.599		-3	0
6	2	0.002	9	2.5	0.7	0.699	1.499	-2.5	0.229
7	2.3	0.0023	8.76	3.3	0.8	0.799		-2	0.217
8	2.6	0.0026	8.5	4.2	0.9	0.899	2.847	-1.5	0.474
9	3	0.003	8.38	5	0.9	0.899		-1	0.811
10	3.4	0.0034	8.20	5.9	0.9	0.899		-0.5	1.724
11	3.9	0.0039	8.01	6.05	0.15	0.150		0	2.831
	4	0.004	8	6.8	0.75	0.749	2.747	0.5	4.063
12	4.5	0.0045	7.80	7.8	1	0.999		1	6.849
13	5.1	0.0051	7.62	8.9	1	0.999		1.5	7.785
14	5.9	0.0059	7.5	10	1.2	1.199	3.033	2	10.419
15	6.7	0.0067	7.22	11.4	1.4	1.399		2.5	8.469
16	7.7	0.0077	7.02	11.84	0.44	0.436		3	14.869
	8	0.008	7	13.00	1.16	1.162	5.358	3.5	11.828
17	8.8	0.0088	6.83	14.9	1.9	1.898		4	11.935
18	10.1	0.0101	6.63	17.2	2.3	2.298		4.5	4.964
19	11.6	0.0116	6.5	19.9	2.7	2.697	7.102	5	4.418
20	13.2	0.0132	6.24	23.1	3.1	3.097		5.5	1.980
21	15.2	0.0152	6.04	24.41	1.31	1.308		6	1.851
	16	0.016	6	26.70	2.29	2.289	10.580	6.5	1.243
22	17.4	0.0174	5.84	30.6	4	3.996		7	0.938
23	19.9	0.0199	5.65	34.9	4.3	4.296		7.5	0.531
24	22.8	0.0228	5.5	39.6	4.7	4.695	11.314	8	0.481
25	26.1	0.0261	5.26	44.8	5.2	5.195		8.5	0.498
26	29.9	0.0299	5.06	46.23	1.425	1.424		9	0.262
	31	0.031	5	50.50	4.28	4.271	25.250	9.5	0.262
27	34.3	0.0343	4.87	57	6.4	6.394		10	0.070
28	39.2	0.0392	4.67	64.1	7.1	7.093		Total	100
29	44.9	0.0449	4.48	71.6	7.5	7.493			
	45	0.045	4.5	100	28.4	28.372	28.372		

**MUESTRA 32**

N°	Diámetro de partícula (um)	Diámetro de partícula (mm)	Escala Phi	Pasado acumulado (%)	Retenido (%)	Normalización	Retenido (%) para SFT	Phi	Wt. %
1	0.9	0.001	10.12	0.1	0.1	0.100		-5	0
<b>2</b>	<b>1</b>	<b>0.001</b>	<b>10</b>	<b>0.3</b>	<b>0.2</b>	<b>0.200</b>	<b>0.501</b>	<b>-4.5</b>	0
3	1.2	0.0012	9.70	0.6	0.3	0.300		-4	0
<b>4</b>	<b>1.3</b>	<b>0.0013</b>	<b>9.5</b>	<b>1.1</b>	<b>0.4</b>	<b>0.400</b>	<b>1.602</b>	<b>-3.5</b>	0
5	1.5	0.0015	9.38	1.6	0.5	0.501		-3	0
6	1.7	0.0017	9.20	2.3	0.7	0.701		-2.5	0
<b>7</b>	<b>2</b>	<b>0.002</b>	<b>9</b>	<b>3.1</b>	<b>0.8</b>	<b>0.801</b>	<b>1.702</b>	<b>-2</b>	0.131
8	2.3	0.0023	8.76	4	0.9	0.901		-1.5	0.092
<b>9</b>	<b>2.6</b>	<b>0.0026</b>	<b>8.5</b>	<b>4.9</b>	<b>1</b>	<b>1.001</b>	<b>3.187</b>	<b>-1</b>	0.161
10	3	0.003	8.38	5.9	1	1.001		-0.5	0.323
11	3.4	0.0034	8.20	7	1	1.001		0	0.513
	3.9	0.0039	8.00	7.18	0.18	0.184		0.5	0.576
<b>12</b>	<b>4</b>	<b>0.004</b>	<b>8</b>	<b>8.10</b>	<b>0.92</b>	<b>0.918</b>	<b>3.420</b>	<b>1</b>	1.190
13	4.5	0.0045	7.80	9.3	1.2	1.201		1.5	1.741
14	5.1	0.0051	7.62	10.6	1.3	1.301		2	2.583
<b>15</b>	<b>5.9</b>	<b>0.0059</b>	<b>7.5</b>	<b>12.2</b>	<b>1.6</b>	<b>1.602</b>	<b>4.131</b>	<b>2.5</b>	3.332
16	6.7	0.0067	7.22	14.1	1.9	1.902		3	6.347
	7.7	0.0077	7.02	14.73	0.63	0.628		3.5	9.262
<b>17</b>	<b>8</b>	<b>0.008</b>	<b>7</b>	<b>16.40</b>	<b>1.67</b>	<b>1.674</b>	<b>8.181</b>	<b>4</b>	11.460
18	8.8	0.0088	6.83	19.3	2.9	2.903		4.5	6.235
19	10.1	0.0101	6.63	22.9	3.6	3.604		5	13.218
<b>20</b>	<b>11.6</b>	<b>0.0116</b>	<b>6.5</b>	<b>27.3</b>	<b>4.4</b>	<b>4.404</b>	<b>11.930</b>	<b>5.5</b>	10.101
21	13.2	0.0132	6.24	32.6	5.3	5.305		6	11.150
	15.2	0.0152	6.04	34.82	2.22	2.220		6.5	7.431
<b>22</b>	<b>16</b>	<b>0.016</b>	<b>6</b>	<b>38.70</b>	<b>3.88</b>	<b>3.886</b>	<b>17.900</b>	<b>7</b>	5.096
23	17.4	0.0174	5.84	45.5	6.8	6.807		7.5	2.573
24	19.9	0.0199	5.65	52.6	7.2	7.207		8	2.130
<b>25</b>	<b>22.8</b>	<b>0.0228</b>	<b>5.5</b>	<b>59.9</b>	<b>7.3</b>	<b>7.307</b>	<b>16.216</b>	<b>8.5</b>	1.985
26	26.1	0.0261	5.26	67.1	7.2	7.207		9	1.060
	29.9	0.0299	5.06	68.80	1.70	1.702		9.5	0.998
<b>27</b>	<b>31</b>	<b>0.031</b>	<b>5</b>	<b>73.90</b>	<b>5.10</b>	<b>5.105</b>	<b>21.221</b>	<b>10</b>	0.312
28	34.3	0.0343	4.87	80.1	6.2	6.206		<b>Total</b>	<b>100</b>
29	39.2	0.0392	4.67	85.5	5.4	5.405			
30	44.9	0.0449	4.48	90	4.5	4.505			
	<b>45</b>	<b>0.045</b>	<b>4.5</b>	<b>100</b>	<b>10</b>	<b>10.010</b>	<b>10.010</b>		

## Anexo 5. Relación de componentes versus tamaño de granos

