

**ESTUDIO MORFOMÉTRICO Y GEOMORFOLÓGICO DEL CAMPO
VOLCÁNICO MONOGENÉTICO GUAMUEZ – SIBUNDOY, COLOMBIA**

VICTOR CAMILO RIVERA LARA

**UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
PROGRAMA GEOLOGÍA
MANIZALES**

2021

**ESTUDIO MORFOMÉTRICO Y GEOMORFOLÓGICO DEL CAMPO
VOLCÁNICO MONOGENÉTICO GUAMUEZ – SIBUNDOY, COLOMBIA**

VICTOR CAMILO RIVERA LARA

Trabajo de grado para optar el título de Geólogo

DIRECTORA

MARÍA LUISA MONSALVE

Geóloga MSc

CODIRECTOR

HUGO MURCIA

Geólogo MSc Y PhD

UNIVERSIDAD DE CALDAS

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

PROGRAMA GEOLOGÍA

MANIZALES

2021

NOTA DE ACEPTACIÓN

DIRECTORA

CODIRECTOR

Manizales, mayo de 2021

Dedicatoria

A cada miembro de la familia Lara, ustedes son el motor de mi vida,
los amo y les agradezco infinitamente por apoyarme en mis sueños.

“Si tienes que hacer una lista de prioridades en tu vida, el número uno debe ser la familia”.

AGRADECIMIENTOS

A mi madre Martina Lara, a mis tres hermanas y mis tías, por todo su amor incondicional, su apoyo en todo mi proceso personal y académico y llevarme siempre en sus oraciones.

A todo el equipo de trabajo del Observatorio vulcanológico y sismológico de Manizales, con quienes he podido enriquecer mi propuesta de investigación y han estado siempre dispuestos a apoyarme en este proyecto, no solo con sus conocimientos sino también con esa voz de aliento que a veces es necesaria. Por supuesto, también a Carlos Laverde un agradecimiento especial por la ayuda brindada en el desarrollo del trabajo.

A María Luisa Monsalve, quien además fue un referente personal de perseverancia y amor por la vulcanología. Sus excelentes palabras de aliento, estímulo, conocimiento y sabiduría me motivaron a ser persistente y no desistir ante los momentos de cansancio. Muchísimas gracias por su eterna paciencia y por cada minuto que dedicó en el desarrollo de este trabajo. Para ella siempre será mi eterna admiración, respeto y gratitud.

Al profesor Hugo Murcia, quien con sus conocimientos contribuyó en el desarrollo de este trabajo y en mi formación como profesional. Mi absoluta admiración por su labor como docente y amigo.

A la comunidad indígena Inga Manoy, quienes desinteresadamente me acogieron como un miembro más de su comunidad y permitieron el desarrollo del trabajo de campo. Especialmente, el agradecimiento al Taita Luis Guillermo Jacanomijoy y su familia, por aceptarme todo el tiempo que duró la etapa de campo, no hubiese podido lograr estos resultados de no haber sido por su incondicional ayuda y la de su comunidad.

A Tania Ortega, por apoyarme, por su paciencia, por alentarme siempre a creer que las cosas se pueden lograr y por estar allí cuando más la necesite, sobre todo en los momentos en que mis ánimos decaían.

Por último, es mi deseo agradecer en general a todos mis compañeros y amigos, por acompañarme en este proceso de vida, brindando siempre una voz amiga. En especial, quiero mencionar a Carolina Reina, Harold Ávila y la “Generación Pérdida”. Amigos para ustedes un abrazo fraterno por su gran apoyo.

CONTENIDO

RESUMEN

1.	INTRODUCCIÓN.....	1
2.	OBJETIVOS.....	3
2.1	Objetivo general	3
2.2	Objetivos específicos.....	3
3.	LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	4
3.1	Vías de acceso	5
4.	MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL LOCAL	6
4.1	Marco geológico local	6
4.2	Marco estructural local	8
5.	TRABAJOS ANTERIORES	10
5.1	Estudios morfométricos en volcanes monogenéticos en Colombia.....	13
6.	FUNDAMENTOS TEÓRICOS	16
6.1	Vulcanismo monogenético.....	16
6.1.1	Conos de Escoria	17
6.1.2	Maares y maar-diatremas.....	18
6.1.3	Anillos de toba y conos de toba.....	19
6.1.4	Domos de lava y coulees	20
6.1.5	Flujos de lavas y pequeños escudos	21
6.1.6	Campos volcánicos.....	21
6.2	Geomorfología.....	22
6.2.1	Ambientes morfogenéticos generales.....	22
6.2.2	Unidad geomorfológica	22
6.2.2.1	Morfología.....	23
	• Volcanes con morfología tipo Ideal.....	24
	• Volcanes con morfología tipo Disectado.....	24
	• Volcanes con morfología tipo Amorfo	24
	• Volcanes con morfología tipo Herradura.....	24
	• Volcanes con morfología tipo Inclinado.....	24
	• Volcanes con morfología tipo Parasito	24
	• La morfología tipo Anidados.....	24

6.2.2.2 Morfometría.....	25
7. METODOLOGÍA.....	29
7.1 Revisión bibliográfica.....	29
7.2 Adquisición de información geoespacial.....	29
7.3 Procesamiento de la información geoespacial.....	30
7.4 Elaboración del documento final.....	33
8. RESULTADOS	34
8.1 Geomorfología del área de estudio	34
8.1.1 Ambiente denudacional	34
8.1.2 Ambiente fluvial – lagunar	36
8.1.3 Ambiente estructural.....	36
8.1.4 Ambiente volcánico.....	38
8.2 Geo-morfometría de las estructuras volcánicas.....	39
8.2.1 Volcán Campanero	40
8.2.2 Volcán Victoria.....	43
8.2.3 Volcanes Manoy	45
8.2.4 Volcán Bijinchoy.....	46
8.2.5 Maar Fuisanoy	48
8.2.6 Volcanes Mujundinoy	50
8.2.7 Volcán Corota.....	52
8.2.8 Maar Yaku	53
8.2.9 Volcán Guayapungo	55
8.2.10 Volcanes Encano – Guamuez	57
8.2.11 Volcán Estero	60
8.2.12 Volcán Patascoy	61
8.2.13 Volcanes Muchivioy.....	64
8.2.14 Volcanes Laurel – Santa Teresita	68
9. DISCUSIÓN.....	70
9.1 Caracterización geo-morfométrica	70
9.1.1 Volumen	70
9.1.2 Morfología.....	72
9.2 Procesos eruptivos	72

9.3 Relación espacio - temporal	73
9.4 Campo volcánico monogenético Guamuez – Sibundoy.....	78
10 CONCLUSIONES.....	80
11. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio	4
Figura 2. Mapa geológico de la zona de estudio	6
Figura 3. Ilustración del volcán Campanero	11
Figura 4. Ilustración del volcán Patascoy de Santa Lucia.....	11
Figura 5. Mapa de localización del grupo de volcanes Guamués – Sibundoy	13
Figura 6. Esquema de clasificación de volcanes monogenéticos	17
Figura 7. Representación esquemática de un volcán monogenético tipo cono de escoria..	17
Figura 8. Representación esquemática de un volcán monogenético tipo Maar–Diatrema .	19
Figura 9. Representación esquemática de un volcán monogenético tipo anillo de toba	19
Figura 10. Representación esquemática de un volcán monogenético tipo cono de toba	20
Figura 11. Clasificación geomorfológica de una estructura volcánica	23
Figura 12. Parámetros morfométricos clásicos	25
Figura 13. Representación gráfica de los índices de circularidad	26
Figura 14. Representación geométrica y fórmula para calcular volumen (V)	27
Figura 15. Mapas temáticos y fórmulas para determinar parámetros morfométricos.....	32
Figura 16. Mapa geomorfológico de la zona de estudio	36
Figura 17. Mapa de lineamientos estructurales	38
Figura 18. Mapa de localización del volcán Campanero	40
Figura 19. Características morfológicas del volcán Campanero.....	41
Figura 20. Mapa de localización centro oriental de la laguna de La Cocha.....	42
Figura 21. Características morfológicas del volcán Victoria	43
Figura 22. Características geomorfológicas del volcán Victoria	44
Figura 23. Características morfológicas de los volcanes Manoy y Mijoy.	45
Figura 24. Estructura del volcán Bijinchoy.....	47
Figura 25. Características morfológicas del volcán Bijinchoy.....	48
Figura 26. Características morfológicas del maar Fuisanoy	49
Figura 27. Geoforma volcán Mujundinoy.....	50
Figura 28. Características morfológicas de los volcanes Mujundinoy.....	51
Figura 29. Características morfológicas del volcán Corota	52

Figura 30. Características morfológicas del maar Yaku	54
Figura 31. Mapa de localización del volcán Guayapungo	55
Figura 32. Características morfológicas del volcán Guayapungo	56
Figura 33. Mapa de localización de los volcanes Encano – Guamuez.....	57
Figura 34. Características morfológicas de los volcanes Encano - Guamez.....	58
Figura 35. Mapa de localización de los volcanes Estero y Patascoy	59
Figura 36. Características morfológicas del volcán Estero	60
Figura 37. Mapa de la zona de estudio de 1870	62
Figura 38. Características morfológicas del volcán Patascoy	63
Figura 39. Mapa de localización de los volcanes Muchivioy	64
Figura 40. Mapa de flujos de lavas emitidos por el volcán Muchivioy	65
Figura 41. Características morfológicas de los volcanes Muchivioy	66
Figura 42. Localización de los volcanes Laurel y Santa Teresita	68
Figura 43. Características morfológicas de los volcanes Laurel y Santa Teresita.	69
Figura 44. Evolución morfo-cronológica de una estructura volcánica cónica	75

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Volcanes del grupo Guamués – Sibundoy.....	12
Tabla 2. Planchas geológicas que abarcan la zona de estudio a escala 1:100,000.....	29
Tabla 3. Aerofotografías que cubren la zona de estudio.....	29
Tabla 4. Coordenadas, parámetros e índices morfométricos.....	35
Tabla 5. Volumen total emitido por los volcanes del área de estudio.....	71
Tabla 6. Secuencia morfo-cronológica de los volcanes del campo volcánico.....	78

Resumen

La fotointerpretación, análisis de imágenes de radar y modelos de elevación de alta resolución, permitió la identificación, localización y georreferenciación de 17 geoformas volcánicas, entre el este del lago La Cocha (departamento de Nariño) y el suroeste del valle de Sibundoy (departamento de Putumayo), Colombia. Cada una de estas geoformas, y depósitos de lava asociados, fueron descritos a través de parámetros morfológicos y morfométricos que permitieron definir el carácter monogenético de las estructuras, el posible estilo eruptivo asociado, y evaluar los efectos de los procesos eruptivos y / o erosivos dependientes del tiempo. , el último para determinar una secuencia morfo-cronológica de las estructuras en el campo volcánico. La actividad eruptiva más antigua de la zona, corresponde a una actividad freatomagmática que dio lugar a posibles estructuras tipo maar, seguida de actividad explosiva y efusiva alternada, dando lugar a estructuras cónicas con coladas de lava asociadas; finalmente, la actividad explosiva predominante dio lugar a conos de escoria, que corresponden a las estructuras más recientes. El mapeo geomorfológico y estructural, muestra el control estructural que ejerce el sistema de fallas de Algeciras sobre la distribución espacial y alineación de los volcanes, sugiriendo que este sistema de fallas controla el ascenso del magma hacia la superficie. Los resultados de este trabajo permiten proponer un campo volcánico monogenético en el área de estudio.

Abstract

Photo-interpretation, analysis of radar images and high-resolution elevation models, allowed the identification, localization and georeferentiation of 17 volcanic geoforms, between the east of La Cocha lake (Nariño department) and the southwest of the Sibundoy valley (Putumayo department), Colombia. Each of these geoforms, and associated lava deposits, were described through morphological and morphometric parameters which allowed to define the monogenetic character of the structures, the possible eruptive style associated, and to evaluate the effects of the eruptive and/or erosive processes time-dependent, the last in order to determinate a morpho-chronological sequence of the structures in the volcanic field. The oldest eruptive activity in the area, corresponds to a phreatomagmatic activity that gave rise to possible maar-type structures, followed by alternated explosive and effusive activity, giving rise to conical structures with associated lava flows; finally, predominant explosive activity gave rise to scoria cones, which correspond to the most recent structures. The geomorphological and structural mapping, show the structural control that the Algeciras fault system exerts on the spatial distribution and alignment of the volcanoes, suggesting that this fault system controls the magma rise towards the surface. The results of this work allow to propose a monogenetic volcanic field in the study area.

1. INTRODUCCIÓN

Los volcanes monogenéticos son la manifestación de vulcanismo más común en el mundo, caracterizados por erupciones de pequeño volumen de magma ($< 1 \text{ km}^3$), generalmente emitido en erupciones episódicas de poca duración (días o años) (Németh, 2010; Németh & Kereszturi, 2015). Este tipo de vulcanismo es posible encontrarlo en cualquier ambiente tectónico, siendo muy frecuente en el de intraplaca, con una amplia gama de morfologías, tales como: maares, maar – diatremas, anillos de toba, conos de toba, conos de escoria, domos de lava, coulees, pequeños escudos y flujos de lava (Kereszturi & Németh, 2012; Németh & Kereszturi, 2015; Murcia & Németh, 2020). El análisis de estas estructuras volcánicas, a través de estudios geomorfológicos y morfométricos, han permitido definir una clasificación basada en la geoforma y establecer medidas morfométricas relativamente constantes, para algunas de las estructuras mencionadas (Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980). Para estos análisis, es necesario la integración sistemática de diferentes técnicas y metodologías en el procesamiento de información Geoespacial (Grosse et al., 2020).

Los análisis geo-morfométricos parametrizan una geoforma volcánica, a través de sus atributos cualitativos (forma de la estructura, forma del cráter, vista en planta y perfil de la estructura, entre otros) y atributos cuantitativos (volumen, altura, diámetro de la base y del cráter, profundidad del cráter, pendiente de la estructura volcánica), para establecer: - clasificaciones de diferente tipo de geoformas (e.g. Grosse et al., 2009, 2012); - modelos de formación y degradación de una estructura (e.g. Rodríguez-Gonzalez et al., 2010); - relaciones morfo-cronológicas (e.g. Zarazúa-Carbajal & De la Cruz-Reyna, 2020), caracterizaciones de estructuras volcánicas de forma individual o dentro de grandes campos volcánicos (e.g. Bemis & Ferencz, 2017), entre otros objetivos.

Los campos volcánicos son la forma más común en la que se presentan los volcanes monogenéticos (Valentine & Gregg, 2008; Kereszturi & Németh, 2012; Németh & Kereszturi, 2015). En Colombia se han cartografiado, descrito y agrupado en campos volcánicos, una gran variedad de estructuras asociadas a este tipo de vulcanismo, como son: los campos volcánicos monogenéticos Samaná y Villamaría-Termale, en el departamento de Caldas (Borrero et al., 2017; Sánchez-Torres et al., 2019); Pijaos (Murcia et al., 2019; Velandia et al., 2021) ó Metaima (Monsalve et al., 2020) en el departamento del Tolima; y

la Provincia alcalina en el valle superior del Magdalena, en el departamento del Huila (Kroonenberg et al., 1982; Borrero & Castillo, 2006), la cual a su vez ha sido subdividida en los campos Moscopán, Isnos – San Agustín (campo monogenético San Agustín de Zuluaga, (2011)) y Acevedo (Monsalve et al., 2020). Adicionalmente, entre el límite de Nariño (sector de la Laguna de la Cocha) y el alto Putumayo (Sibundoy), se localiza el “Grupo volcánico Guamuez – Sibundoy”, definido por Flórez (2003), como compuesto por ocho volcanes, los cuales inicialmente fueron identificados y descritos fotogeológicamente por Ceballos et al. (1994) y posteriormente analizados por Robertson et al. (2002). El carácter basáltico de alguno de estos volcanes, fueron reportados por Küch (1892), Núñez (2003) y Rodríguez & González (2004).

En este grupo, a excepción de una estructura volcánica (Volcán de Muchivioy), la cual fue identificada y descrita por Buchelli (1986) como volcán Sibundoy y que fue objeto de estudios complementarios por Núñez (2003) y Rodríguez & González (2004), las demás estructuras volcánicas carecen de estudios geológicos.

En el presente trabajo, a través del procesamiento de modelos digitales de elevación de alta resolución espacial, imágenes satelitales, de radar y fotografías aéreas, se localizaron 17 estructuras volcánicas, correspondientes a las reportadas para el Grupo Guamuez – Sibundoy (Flórez, 2003) y otras identificadas y propuestas en este trabajo. Estas estructuras se describen bajo parámetros geo-morfométricos cuantitativos y cualitativos, estableciendo una clasificación y una cronología relativa de formación. Los resultados obtenidos son un aporte al conocimiento vulcanológico de esta región, y contribuyen a un mejor entendimiento de las dinámicas geomorfológicas de otros volcanes de este tipo en Colombia.

Este trabajo es apoyado por la dirección de Geo-amenazas del Servicio Geológico Colombiano (SGC), a través del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales (OVSM), como parte del proyecto de investigación de vulcanismo monogenético en Colombia.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo general:

- Realizar una caracterización morfométrica y geomorfológica, que permita definir una relación morfo-cronológica entre las estructuras volcánicas que conforman el campo volcánico monogenético Guamuez – Sibundoy (CVMGS), propuesto en este trabajo.

2.2 Objetivos específicos:

- Localizar geográficamente cada una de las estructuras identificadas dentro del CVMGS.
- Realizar un análisis morfométrico, definiendo parámetros y relaciones morfométricas de cada una de las estructuras volcánicas dentro del CVMGS.
- Caracterizar geomorfológicamente cada una de las estructuras, a partir del análisis morfométrico y parámetros cualitativos.
- Realizar un mapa geomorfológico y estructural de la zona de estudio.

3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio, se localiza al sur occidente de Colombia, entre los departamentos de Nariño y Putumayo, en la cordillera Centro-Oriental (Figura 1A).

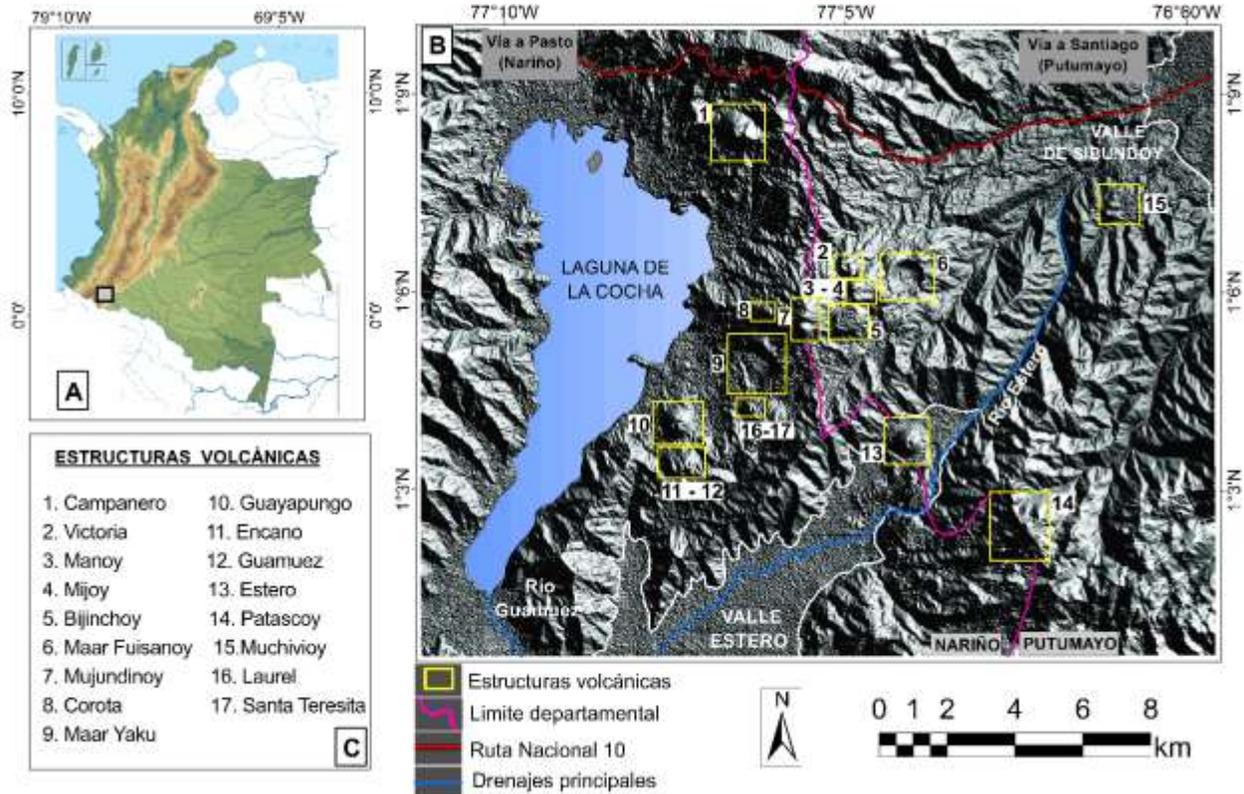


Figura 1. A) Localización del área de estudio. **B)** Mapa de sombras con las estructuras volcánicas identificadas. La numeración corresponde a la mostrada en C, con los respectivos nombres de las estructuras.

El lago Guamuez ($1^{\circ}06' N - 77^{\circ}09' W$) o laguna de La Cocha (Figura 1B), siendo un punto de referencia para la ubicación de las estructuras volcánicas, se localiza a 19.6 km al oriente de la ciudad de Pasto (Nariño) y a 29.6 km al occidente del municipio de Santiago (Putumayo), en el corregimiento del Encano, municipio de Pasto.

La laguna de La Cocha en el sector norte tiene una pequeña isla denominada la Corota (Figura 1B). Esta laguna presenta una profundidad de 90 m y una longitud de 23 km con un ancho entre 5 y 3 km. Esta laguna fue declarada por el convenio RAMSAR, como un cuerpo de agua de interés internacional, al albergar uno de los páramos más bajos del mundo (González-Legarda et al., 2017).

La mayoría de las estructuras volcánicas que conforman el CVMGS (1 – 17 de la Figura 1C) se localizan en la margen oriental de la Laguna de la Cocha (1 – 12 y 16 – 17), entre estas están los volcanes: Campanero, Victoria, Manoy, Mijoy Bijinchoy, Fuisanoy, Mujundinoy, Corota, Yaku, Guayapungo, Encano, Guamuez, Laurel y Santa Teresita. En el valle estero se presenta el volcán Estero (13), al oriente de este el volcán Patascoy (14) y en el sur occidente del Valle de Sibundoy el volcán Muchiviroy (15).

3.1 Vías de acceso

A la laguna de La Cocha se accede por la vía principal que comunica la capital de Nariño con el departamento del Putumayo (ruta nacional 10), la cual transita por el corregimiento del Encano y de allí se toma una vía secundaria que lleva a un importante centro turístico, el cual tiene un puerto fluvial donde parten pequeños botes que la navegan. Esta es una de las formas de transporte con la cual se puede acceder a las estructuras volcánicas que se ubican en el lado oriental de la laguna de La Cocha. Otra vía de acceso a estas estructuras, es por medio de un camino que comunica las veredas del sector oriental de la laguna.

Para acceder a los volcanes Muchiviroy (15) se debe tomar la vía que del municipio de Santiago (Putumayo) conduce a la vereda de Muchiviroy, sector de asentamiento de la comunidad Inga Manoy, quienes habitan en los alrededores de estos volcanes.

4. MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL LOCAL

4.1 Marco geológico local

La zona de estudio se enmarca dentro de las planchas geológicas 429 Pasto (Murcia & Cepeda, 1991) y 430 Mocoa (Núñez, 2003), de la cartografía geológica de Colombia a escala 1:100,000 (Tabla 2). El mapa geológico de la zona de estudio que se presenta en la Figura 2, se basó en las planchas mencionadas.

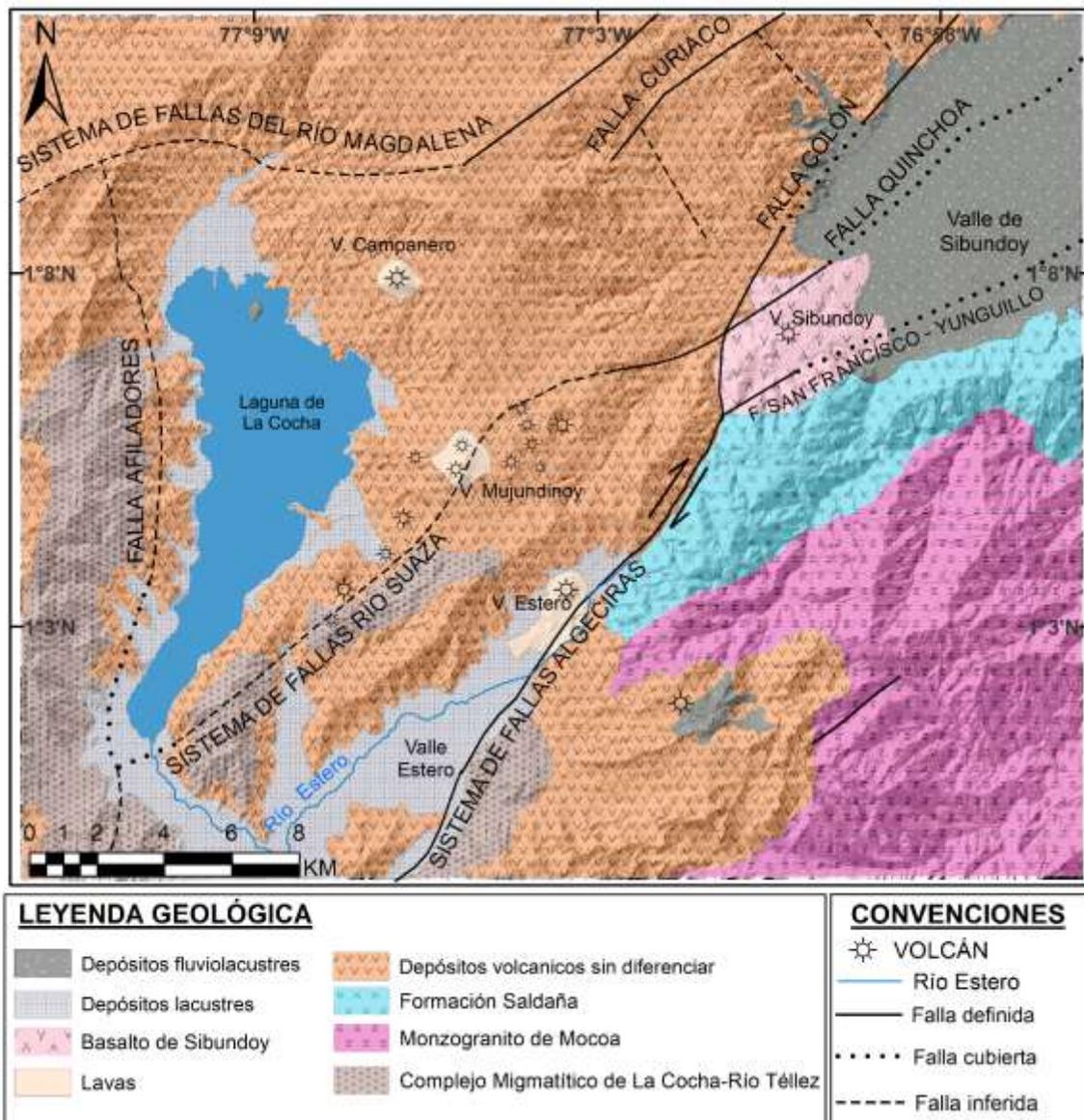


Figura 2. Mapa geológico de la zona de estudio con las unidades geológicas, principales sistemas de fallas y estructuras volcánicas, identificadas en las planchas 429 Pasto (Murcia & Cepeda, 1991) y 430 Mocoa (Núñez, 2003). Este mapa se obtuvo del procesamiento e integración de estas planchas.

El basamento sobre el cual se encuentra las unidades litológicas delimitadas en el mapa geológico, está compuesto por rocas metamórficas con metamorfismo de bajo y alto grado, que hacen parte de los complejos migmatíticos: La Cocha – Río Téllez y las Metamorfitas de Pompeya, con edades Precámbrico y Paleozoico, respectivamente (Murcia & Cepeda, 1983; Núñez, 2003).

El complejo migmatítico La Cocha – Río Téllez se localiza al suroccidente del departamento de Nariño en la cordillera Centro Oriental y representa el bloque más suroccidental del Escudo de Guayana en Colombia (Murcia & Cepeda, 1983). Este complejo se compone principalmente de migmatitas, esquistos, gneises graníticos y anfibolitas, comúnmente con texturas migmatíticas y bandeamientos composicionales, junto con rocas de aspecto granítico afectadas por blastesis (Murcia & Cepeda, 1983, 1991; Núñez, 2003). Por correlación litológica, el complejo migmatítico La Cocha – Río Téllez podría tratarse de una prolongación al sur del Macizo de Garzón, por lo cual se le atribuye una edad Precámbrica (Murcia & Cepeda, 1983).

La Metamorfitas de Pompeya hacen parte del basamento de la zona de estudio y están representadas por rocas de bajo grado de metamorfismo, evidenciado por estructuras y texturas relictas (Núñez, 2003). En general, las Metamorfitas de Pompeya están conformadas por: esquistos verdes, esquistos grafitosos, esquistos micáceos y cuarcitas (Núñez, 2003). Con base en la similitud litológica y la posición tectónica, se sugiere que estas rocas son equivalentes con el Complejo Cajamarca y es posible asignar esta sucesión de rocas al Paleozoico, sin descartar una edad Proterozoica (Núñez, 2003).

La Formación Saldaña corresponde a una secuencia volcanosedimentaria depositada entre el Triásico Tardío y Jurásico Temprano a Medio; su génesis se atribuye a un magmatismo efusivo de carácter ácido a intermedio y de ambiente continental (Núñez, 2003; Rodríguez et al., 2016). Esta formación está compuesta de capas fracturadas, con espesores variables de rocas volcánicas de textura porfirítica a afanítica: tobas líticas, cristalinas y/o vítreas y flujos lávicos; frecuentemente se presentan ignimbritas e intercalaciones de lodolitas y arenitas líticas y tobaceas. Su composición es variable: dacítica, riolítica latítica, traquítica y andesítica (Núñez, 2003).

El Monzogranito de Mocoa, un cuerpo ígneo intrusivo de composición granitoide con zonas pegmatíticas, composicionalmente corresponden a monzogranitos variando a granito, granodiorita, cuarzomonzonita, cuarzodiorita y monzodiorita con algunas facies porfídicas hacia los bordes de este intrusivo (Núñez, 2003).

La mayor parte de la zona de estudio se encuentra cubierta por depósitos relacionados con la actividad volcánica de los volcanes que conforman el campo volcánico monogenético Guamuez – Sibundoy y estructuras volcánicas circundantes. Estos depósitos conforman la unidad denominada “Depósitos volcánicos sin diferenciar” (Murcia & Cepeda, 1991), compuesta por extensos depósitos volcánicos y volcanosedimentarios, que corresponden a depósitos de caída, interestratificados con derrames lávicos de espesores considerables (Murcia & Cepeda, 1991).

Los depósitos fluviolacustres están asociados principalmente con la laguna de La Cocha, el valle Estero y el Valle de Sibundoy. Estos corresponden a depósitos sedimentarios originados por los diferentes drenajes que se encuentran en el área de estudio y zonas de inundaciones alrededor de la laguna y el valle Estero principalmente (Murcia & Cepeda, 1991).

Los basaltos de Sibundoy corresponden a los depósitos provenientes de las dos estructuras denominadas en el presente trabajo como volcán Muchivioy. Esta unidad litológica corresponde a depósitos de flujos de lava de composición basáltica y piroclastos de caída de tipo escoriáceo (Buchelli, 1986; Núñez, 2003).

4.2 Marco estructural local

En la zona de estudio, el principal rasgo estructural lo constituye el tramo sur del sistema de fallas frontal del Oriente Andino, el cual se extiende desde el Golfo de Guayaquil en Ecuador hasta la costa Caribeña en Venezuela (Diederix et al., 2020). En Colombia, el tramo sur está representado por el sistema de fallas de Algeciras y hacia el norte, por el Sistema de Fallas de Guaicáramo (Diederix et al., 2020).

El trazo principal del sistema de fallas de Algeciras con desplazamiento predominante dextral y sentido SW-NE, está conformado por los sistemas de fallas: Afiladores, San Francisco, Yunguillo, Pitalito y Algeciras (Velandia et al., 2005). Este conjunto de fallas generalmente

presentan trazos regionales rectilíneos y continuos, desde la frontera con Ecuador hasta el piedemonte de la cordillera Oriental de Colombia (Velandia et al., 2001).

El sistema de fallas Afiladores en la zona de estudio, está representado por los segmentos de fallas Afiladores y el sistema de fallas Río Suaza, que cruzan por el lado occidente y oriente de la laguna de La Cocha, respectivamente (Figura 2). El sistema de fallas Río Suaza, es una prolongación en sentido NE del sistema de fallas Afiladores; su trazo es inferido al occidente de la laguna de La Cocha (Figura 2) en la plancha 429 Pasto (Murcia & Cepeda, 1991) y su prolongación más al norte es la falla Colón, la cual cruza por el occidente del valle de Sibundoy en trazos rectilíneos con dirección general N35°E (Núñez, 2003). Paralelo al trazo del sistema de fallas Río Suaza, se presenta una falla sintética asociada al sistema de fallas Algeciras. El trazo de esta falla está siguiendo el valle Estero (Figura 2).

Las fallas Afiladores y el sistema de fallas Río Suaza fueron cartografiados por Murcia & Cepeda (1991) en la plancha 429 Pasto, quienes mencionan que, la falla Afiladores ejerce un control estructural en sector occidental de la laguna.

La falla San Francisco – Yunguillo presenta una tendencia general NE-SW, con rasgos de actividad reciente, como es la formación del valle de Sibundoy (Núñez, 2003). Esta falla converge con la falla Colón hacia al suroccidente del volcán de Muchivioy (Figura 2).

5. TRABAJOS ANTERIORES

Las estructuras volcánicas en el área carecen de estudios geológicos, exceptuando los volcanes Campanero y Muchivioy, los cuales presentan estudios generales y algunos análisis petrográficos y geoquímicos (Küch, 1982; Buchelli 1986; Murcia & Cepeda, 1991; Núñez, 2003). Los demás volcanes, únicamente han sido identificados y descritos a partir de estudios fotogeológicos (Ceballos et al., 1994; Robertson et al., 2002; Flórez, 2003).

Küch (1982) describe petrográficamente muestras de basaltos tomadas por Wilhelm Reiss y Alphons Stübel del volcán Campanero, mientras que Rodríguez & González (2004) reportan, a partir de análisis petrográficos y geoquímicos, rocas ultra básicas de las series alcalina pertenecientes a las lavas del volcán Muchivioy.

Stübel (1869) en la obra “Dié vulkanberge von Colombia” (los volcanes de Colombia), muestran las primeras ilustraciones de volcanes de este sector, realizadas en sus viajes por Suramérica: el volcán Campanero (Figura 3), al cual describe como un cono de basalto relativamente pequeño, ubicado a modo de satélite en la laguna de La Cocha y el volcán Patascoy (Figura 4), al cual denomina Cerro Patascoy de Santa Lucia.

Buchelli (1986), a partir de un estudio fotogeológico, identifica en el sur-occidente del valle de Sibundoy, el Volcán Sibundoy y describe los rasgos geomorfológicos de su estructura y los productos de su actividad (lavas cordadas y ceniza). Este autor clasifica a Sibundoy como un estratovolcán, al interpretar que presenta varias fases eruptivas sucesivas (a pesar de que en el mapa indica dos centros eruptivos cercanos). Clasifica su actividad como de tipo estromboliano y le asigna una edad posiblemente Holocénica, determinada a partir de relaciones estratigráficas entre los productos del volcán y los depósitos cuaternarios del valle de Sibundoy. Este volcán es reconocido por la comunidad indígena Inga Manoy que habita en la zona, como volcán Muchivioy al estar situado en la vereda Muchivioy. Por esta razón, en este trabajo se retoma este nombre para las dos estructuras volcánicas localizadas en este sector.

Cepeda & Murcia (1991) en la plancha 429 Pasto, ubican otras estructuras volcánicas: al norte de la laguna de La Cocha al volcán Bordoncillo y al occidente de la misma, los volcanes Motilón y El Tábano, las cuales no fueron posible de identificar en el presente trabajo.



Figura 3. Ilustración del volcán Campanero. Tomada de Stübel (1869).

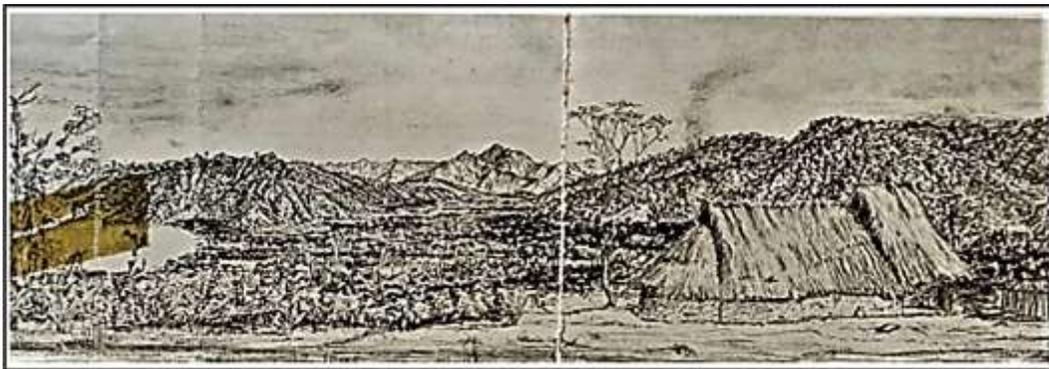


Figura 4. Ilustración del volcán Patascoy de Santa Lucia desde el extremo sur de la laguna La Cocha. Tomada de Stübel (1869).

Núñez (2003) describe al volcán Sibundoy (Muchivioy en este trabajo), como conformado por dos conos de escoria parcialmente destruidos, a través de los cuales fueron emitidos varios flujos de lava y piroclastos de caída (bombas y lapilli). Este autor describe los depósitos de caída, con espesores variables, compuestos por lapilli escoriáceo de color rojo oscuro a casi negro y bombas de diversas formas y tamaños que presentan el mismo color. Los flujos de lava son descritos como flujos cordados, con costras y canales de enfriamiento, de color rojo oscuro a gris oscuro, generalmente muy vesiculados, que indican baja viscosidad y composición basáltica.

Robertson et al. (2002) y Flórez (2003), a partir de análisis bibliográfico, fotointerpretaciones geomorfológicas y trabajo de campo, actualizan el inventario de los volcanes reportados en Colombia por Ceballos et al. (1994) y Castañeda et al. (1996). Estos dos autores, clasifican los volcanes según las características de forma, actividad eruptiva y depósitos asociados, realizando valiosos aportes al conocimiento sobre las estructuras volcánicas y los procesos geomorfológicos dominantes en la zona de estudio, objeto de este trabajo, durante el Cuaternario.

Robertson et al. (2002) agrupa algunas de las estructuras volcánicas de interés en este estudio y las define como conjunto volcánico Sibundoy – Guamez. Posteriormente, Flórez (2003), localiza y mapea, entre el oriente de laguna de la Cocha y el valle de Sibundoy, ocho estructuras volcánicas que clasifica como cráteres, domos, domos-colada en buen estado de conservación y otros degradados por erosión glaciaria, los cuales agrupó y denominó “Grupo Guamués – Sibundoy” (Figura 5); algunas de estas estructuras fueron clasificadas como estratovolcanes (E-V) (Tabla 1).

Estos dos autores en sus trabajos mencionan la existencia de otras estructuras volcánicas en la zona, a parte de los mencionados en la Tabla 1, sin embargo, concuerdan que no fue posible definir una estructura representativa. En el presente trabajo no fue posible definir una estructura volcánica para el volcán Cerro Alcalde, mencionado por Flórez (2003).

Tabla 1. Volcanes del grupo Guamués – Sibundoy, definido por Flórez (2003).

	Nombre	Altitud (m)	Coordenadas	Observaciones
1	Campanero	3.275	77°07' – 1°08'	Cono
2	Bijinchoy	3.120	77°06' – 1°07'	Cráter y domo-colada
3	Mujundinoy	3.270	77°06' – 1°06'	Cráter y domo-colada
4	Sibundoy			E-V, con cráter y varios flujos de lava
5	Guayapungo	3.020	77°08' – 1°04'	Cono y colada de lava
6	El estero		77°04' – 1°04'	Cono y colada de lava
7	Cerro Patascoy		77°02' – 1°02'	E-V, degradado
8	Cerro Alcalde		77°12' – 0° 57'	E-V degradado

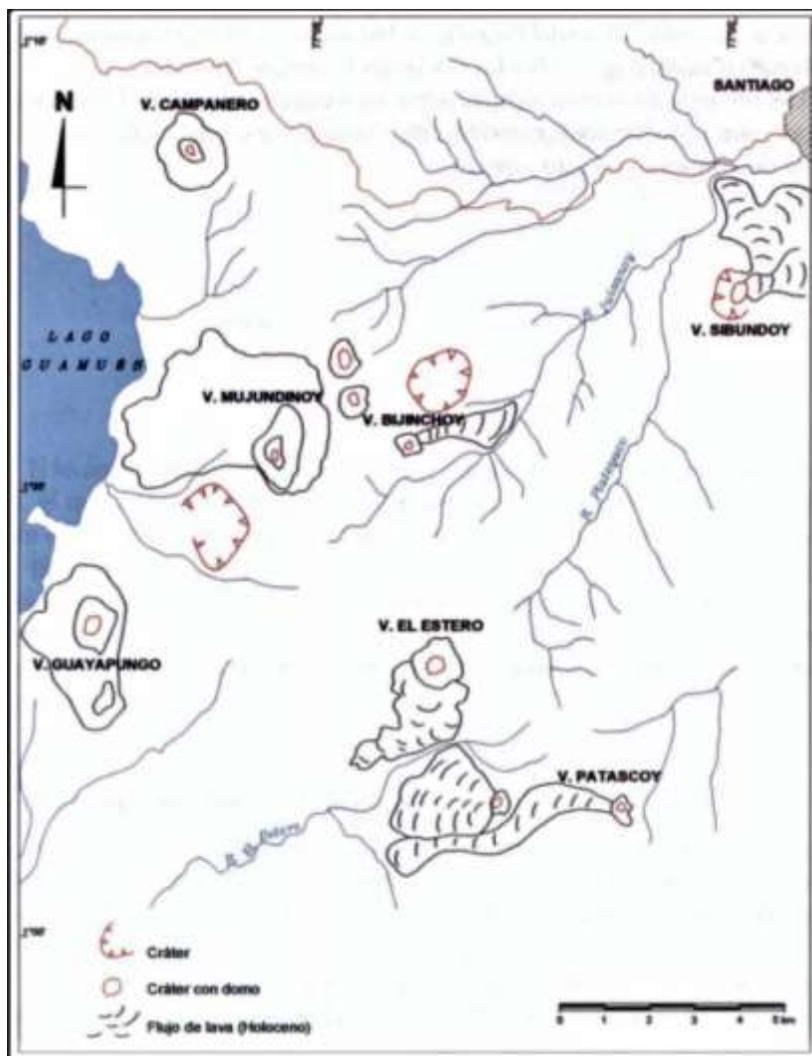


Figura 5. Mapa de localización del grupo de volcanes Guamués – Sibundoy, definido por Flórez (2003).

5.1 Estudios morfométricos en volcanes monogenéticos en Colombia

Uno de los primeros análisis morfométricos, llevado a cabo en los volcanes monogenéticos del territorio Colombiano, fue realizado por Zuluaga (2011) quien, a partir de imágenes de Google Earth y fotografías aéreas, realizó medidas morfométricas a las estructuras que conforman, el denominado por esta autora, “campo volcánico monogenético San Agustín”, que hace parte de la Provincia alcalino-basáltica definida por Kroonenberg et al. (1982), localizada en el departamento del Huila. Esta autora, contrasta estas mediciones con las de otros volcanes en el mundo, con el fin de establecer similitudes y relaciones que permitan

una valoración referente a su grado de conservación y edad. Las medidas morfométricas fueron realizadas de manera manual y se determinaron parámetros tales como: pendientes, alturas, diámetros del cráter, longitud de las bases, perfiles y volúmenes.

Pérez (2012) analizó morfométricamente el volcán monogenético La Guaca, un cono de escoria, localizado en el flanco sur del complejo volcánico Galeras, en Nariño. Esta autora, través del procesamiento de imágenes de relieve sombreado y un modelo de elevación digital (DEM, por sus siglas en inglés) en los *softwares* GIS: ArcGis, y Surfer 10, determinó parámetros y relaciones morfométricas de manera manual, los cuales fueron contrastados con resultados de estudios de volcanes realizados por diferentes autores en el mundo.

Botero & Osorio (2017) determinaron parámetros morfométricos a diferentes volcanes del campo volcánico monogenético Villamaria – Termales, definiendo: el área ocupada por cada volcán, la altura, volumen, los índices de agrupación y separación entre estructuras, entre otros parámetros, que les permitieron clasificar los volcanes de este campo, en su mayoría como cónicos, subcónicos y en menor proporción macizos.

Rodríguez & Sanchez (2018) realizaron un análisis morfométrico del cono de escoria el Morro localizado en el municipio de La Argentina, en el departamento del Huila. En este estudio los archivos digitales (Imágenes de relieve sombreado, modelo de elevación digital, mapas de pendientes) fueron procesados en el programa SIG Arcgis, con el cual se determinaron manualmente los siguientes parámetros: altura, diámetro basal, diámetro del cráter, profundidad del cráter, volumen y diferentes relaciones entre ellos. Estos autores, a partir de las relaciones morfométricas y otros análisis, concluyeron, que el ambiente de formación de esta estructura volcánica está asociado a subducción.

Monsalve et al. (2020) presentan el análisis morfométrico de algunos de los volcanes de la Provincia alcalino-basáltica definida por Kroonenberg et al. (1982). Estos autores clasifican las formas de los edificios volcánicos teniendo en cuenta parámetros como: altura (H) y diámetro basal (Wco) del cono, diámetro (Dcr) y profundidad (Pcr) del cráter, e inclinación del cono. Con estas medidas se obtuvieron las relaciones H_{co}/D_{co} y D_{cr}/D_{co} que, con el ángulo de inclinación del cono, se utilizan como indicadores de la edad relativa y erosión de las estructuras volcánicas. Adicionalmente, estos autores hacen una clasificación

morfológica de los conos de los volcanes de esta región, siguiendo la propuesta de Bemis & Ferencz (2017).

Por otra parte, en Colombia algunos autores como Samacá (2016), Arango et al. (2017), Piedrahita et al. (2018), Samacá & Sánchez (2018), han realizado análisis morfométricos de estructuras volcánicas poligenéticas, usando modelos digitales de elevación (DEM), el procesamiento de los mismos en diferentes programas GIS y la aplicación del código IDL MORVOLC de Grosse et al. (2012).

6. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

6.1 Vulcanismo monogenético

Este tipo de vulcanismo es el más común en la Tierra y genera estructuras volcánicas de pequeño volumen ($< 1 \text{ km}^3$), a partir de una sola erupción continua o varias discontinuas, con una duración variable (días a décadas) alimentadas por uno o múltiples pulsos de magma, a través de sistemas de conductos “simples” (Kereszturi & Németh, 2012; De Silva & Lindsay, 2015; Németh & Kereszturi, 2015; Smith & Németh, 2017).

Los volcanes monogenéticos presentan morfologías variadas, generadas por erupciones magmáticas a freatomagmáticas, que dan lugar a actividad tanto efusiva como explosiva (Figura 6) (Németh & Kereszturi, 2015). Estas estructuras se presentan, generalmente, en grupos formando campos volcánicos (Connor y Conway, 2000, Walker, 2000; Cañón-Tapia, 2016) comunes en todos los ambientes geodinámicos. Aunque la composición química predominante de los volcanes y campos volcánicos monogenéticos es basáltica, estos también pueden presentar composiciones intermedias y ácidas (Davidson & De Silva, 2000; Németh, 2010; Kereszturi & Németh, 2012; De Silva & Lindsay, 2015; Mcgee & Smith, 2016; Murcia & Németh, 2020; Salazar-Muñoz et al., 2021).

Las erupciones magmáticas, en este tipo de volcanes, están controladas principalmente por las propiedades fisicoquímicas del magma ascendente, que generan estilos eruptivos de tipo hawaiano (emisión pasiva de lavas) y/o estromboliano, impulsados por la fragmentación magmática, producida por la expansión de gas cercano a la superficie y la ruptura explosiva de las burbujas formadas en este magma (Németh, 2010; De Silva & Lindsay, 2015; Németh & Kereszturi, 2015; Murcia & Németh, 2020).

Las erupciones freatomagmáticas son el resultado de la interacción explosiva que se produce en el contacto magma – agua, un proceso conocido como MFCI (Interacción fundido – combustible – refrigerante), que causa la fragmentación tanto del magma como de las rocas cercanas a la superficie (Zimanowski et al., 1997; Fitch et al., 2017). En este proceso eruptivo se presenta una relación entre las propiedades fisicoquímicas del magma y las condiciones externas, como la disponibilidad de agua y la naturaleza del sustrato (Kereszturi & Németh, 2012; Németh & Kereszturi, 2015).

Las erupciones magmáticas generan domos de lava, coulees, pequeños escudos, flujos de lava y conos de escoria, mientras que la actividad freatomagmática da lugar a conos de toba, anillos de toba, maars y maar-diatremas (Figura 6) (Németh, 2010; Kereszturi & Németh, 2012; Murcia & Németh, 2020).

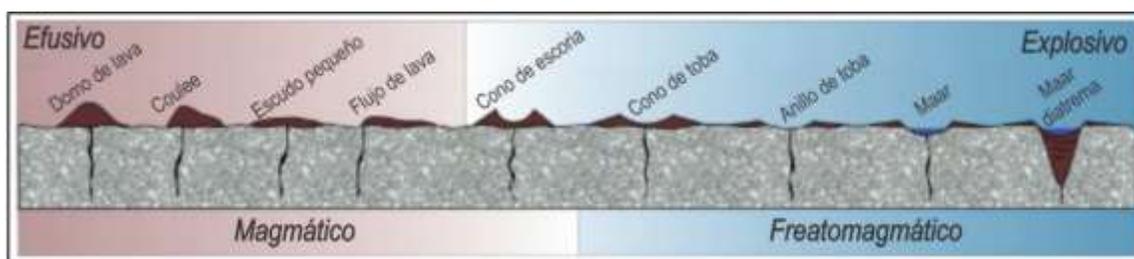


Figura 6. Esquema de clasificación de volcanes monogenéticos y su relación con su estilo eruptivo. Tomado y adaptado de Murcia & Németh (2020).

6.1.1 Conos de Escoria

Los conos de Escoria (Figura 7) son las estructuras volcánicas de carácter monogenético más comunes (Settle, 1979; Wood, 1980). Se forman por la erupción de un magma, comúnmente de baja viscosidad de composición basáltica en erupciones estrombolianas (Davidson & De Silva, 2000; Kereszturi & Németh, 2012; De Silva & Lindsay, 2015).

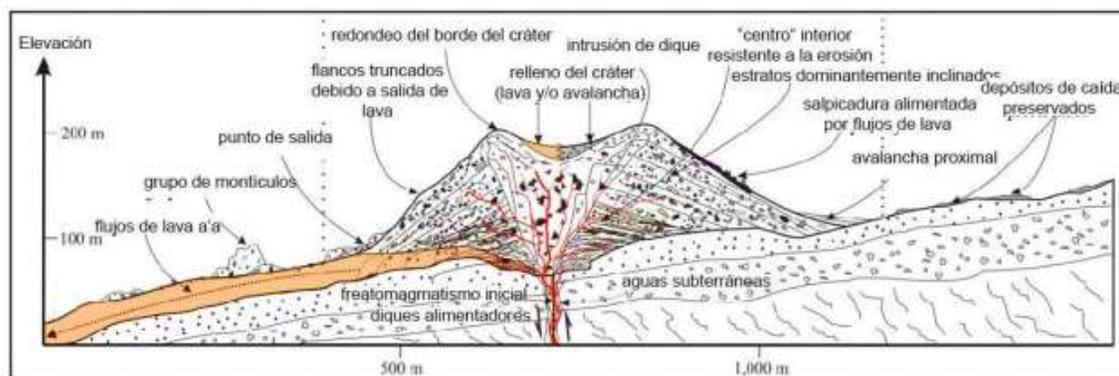


Figura 7. Representación esquemática de un volcán monogenético tipo cono de escoria. Tomado y adaptado de Németh & Kereszturi, 2015.

Los depósitos que conforman los conos de escoria, consisten en piroclastos de tamaños variables, con alto grado de vesicularidad, que se acumulan cerca al centro de emisión (De Silva & Lindsay, 2015).

Estos volcanes generalmente presentan una geoforma cónica asimétrica, la cual puede ser causada por una dirección preferencial del viento durante la erupción, migración del centro de emisión o el rompimiento de uno de los flancos de la estructura por flujos de lava (De Silva & Lindsay, 2015).

Se han establecido parámetros morfométricos estándares para este tipo de volcanes, por ejemplo, alturas aproximadas a los 300 m, diámetro basal entre 0,25 a 2.5 km, diámetro del cráter entre 50 y 600 m y una pendiente promedio de 33° (Settle, 1979; Wood, 1980; De Silva & Lindsay, 2015).

6.1.2 Maares y maar-diatremas

Los maares y maar-diatremas (Figura 8) son estructuras volcánicas generadas a partir de erupciones freatomagmáticas, debido a la interacción explosiva que se genera en el contacto magma – agua dentro del sustrato rocoso (Lorenz, 1986; White & Ross, 2011).

Estos volcanes están constituidos por un cráter volcánico, en su mayoría de forma circular, de cientos de metros hasta 5 km de diámetro que corta rocas del basamento (Tchamabé et al., 2016). Se encuentran rodeados por un anillo piroclástico externo de baja altura y pendientes menores a 20° (De Silva & Lindsay, 2015) y presentan una estructura sub-cratérica en forma de cono invertido, que ha excavado la roca del basamento por debajo del cráter (diatrema) (White & Ross, 2011).

Las diatremas pueden extenderse desde cientos de metros hasta > 1 km por debajo de la superficie, disminuyendo gradualmente su ancho en profundidad (Valentine et al., 2017). Están conformadas por sucesiones piroclásticas dejadas por la actividad explosiva freatomagmática y colapsos del material circundante (roca del basamento) (White & Ross, 2011; Valentine & White, 2012; León-barragán et al., 2020).

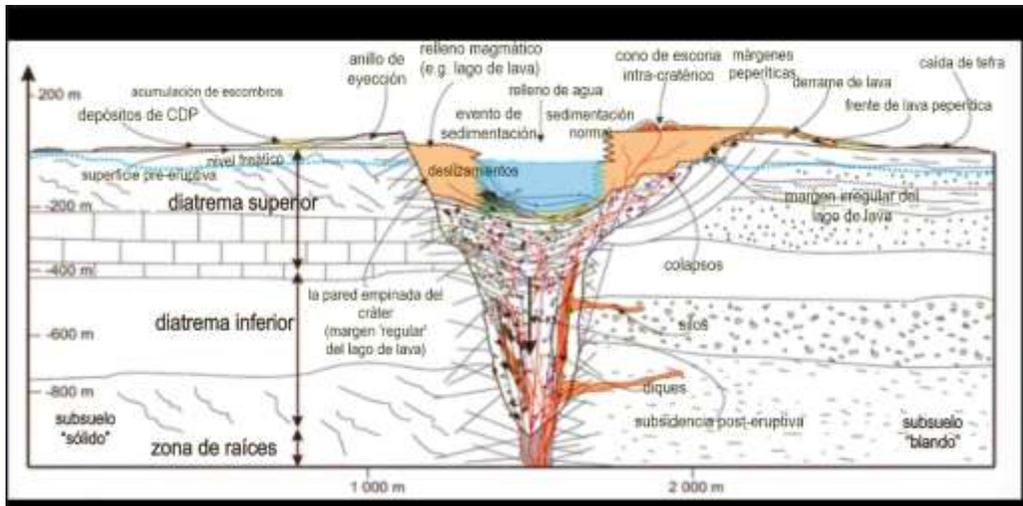


Figura 8. Representación esquemática de un volcán monogenético tipo Maar – Diatrema. Tomado de Németh & Kereszturi (2015). Nótese la forma de embudo de la diatrema.

6.1.3 Anillos de toba y conos de toba

Estos dos tipos de volcanes se generan a partir de erupciones freato-magmáticas y, a diferencia de los maares y maar - diatremas, se construyen sobre el sustrato rocoso (De Silva & Lindsay, 2015).

Los anillos de toba (Figura 9) presentan una morfología cónica de poca altura, comúnmente menos de 50 m, y pendientes suaves (2 a 10°) (Németh, 2010). Sus depósitos consisten en una mezcla de piroclastos juveniles y una variedad de clastos líticos accidentales derivados de los estratos subyacentes (Németh, 2010).

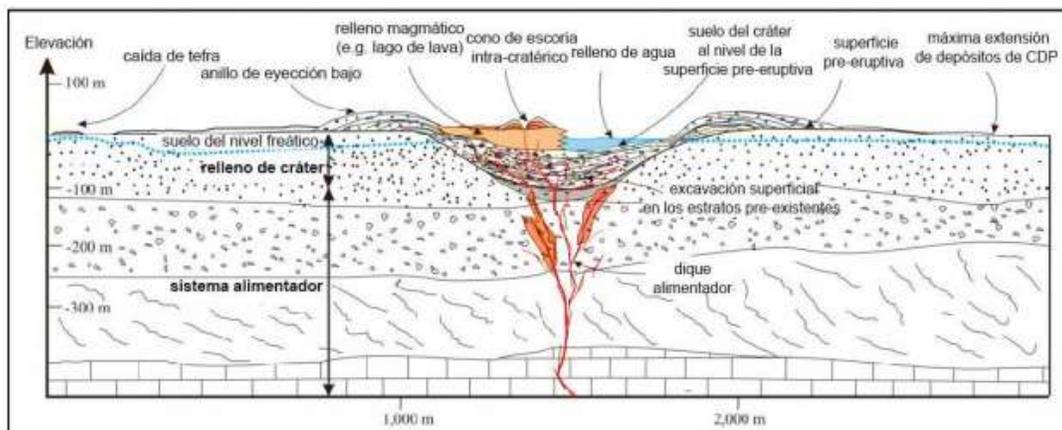


Figura 9. Representación esquemática de un volcán monogenético tipo anillo de toba y sus características principales. Tomado y adaptado de Németh & Kereszturi (2015).

Los conos de toba (Figura 10) presentan una morfología cónica irregular más pronunciada que los anillos de toba, con pendientes externas más abruptas ($20 - 30^\circ$) y cráteres generalmente incompletos con diámetros menores a 2 km (Németh, 2010). Sus depósitos se componen principalmente de clastos juveniles y cantidades subordinadas de clastos accidentales (De Silva & Lindsay, 2015). Durante la formación de los conos de toba, se pueden presentar eventos explosivos magmáticos y freatomagmáticos simultáneamente (Németh, 2010).

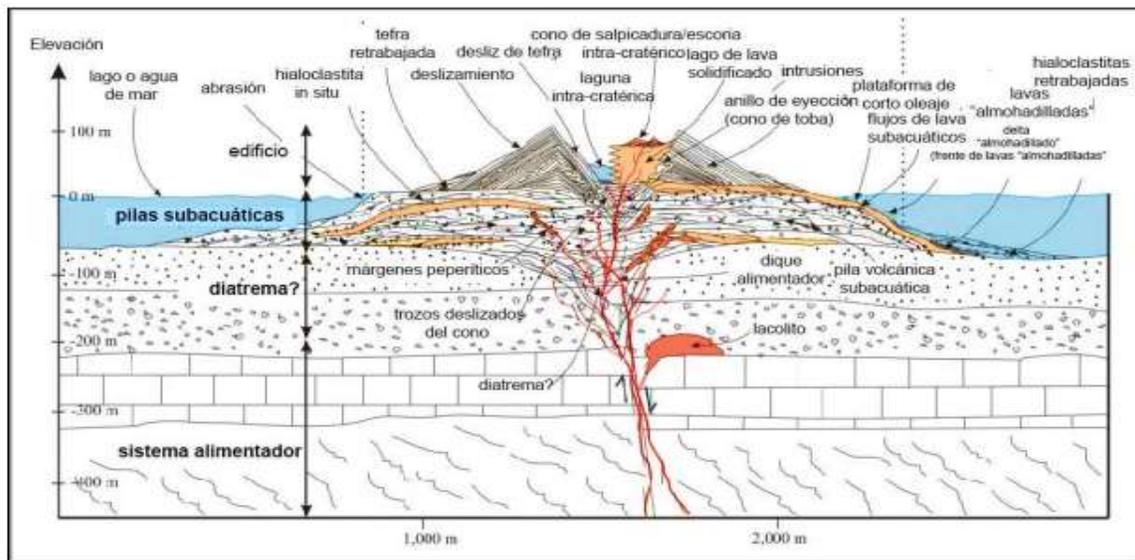


Figura 10, Representación esquemática de un volcán monogénico tipo cono de toba. Tomado y adaptado de Németh & Kereszturi, 2015.

6.1.4 Domos de lava y coulees

Estos volcanes son estructuras volcánicas de tipo monogénico formados a partir de un estilo eruptivo efusivo, controlado principalmente por las propiedades fisicoquímicas del magma (Murcia & Németh, 2020).

La morfología de estas estructuras es variada y está controlada, entre otros factores, por la viscosidad del magma (Murcia & Németh, 2020).

6.1.5 Flujos de lavas y pequeños escudos

Estos volcanes se consideran estructuras volcánicas de tipo monogenético, formadas a partir de vulcanismo efusivo, generalmente asociado con campos volcánicos monogenéticos intraplaca (Valentine & Connor, 2015). Estas estructuras son formadas por magma con bajo contenido en volátiles y tienden a formar espesores de decenas de metros y longitudes entre 1 a 10 km (Connor y Conway, 2000).

6.1.6 Campos volcánicos

Los campos volcánicos son áreas de manifestación superficial de múltiples estructuras volcánicas de tipo monogenético, poligenético o una mezcla de ambas (Cañón-Tapia, 2016). La definición de un campo volcánico con alguno de estos tipos de vulcanismo, depende de factores como: génesis de las estructuras, distancia entre los centros de erupción, relaciones composicionales de los productos de la erupción e interacción de los sistemas de alimentación de los edificios volcánicos (Cañón-Tapia, 2016).

No existe un acuerdo sobre las características para definir un campo volcánico, tales como: el tipo de volcanes que albergan, el área cubierta por el campo, el tamaño, composición y número de volcanes individuales que se puede encontrar en un campo volcánico (Smith & Németh, 2017), siendo este el parámetro que más controversia genera entre los autores (Németh, 2010; Le Corvec et al., 2013; Smith & Németh, 2017). Se han definido campos volcánicos con cientos de estructuras volcánicas, por ejemplo el campo volcánico monogenético Harrat Rahat en Arabia Saudita (Murcia et al., 2015), como también campos volcánicos con menos de 10 estructuras volcánicas, por ejemplo el Campo Volcánico Monogenético Pijaos en Colombia (Murcia et al., 2019; Velandia et al., 2021). Otros autores, como Connor & Conway (2000), han definido una categoría para los campos volcánicos, dependiendo del número de estructuras que contienen en el área total cubierta: campos volcánicos pequeños con <50 volcanes distribuidos en < 1000 km² y campos grandes con >100 volcanes distribuidos en >1000 km².

Debido al desacuerdo en las características para definir un campo volcánico, Cañón-Tapia (2016) sugiere que la delimitación de un área específica, como un campo volcánico, dependerá del investigador y propósito de la investigación.

6.2 Geomorfología

Las geoformas son las expresiones superficiales del terreno y su origen se entiende, en términos generales, como el resultado de la interacción de los procesos endógenos (internos), formadores de los rasgos principales del relieve durante su formación, con los procesos exógenos (externos), asociados a la meteorización (desgaste) del relieve primario, a través del tiempo geológico en un determinado ambiente tectónico (Robertson et al., 2013).

Para un completo análisis de las geoformas sobre un terreno, es importante tener en cuenta una jerarquización de aspectos geomorfológicos asociados (Carvajal, 2012). Dentro de una jerarquización de un terreno, se tiene en cuenta los ambientes morfogenéticos generales y las unidades geomorfológicas que los componen (Carvajal, 2012; Robertson et al., 2013).

6.2.1 Ambientes morfogenéticos generales

Dentro de estos ambientes es posible encontrar geoformas con una génesis similar y afectadas por los mismos procesos dinámicos, tales como: glacial, morfoestructural, volcánico, fluvial - lagunar, eólico, cárstico, denudacional, marino y antropogénico (Robertson et al., 2013).

El ambiente morfoestructural corresponde a zonas dominadas por geoformas asociadas a fallamientos y control estructural. El ambiente denudacional está determinado por procesos de meteorización y erosión, que ejercen acción sobre las geoformas preexistentes. El ambiente fluvial – lagunar es producido por la acción de las corrientes de agua y el transporte de sedimentos sobre la superficie terrestre. El ambiente glacial se compone por las geoformas originadas por la acción de los glaciares en las altas montañas y el ambiente volcánico, compuesto por las distintas geoformas y productos, generados por las erupciones volcánicas.

6.2.2 Unidad geomorfológica

Corresponde a formas genéticamente homogéneas a partir de un proceso constructivo o destructivo, dentro de un ambiente morfogenético definido (Carvajal, 2012). Dentro de esta categoría se agrupan los elementos morfodinámicos básicos que constituyen un paisaje, definidos con criterios genéticos, morfológicos y geométricos (Carvajal, 2012). Por ejemplo, el ambiente morfogenético volcánico, se relaciona con unidades geomorfológicas, tales como las estructuras volcánicas y sus productos asociados (Carvajal, 2012).

Dentro de los criterios morfológicos y geométricos de las unidades geomorfológicas, se encuentran la caracterización de una estructura a partir de su morfología y morfometría, que son el objeto principal del presente trabajo.

6.2.2.1 Morfología

Los cambios morfológicos de una estructura volcánica, dados por su estilo eruptivo o procesos erosivos posteriores, han permitido establecer clasificaciones morfológicas basadas en la forma de la estructura en vista de planta, perfiles topográficos, la forma del cráter, los valores de pendiente, y el tamaño y la forma de la estructura volcánica en general (Dóniz et al., 2008; Kereszturi & Németh, 2012; Dóniz-Páez, 2015; Bemis & Ferencz, 2017).

En el presente trabajo se emplea la caracterización morfológica definida por Bemis & Ferencz (2017), quienes, con base en el análisis de distintos parámetros morfométricos en diferentes volcanes en Centroamérica, definen una clasificación morfológica, teniendo en cuenta la forma de planta y forma de perfil de las estructuras volcánicas. Estos autores clasifican los volcanes en tipo ideal, disectado, amorfo, en herradura, inclinado, parasito y anidados (Figura 11), descritos a continuación:

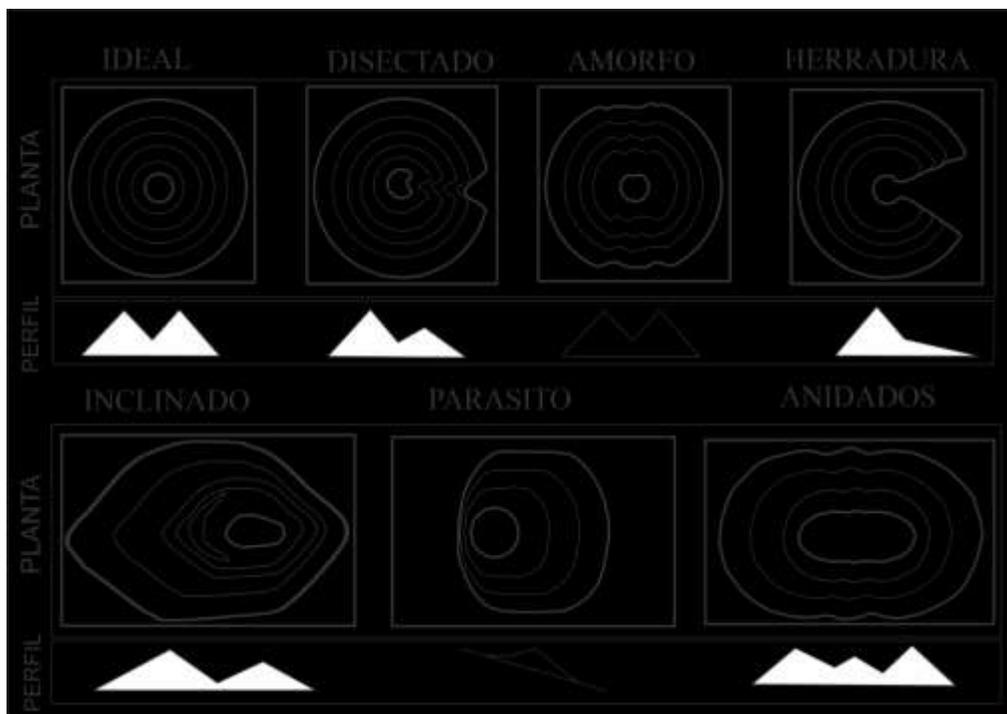


Figura 11. Clasificación geomorfológica de una estructura volcánica, basada en los atributos morfológicos en vista de planta y de perfil. Tomada y adaptada de Bemis & Ferencz (2017).

- **Volcanes con morfología tipo Ideal:** Son estructuras con un cráter cerrado, centrado o ligeramente descentrado, perfil simétrico o asimétrico y una forma en vista de planta circular o ligeramente elíptica. El trazo de los contornos estructurales en vista de planta de un volcán con morfología tipo ideal es liso y regular.
- **Volcanes con morfología tipo Disectado:** Presentan una morfología similar a las estructuras tipo ideal, excepto por tener un cráter abierto desde el cual se forma una incisión, que da la apariencia de una muesca que ha sido cortada de una estructura tipo ideal. Por esta característica morfológica, la estructura presenta un perfil asimétrico. La incisión en la estructura es producida en el proceso eruptivo del volcán y posteriormente, está se intensifica por procesos erosivos.
- **Volcanes con morfología tipo Amorfo:** Son similares a los volcanes con morfología tipo ideal, sin embargo, son estructuras que muestran importantes signos de erosión en sus flancos, producida por desarrollo de drenajes. Esto se evidencia en el trazo de contornos irregulares en vista de planta, a diferencia de contornos lisos y regulares de una estructura tipo ideal. Los perfiles topográficos pueden ser simétricos o asimétricos.
- **Volcanes con morfología tipo Herradura:** El rasgo característico de estas estructuras es la ausencia de uno de sus flancos, con un cráter abierto en esa dirección. Esta morfología se origina principalmente por procesos eruptivos. Estas estructuras presentan un perfil asimétrico, similares a los volcanes tipo disectados.
- **Volcanes con morfología tipo Inclinado:** Representa estructuras volcánicas con una morfología inclinada. Tienen un perfil asimétrico con la apariencia de un cono inclinado de lado.
- **Volcanes con morfología tipo Parasito:** Son estructuras que se formaron a partir de una erupción en la pendiente empinada de un volcán más grande.
- **La morfología tipo Anidados:** Representa estructuras volcánicas coalescentes, es decir, edificios volcánicos que comparten parte de sus flancos. Generalmente estas estructuras tienen formas alargadas y pueden presentar cráteres abiertos o cerrados. Lo determinante en esta morfología es el hecho de que sean varios volcanes y que cada uno haya contribuido a la construcción de la estructura volcánica.

6.2.2.2 Morfometría

Los análisis morfométricos aplicados en vulcanología, han adquirido un gran interés por parte de diferentes autores en el mundo. En los primeros estudios morfométricos sistemáticos, aplicados a vulcanología, la parametrización de estructuras volcánicas se realizó a partir de mediciones en campo, mapas topográficos y/o fotografías aéreas estereoscópicas, determinando diversos parámetros morfométricos clásicos para volcanes de pequeño volumen (Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980); sin embargo, gracias al avance tecnológico en la adquisición remota de información geográfica y topográfica, su creciente precisión, detalle, resolución espacial y la disponibilidad, los estudios morfométricos se han generalizado cada vez más, siendo más específicos y precisos, y a su vez, utilizados con diferentes objetivos en el estudio de la vulcanología.

Los parámetros morfométricos clásicos fueron definidos por Porter (1972), quien realizó mediciones cuantitativas de la morfología de volcanes monogenéticos, adyacentes al volcán Mauna Kea, en Hawaii. Este autor calculó el ángulo de pendiente, la altura (Hco), el diámetro basal (Wco), el diámetro y profundidad del cráter (Wcr y Dcr), de estos volcanes monogenéticos y estableció relaciones morfométricas constantes entre estos parámetros, tales como: altura / diámetro basal (Hco / Wco) y diámetro del cráter / diámetro basal del cono (Wcr / Wco) (Figura 12).

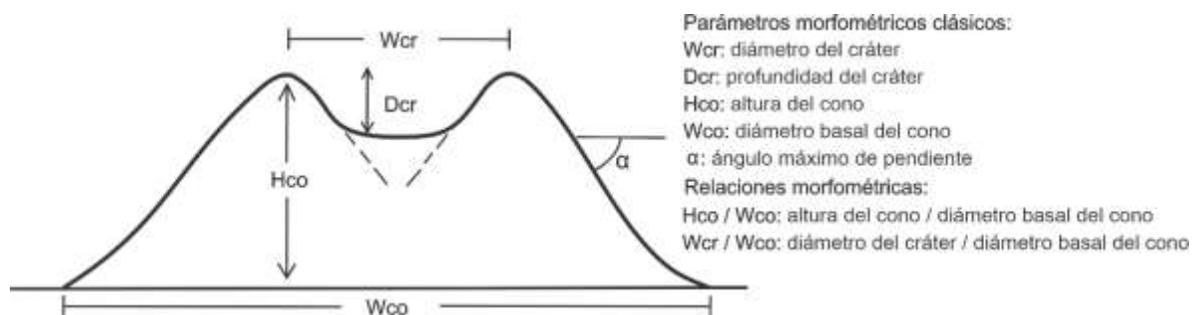


Figura 12. Parámetros morfométricos clásicos. Tomado de Potter (1972).

Estos parámetros morfométricos han sido el punto de partida para diferentes autores, en investigaciones pioneras y recientes sobre morfometría aplicada a estructuras volcánicas. Por ejemplo Settle (1979), a partir de los principios y parámetros clásicos definidos por Porter (1972), comparó la morfología de conos volcánicos monogenéticos formados en dos ambientes geológicos distintos, evidenciando el diferente impacto erosivo que presentan las

estructuras, sin determinar algún factor que evidencie las condiciones de erupción que originaron las geoformas en cada campo volcánico. De igual manera, Wood (1980) partiendo de los parámetros morfométricos clásicos, se enfocó en analizar el efecto que causan los procesos degradacionales sobre los parámetros morfométricos de un cono piroclástico, demostrando que la relación (H_{co}/W_{co}) disminuye con el tiempo, debido a los procesos erosivos.

El avance de la tecnología ha permitido adicionar nuevos parámetros, relaciones entre ellos y nuevas formas de mediciones, haciendo más precisos los análisis morfométricos, dependiendo de los objetivos planteados en estos análisis. Por ejemplo, el índice de circularidad (Figura 13) es uno de los parámetros que se han adicionado a los estudios recientes, para determinar la deformación de una estructura volcánica, teniendo como premisa que una base circular es la forma ideal de la base de una estructura volcánica cónica, y su deformación determinará un índice de circularidad específico (Grosse et al., 2009; Dóniz-Páez, 2015). Si el valor del índice es cercano a 1, el contorno base de una estructura volcánica tiene forma de círculo y si el valor del índice es mayor, el contorno es más elíptico, evidenciando algún proceso de deformación de la geoforma (Dóniz-Páez, 2015).

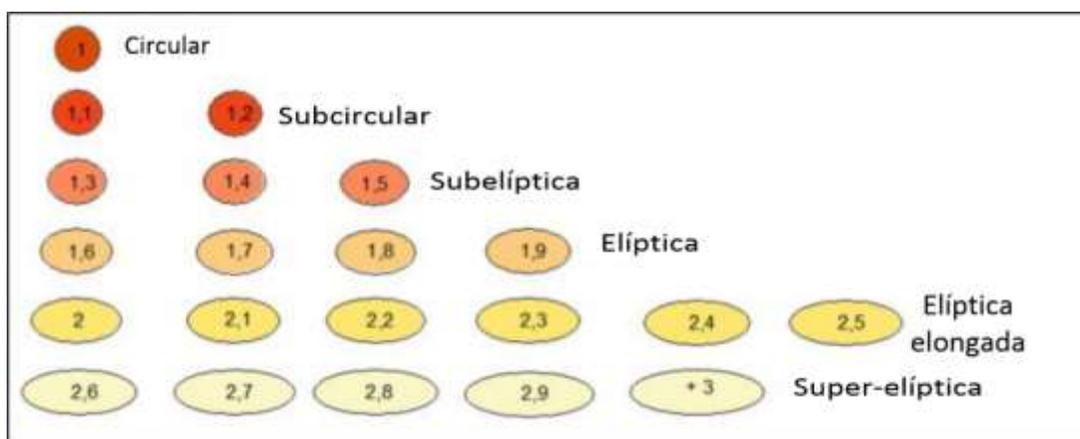


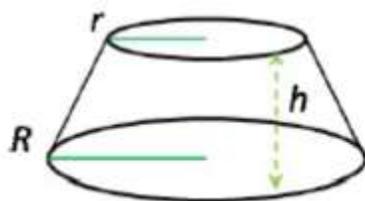
Figura 13. Representación gráfica de los índices de circularidad. Nótese que un valor cercano a uno, representa una base circular y aumenta su valor, dependiendo de la deformación. Tomado y adaptado de Dóniz-Páez (2015).

Los análisis morfométricos de Porter, (1972) y Wood (1980), establecieron valores promedios para definir estructuras volcánicas que no han sido afectadas por procesos erosivos. Estos autores establecieron que la relación entre la altura y el diámetro basal de una

estructura volcánica (H/Wco) igual a 0,18 y pendientes aproximadas a los 33°, son valores que representan los conos relativamente jóvenes. En teoría, ambos parámetros morfométricos disminuyen con el tiempo, por lo tanto, son valores que podrían ser representativos de la edad de la estructura. Settle (1979) reconoció una amplia dispersión en los datos de la relación altura y diámetro basal del cono (H/Wco) y determinó que 0,2, puede describir mejor una geoforma primaria antes de ser afectada por una degradación posterior a la formación. Estos mismos valores fueron confirmados por estudios posteriores y se han definido como relaciones morfométricas constantes para conos volcánicos de origen monogénico, sin tener relación directa con la composición del magma (Wood, 1980).

No existe una metodología estandarizada para determinar los parámetros morfométricos de una estructura volcánica. Los autores escogen una metodología ya establecida o establecen una, de acuerdo a los objetivos e insumos que tenga para su investigación. En las investigaciones pioneras de Porter (1972) y Settle (1979) utilizaron la fórmula del cono truncado (Figura 14), para determinar el volumen de los conos de escoria, una figura geométrica definida, que se asemeja a la estructura volcánica cónica típica en el vulcanismo monogénico. En la actualidad, esta metodología aún es implementada para obtener el volumen de las estructuras volcánicas cónicas, sin embargo, a través de los sistemas de información geográfica y diferentes códigos de programación, es posible determinar parámetros morfométricos como el volumen, a una variedad de estructuras volcánicas con diferentes morfologías (Grosse et al., 2012).

$$V = \pi(R^2 + r^2 + Rr) * \frac{h}{3} \quad \text{Ecuación 1}$$



Dónde: R=Radio basal, r=radio superior,
h=altura del cono.

Figura 14. Representación geométrica y fórmula para calcular el volumen (V) de un cono truncado. Forma similar a los conos de escoria. Tomado de Samacá (2016).

Los parámetros morfométricos cambian, acorde a la acción de los diferentes procesos erosivos que modifican gradualmente, en diferentes escalas, la morfología inicial de una estructura volcánica, evidenciándose con una disminución medible, a lo largo del tiempo, de la altura (H) y el aumento del diámetro basal (W), en un cono volcánico (Settle, 1979; Wood, 1980). Otros cambios morfológicos dados por la erosión, se dan en la forma de los contornos de las estructuras volcánicas, ya que el desarrollo progresivo de drenajes en la superficie de una estructura, a través del tiempo, modifica la forma de los contornos, permitiendo relacionar esta deformación, como una datación relativa (Zarazúa-Carbajal & De la Cruz-Reyna, 2020). El análisis de estos cambios graduales en función del tiempo, son la base para establecer una morfocronología, es decir, una secuencia de formación entre las geoformas de un terreno (Hooper & Sheridan, 1998; Zarazúa-Carbajal & De la Cruz-Reyna, 2020).

7. METODOLOGÍA

Para el desarrollo del presente trabajo se plantearon cuatro etapas consecutivas:

7.1 Revisión bibliográfica: Se realizó una revisión del contexto geológico y estructural del área de estudio (Tabla 2). También se llevó a cabo una revisión sobre; vulcanismo monogenético, con el fin de obtener información acerca del origen y formación de este tipo de vulcanismo y sobre geomorfología y morfometría, para conocer la terminología y metodologías aplicadas en los análisis morfométricos en este tipo de estructuras.

Tabla 2. Planchas geológicas que abarcan la zona de estudio a escala 1:100,000, La plancha 429 Pasto (Murcia & Cepeda, 1991), contiene la información geológica del lado oriental de la laguna de la Cocha y la plancha 430 Mocoa (Núñez, 2003) la del sur-occidente del valle de Sibundoy.

Plancha geológica	Área de interés
429 Pasto	Laguna de la Cocha
430 Mocoa	Sur-occidente del valle de Sibundoy

7.2 Adquisición de información geoespacial: Para el análisis fotogeológico, se adquirieron a través del Instituto geográfico Agustín Codazzi (IGAC), las aerofotografías que cubren la zona de estudio (Tabla 3).

Tabla 3. Aerofotografías que cubren la zona de estudio. Proporcionadas por el IGAC.

Índice de vuelo	Vuelo	Aerofotografías	Área cubierta
P4	C-2570	241 hasta 248	Lado oriental de la laguna de La Cocha
	C-2237	198 hasta 201	Valle Estero
P5	C-2571	242 hasta 245	Sur occidente Valle de Sibundoy

Para el análisis morfométrico, se adquirieron dos modelos de elevación digital (DEMs), del sensor GeoSAR: Un DEM de terreno (DTM) de 5 m de resolución espacial horizontal, basado en imágenes de banda P (la cual asimila el suelo sin vegetación) y un DEM de superficie (DSM) de 3 m de resolución espacial horizontal, basado en imágenes de banda X (la cual tiene en cuenta las copas de los árboles). Estos DEMs fueron georreferenciados en el sistema

de coordenadas planas WGS84 UTM zona 18N. Estos insumos digitales fueron proporcionados por el ingeniero Carlos Laverde del Servicio Geológico Colombiano, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto.

7.3 Procesamiento de la información geoespacial: Se basó en la fotointerpretación geomorfológica detallada de cada una de las geoformas volcánicas, que hacen parte del CVMGS y la extracción sistemática de parámetros morfométricos de cada una de estas geoformas.

El procesamiento de los datos obtenidos en estos análisis, se realizó en programas de Sistemas de Información Geográfica (SIG), todos de uso libre, utilizando como *software* base los programas de ArcMap 10,5, Surfer 16, Global Mapper 20 y Saga Gis. La edición de los productos de estos SIG, se realizó en CorelDRAW 2020 y el cálculo de parámetros morfométricos, se realizó en Excel 2016.

Mediante fotointerpretación cada geoforma fue descrita cualitativamente, definiendo parámetros morfológicos como la forma y estado de conservación de la estructura volcánica, posición y forma del cráter. Se trazaron fallas, lineamientos estructurales y se delimitaron diferentes morfologías correspondientes a flujos lávicos emitidos por algunas de las estructuras volcánicas identificadas. Igualmente, se delimitaron posibles zonas de depósitos piroclásticos, teniendo en cuenta diferentes características morfológicas como textura, color y forma del relieve. Adicionalmente, se identificaron y delimitaron, los diferentes ambientes geomorfogenéticos presentes en la zona de estudio, insumo principal para la elaboración del mapa geomorfológico.

Paralelamente al proceso de fotointerpretación, se analizó cada estructura identificada en los DEMs, con el objetivo de tener una mejor visualización de los rasgos morfológicos de cada geoforma y obtener la localización geográfica precisa.

Para obtener los parámetros morfométricos de cada estructura volcánica, se procesaron los DEMs, empleando diferentes programas SIG, donde se realizaron procesos de manera manual y sistemáticos, basados en la bibliografía consultada (Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980; Grosse et al., 2009, 2012; Dóniz-Páez, 2015).

Los parámetros morfométricos que se determinaron fueron: Altura (H), diámetro basal (W), diámetro del cráter (Dcr), profundidad del cráter (Pcr), volumen, pendiente media, índice de circularidad y la relación morfométrica altura / diámetro basal (H/W), la cual fue definida solamente para las estructuras con una geoforma cónica. En algunas estructuras, no fue posible determinar la totalidad de los parámetros morfométricos mencionados.

Para calcular los parámetros morfométricos de las estructuras volcánicas, se obtuvieron tres mapas temáticos y los contornos topográficos de cada una de ellas derivados del DSM (Figura 15, A, B, C, D). Los mapas de pendiente y aspecto del terreno (Figura 15, B, C), se obtuvieron directamente desde el módulo de morfometría del SIG Saga gis (V.2.2.5) (Travis et al., 1975; Tarboton, 1997). Estos dos mapas fueron los insumos principales para delimitar manualmente la base de cada estructura volcánica, la cual se realizó mediante el método propuesto por Grosse et al. (2012), quien planteó que el cambio de pendiente, entre el terreno circundante y la geoforma volcánica, representa el contorno base de la estructura.

La Figura 15 muestra un ejemplo de la aplicación de este método: en la Figura 15 A se ilustra un volcán de la zona de estudio, con la base de su estructura delimitada a partir del mapa de pendiente (Figura 15 B) y mapa de aspecto (Figura 15 C). El mapa de aspecto se utilizó como apoyo en esta delimitación, ya que ilustra los rasgos geomorfológicos de la estructura con mayor detalle.

A partir de la delimitación del contorno base, de la estructura volcánica, se traza la elipse que mejor se ajuste a este contorno (Figura 15 A), para definir el eje mayor y menor de la base, y aplicar la Ecuación 2 de la Figura 15 (definida por Settle, 1979), para calcular el diámetro basal (W) del volcán. De igual forma, a partir de los eje mayor y menor, aplicando la ecuación 3 de la Figura 15, se obtiene el índice de circularidad (Dóniz-Páez, 2015). El diámetro del cráter fue determinado de forma similar al cálculo de la base de la estructura.

La altura de cada estructura volcánica se determinó a partir de la diferencia entre la altitud de la cima y la altitud de la base de la misma (ecuación 2 de la Figura 15). Los valores de altitud de la base y cima, se obtuvieron a partir de los contornos topográficos de cada estructura (Figura 15 D), los cuales fueron generados en el SIG, ArcMap 10.5.

El volumen de las estructuras se determinó mediante dos procedimientos: para las estructuras con forma cónica, el volumen fue calculado aplicando la fórmula del cono truncado (ecuación 1 de la Figura 14); para las estructuras con una morfología diferente, el volumen fue determinado mediante una función automatizada del SIG, Surfer 16.

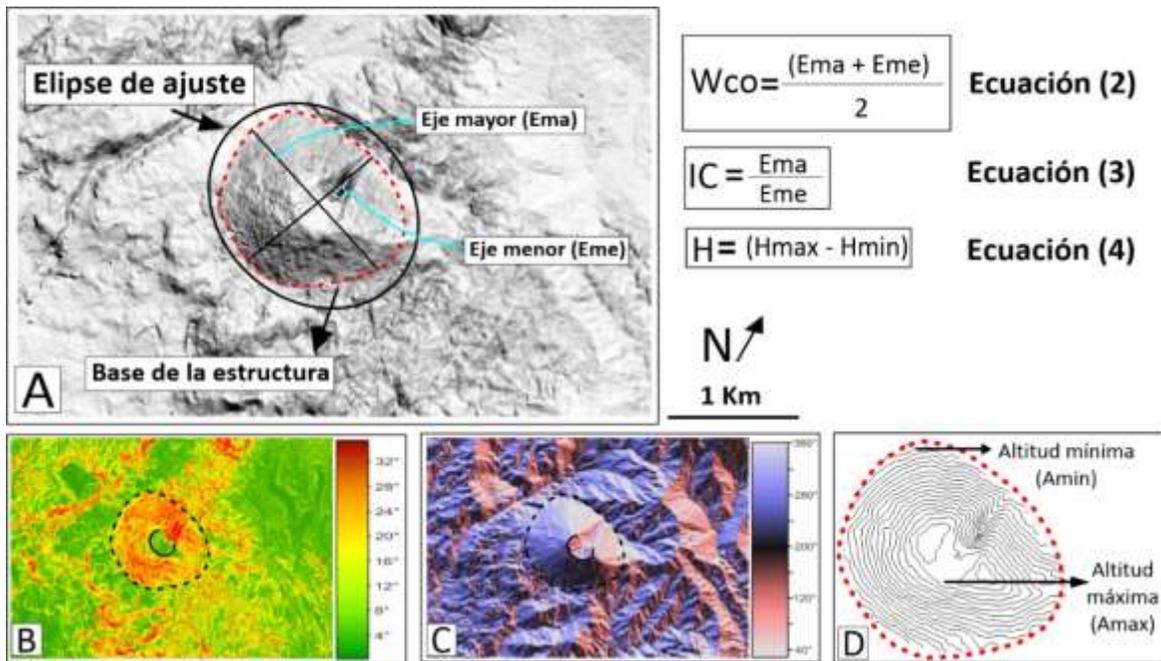


Figura 15. Mapas temáticos y fórmulas para determinar parámetros morfométricos de cada estructura volcánica. **A)** Mapa de sombras con azimuth 20° y altitud 80°, en el cual se delimita el contorno base de una estructura volcánica y se ajusta este contorno a una elipse. **B-C)** Mapa de pendiente y mapa de aspecto del terreno, marcando la forma del contorno base y la forma del cráter de la estructura volcánica. **D)** Forma de los contornos topográficos del volcán.

En cuanto al cálculo de pendiente media de las estructuras volcánicas, este se realizó utilizando la herramienta de análisis espacial “Estadística Zonal” en ArcMap 10,5. Para determinar este parámetro, los modelos de pendiente, previamente definidos, se recortaron de acuerdo a la delimitación de cada estructura y los valores de pendiente de los ráster de entrada se reclasificaron solo con valores enteros.

El análisis de perfil (simetría) y forma en planta de cada estructura volcánica, se realizó mediante el trazo de perfiles topográficos, modelos tridimensionales y la generación de contornos estructurales en los SIG, Surfer 16 y ArcMap 10,5. A partir de estos análisis y la descripción morfológica, se caracterizó geomorfológicamente cada estructura siguiendo la

clasificación definida por Bemis & Ferencz, (2017) (Figura 11). Los perfiles topográficos, también fueron los insumos para determinar la profundidad del cráter.

7.4 Elaboración del documento final: La información obtenida en las etapas anteriores fue el insumo básico para el desarrollo de esta fase, en la cual se realizó un mapa geomorfológico y estructural de la zona de estudio y se elaboró el presente documento, consignando toda la información en diferentes capítulos.

El mapa geomorfológico fue procesado en el SIG, ArcMap 10,5, siguiendo la propuesta de estandarización de la cartografía geomorfológica en Colombia (Carvajal, 2012) y una guía metodológica para la elaboración de mapas geomorfológicos (Robertson et al., 2013).

8. RESULTADOS

Teniendo en cuenta la composición química reportada en estudios anteriores, la distribución, el control estructural, la relación espacial y la morfología de las estructuras volcánicas del sector de la laguna de La Cocha y el sur-occidente del valle Sibundoy se define, en el presente trabajo, el “campo volcánico monogenético Guamuez-Sibundoy” (CVMGS), guardando el nombre dado por Flórez (2003) a un grupo de volcanes en esta área.

Las coordenadas reportadas para las estructuras volcánicas (1-7 de la Tabla 1) identificadas por Ceballos et al. (1994) y Flórez (2003), no coincide exactamente con la localización de las estructuras georreferenciadas en el mapa de la zona de estudio, con sistema de coordenadas planas WGS84 UTM zona 18N. Por ende, se ajusta esta localización y se georreferencia las nuevas estructuras volcánicas identificadas en el presente trabajo (Tabla 4).

8.1 Geomorfología del área de estudio

Se identificaron cuatro ambientes morfogenéticos generales dentro del área de estudio: Ambiente denudacional, fluvial - lagunar, ambiente estructural y el más relevante para el presente trabajo, el ambiente volcánico, junto con las diferentes unidades geomorfológicas que lo componen (Figura 16).

8.1.1 Ambiente denudacional

Este está compuesto por diferentes unidades geomorfológicas, cuya expresión está determinada por la acción conjunta de procesos de meteorización y erosión de las geoformas pre-existentes, creando nuevas geoformas por la acumulación de sedimentos, en zonas con pendientes planas como la base de las laderas. Particularmente, la erosión de tipo fluvial es la que afecta las vertientes de los sistemas montañosos en el área y genera la mayor parte de las geoformas del ambiente denudacional. En el mapa geomorfológico de la zona de estudio se delimita de manera general el ambiente morfogenético denudacional en color amarillo (Figura 16).

Tabla 4. Coordenadas, parámetros e índices morfométricos de las estructuras volcánicas que hacen parte del campo volcánico monogenético Guamuez – Sibundoy (CVMGS). Los espacios vacíos en la tabla representan los parámetros morfométricos que no fueron posibles determinar, debido algunos aspectos morfológicos de las estructuras, descritos en el texto. El volumen estimado, corresponde solamente al de las estructuras volcánicas.

Coordenadas (°)			Morfometría (m)									Índices				
Volcán	Latitud	Longitud	Altitud basal (m.s.n.m)	Altitud del cráter (m.s.n.m)	Altura (H)	Diámetro basal (W)	Diámetro de cráter Wcr (Dcr)	Profundidad de cráter (Pcr)	Radio basal	Radio cráter	Volumen estimado (Km ³)	Relación (Hco/Wco)	Índice de circularidad	Pendiente media (°)		
1	Campanero	1°8'13"N	77°6'42"W	3.020	3.265	245	1158	306	21	579	153	0,112	0,21	1,2	29,3	
2	Victoria	1°6'05"N	77°4'59"W	3.072	3.107	35	469	258	14	234,5	129	0,004	0,07	1,4	18,4	
3	Manoy	1°5'47"N	77°4'52"W	3.114	3.178	64	434	70	6	217	35	0,005	0,15	1,4	28,7	
4	Mijoy	1°5'36"N	77°4'46"W	3.128	3.166	38									31	
5	Bijinchoy	1°5'15"N	77°4'59"W	3.057	3.123	66	901	730		450,5	365	0,035		1,2	19,6	
6	Maar Fuisanoy	1°5'56"N	77°4'05"W	3.048	3.062		990	990	103	495	495			1,1	6,7	
7	Mujundinoy	Norte	1°5'21"N	77°5'38"W	3.180	3.268	88	555		277,5		0,011		1,3	34	
		Sur	1°5'04"N	77°5'39"W	3.180	3.246	66	530	91	265	45,5	0,001		1,2	34	
8	Corota	1°5'20"N	77°6'16"W	3.072	3.118	46									26,2	
9	Maar Yaku	1°4'31"N	77°6'20"W	3.048	3.059		1255	1071	122	627,5	535,5			1,6	6,8	
10	Guayapungo	1°3'33"N	77°7'41"W	2.839	3.020	181	935	344	10	467,5	172	0,062	0,19	1,1	31,5	
11	Encano	1°2'56"N	77°7'31"W	2.968	3.108	140	927	247	38	463,5	123,5	0,038			32	
12	Guamuez	1°2'52"N	77°7'41"W	2.968	3.104	132	927	291	45	463,5	145,5	0,038			31,2	
13	Estero	1°3'14"N	77°3'59"W	2.840	2.982	142	832	188	23	416	94	0,033	0,17	1,1	23,7	
14	Patascoy	1°1'54"N	77°2'6"W	3.340	3.554	214						0,014			39	
15	Muchivioy	M	1°7'16"N	77°0'25"W	2.306	2.341	35				260				130	20,1
		T	1°6'59"N	77°0'46"W	2.385	2.447	80	597	341	80	298,5	170,5	0,016	0,13	1,2	27,3
16	Laurel	1°3'48"N	77°6'33"W	2.923	2.980	57									26	
17	Santa Teresita	1°3'49"N	77°6'24"W	2.952	2.976	24										

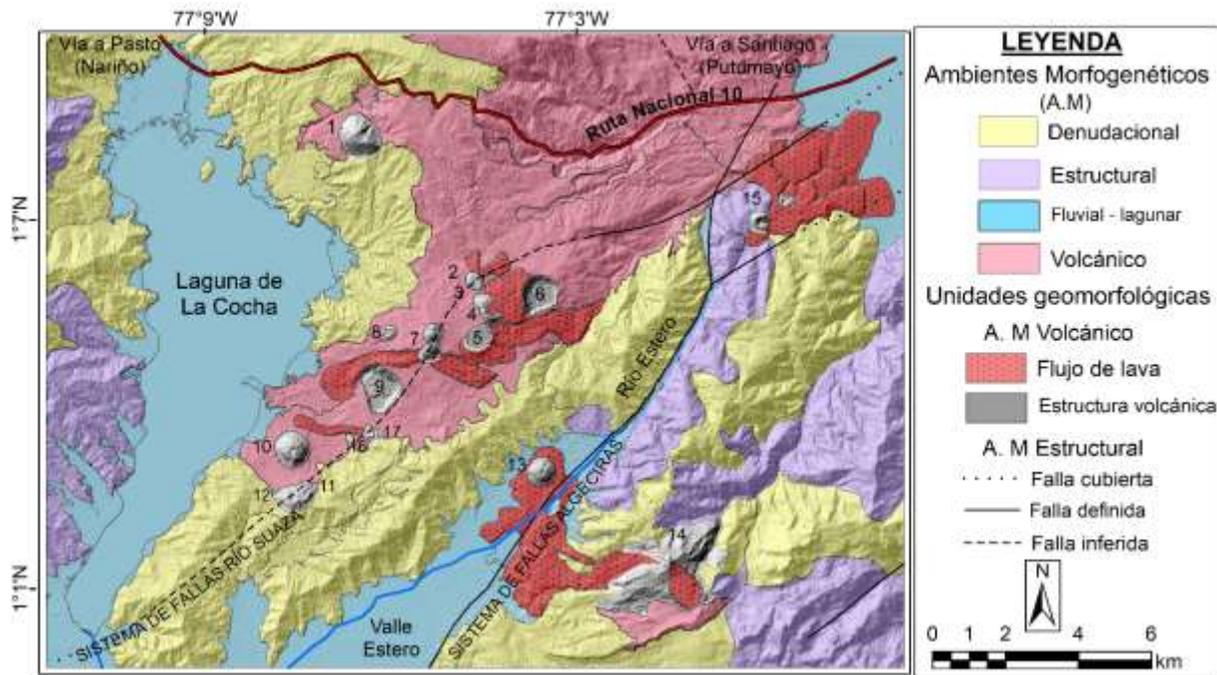


Figura 16. Mapa geomorfológico de la zona de estudio, con los diferentes ambientes morfogenéticos delimitados y las unidades geomorfológicas del ambiente volcánico. Estructuras volcánicas: 1) Campanero, 2) Victoria, 3) Manoy, 4) Mijoy, 5) Bijinchoy, 6) Fuisanoy, 7) Mujundinoy, 8) Corota, 9) Yaku, 10) Guayapungo, 11) Encano, 12) Guamuez, 13) Estero, 14) Patascy, 15) Muchivioy, 16) Laurel, 17) Santa Teresita.

8.1.2 Ambiente fluvial – lagunar

Las geoformas que hacen parte de este ambiente se asocian a la dinámica de los afluentes de la laguna de la Cocha y el valle Estero, principalmente. Estos afluentes drenan las vertientes montañosas del área de estudio, generando transporte, acumulación o sedimentación de materiales en zonas aledañas a los cauces, como en la misma laguna, en el valle de Sibundoy y el valle Estero (Figura 16). En el área de estudio, este ambiente morfogenético se encuentra delimitado principalmente alrededor de la laguna de La Cocha y el valle Estero, que correspondería a zonas de inundación y colmatación en épocas de invierno.

8.1.3 Ambiente estructural

En este ambiente morfogenético se encuentran las geoformas cuya expresión morfológica es el resultado de la actividad tectónica de los sistemas de fallas que están presentes en la zona de estudio (Figura 16). Estos sistemas de fallas y los principales lineamientos estructurales

trazados, son los elementos morfodinámicos más representativos dentro del ambiente estructural (Figura 17).

Por la zona de estudio pasa un tramo del segmento sur del sistema de fallas Algeciras (SFA), conformado por el sistema de fallas Río Suaza, con un trazo que se extiende desde el sur de la laguna de La Cocha y recorre el lado oriental de la misma (Figura 17). Siguiendo el trazo de este sistema de fallas, se encuentran alineados los volcanes: Victoria (2), Mujundinoy (7), Yaku (9), Guayapungo (10), Encano (11), Guamuez (12), Laurel (16) y Santa Teresita (17). De igual forma, siguiendo un lineamiento estructural, se ubican los volcanes Estero (13) y Muchivioy (15). Estos volcanes se encuentran alineados, al prolongar el trazo rectilíneo de una falla sintética que hace parte del SFA, y estaría generando un curso recto del río Estero, en su nacimiento (Figura 17).

El sistema de fallas Algeciras sería, morfo-estructuralmente, el responsable de la formación del valle Estero, interpretado por Velandia et al. (2005) como una cuenca de tracción por relevo o salto lateral de un sistema de falla de rumbo “*wrench fault*”, asociado al sistema de fallas en mención.

Los lineamientos presentan extensión variable y se encuentran principalmente, en direcciones transversales a los sistemas de fallas principales. Estos podrían ser una evidencia de control estructural en la zona (Figura 17). El lineamiento más representativo del área de estudio, se encuentra en la zona centro oriental de la laguna de La Cocha, con un sentido NW – SE, transversal al trazo del sistema de fallas Río Suaza. Este lineamiento estaría controlando la ubicación de cuatro estructuras volcánicas: Victoria (2), Manoy (3), Mijoy (4) y Bijinchoy (5). Otro lineamiento representativo, se encuentra paralelo al trazo del sistema de fallas Algeciras y el del sistema de fallas Río Suaza. Este lineamiento sería el de mayor extensión y podría tratarse de la prolongación de la falla Colón o la falla Quinchoa (Figura 17).

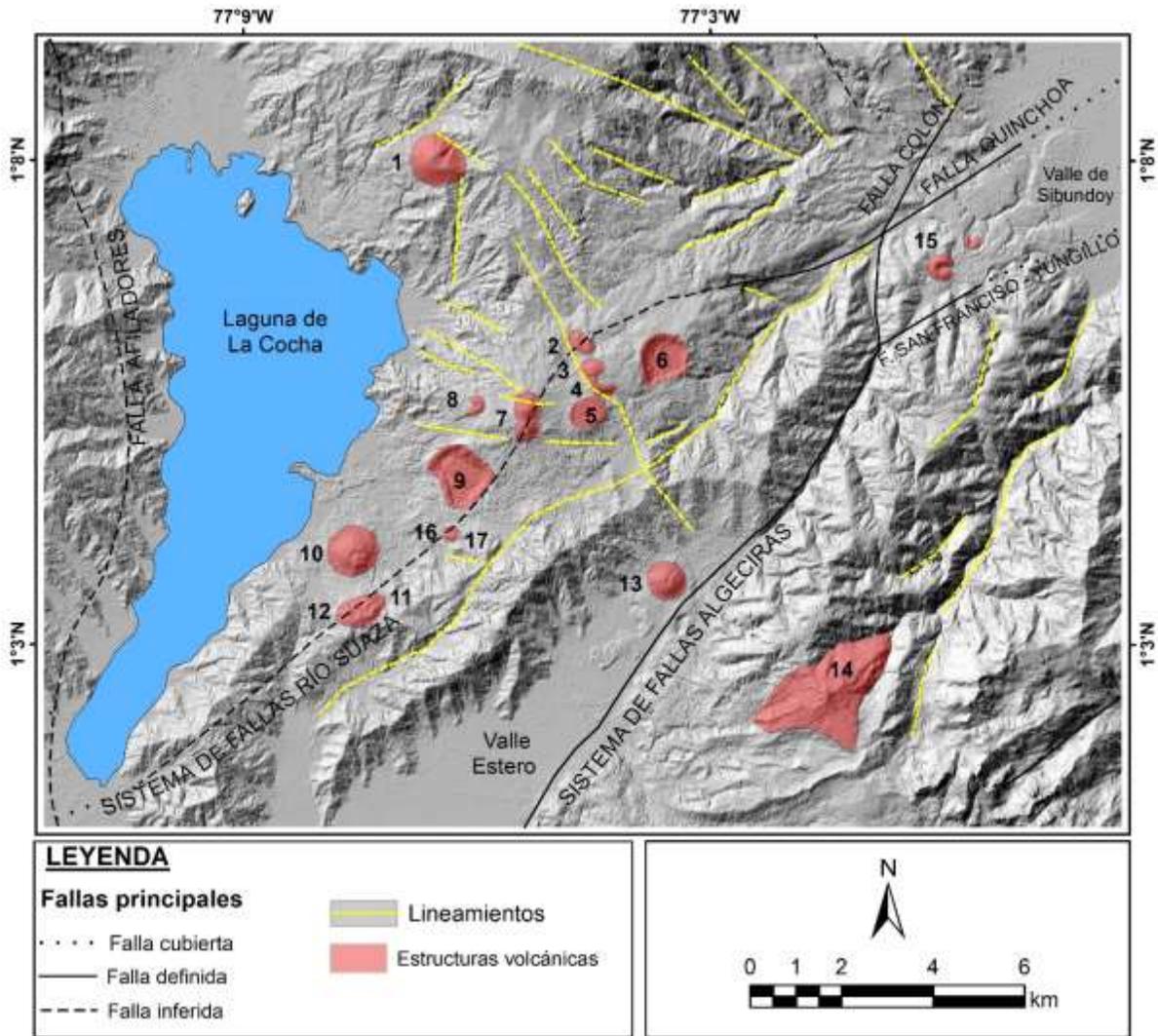


Figura 17. Mapa de lineamientos estructurales. Nótese que los trazos de la mayoría de los lineamientos se encuentran transversos a los sistemas de fallas principales. Estructuras volcánicas: 1) Campanero, 2) Victoria, 3) Manoy, 4) Mijoy, 5) Bijinchoy, 6) Fuisanoy, 7) Mujundinoy, 8) Corota, 9) Yaku, 10) Guayapungo, 11) Encano, 12) Guamuez, 13) Estero, 14) Patascoy, 15) Muchivioy, 16) Laurel, 17) Santa Teresita.

8.1.4 Ambiente volcánico

Este ambiente geomorfogénico está compuesto por las 17 estructuras volcánicas que conforman el campo el CVMGS (Figura 16) y los productos de su actividad.

Las unidades geomorfológicas identificadas, dentro del ambiente volcánico, corresponden a volcanes con geformas desde cónicas hasta cráteres que posiblemente han socavado el terreno circundante. Algunas de estas geformas tienen flujos de lava asociados, las cuales corresponderían a otra unidad geomorfológica dentro de este ambiente (Figura 16).

Las geoformas volcánicas cónicas, son subcirculares a subelípticas, con menos de 250 m de altura, diámetros basales que alcanzan hasta los 1158 m y flancos con morfologías suaves e irregulares de pendientes menores a 34°. Los cráteres alcanzan hasta los 1071 m de diámetro y profundidades hasta de 175 m (Tabla 4). Algunas de las estructuras volcánicas presentan diferentes afectaciones en su geoforma, producto de sus procesos eruptivos y/o erosionales. Los flujos de lava alcanzan extensiones de menos de 5 km, con morfologías lobulares y onduladas y algunos flujos presentan diques naturales (*levées*).

A diferencia de las coladas de lava, que tienen una geoforma identificable, los piroclastos, no se delimitaron como unidades geomorfológicas con un área definida, sin embargo, fueron considerados dentro del ambiente volcánico, interpretados en las aerofotografías como zonas con una morfología de bajas pendientes, con tono de grises más claro y texturas suaves, que contrastan con las geoformas circundantes.

8.2 Geo-morfometría de las estructuras volcánicas

Dentro del CVMGS se identificaron, mapearon y analizaron 17 estructuras volcánicas. Estas fueron analizadas desde sus parámetros morfométricos y características morfológicas (Tabla 4) y a su vez, descritas a partir de la revisión bibliográfica e información recolectada en una visita de reconocimiento en el área de estudio.

En el sector norte del oriente de la laguna de La Cocha, se encuentra la estructura volcánica más representativa para los lugareños, quienes lo conocen como “Campanero”, nombre atribuido por presentar una forma similar a la de una campana. También es conocido como Campanero Norte o Campanero del Putumayo, por estar ubicado en cercanías a la vía principal que conduce a este departamento.

8.2.1 Volcán Campanero (1°8'13" N; 77°6'42" W)

El volcán Campanero se localiza en el sector Nororiental de la laguna de la Cocha (Figura 18 A), en la vereda Santarosa (corregimiento de El Encano, departamento de Nariño). Esta geoforma volcánica es de fácil reconocimiento desde la laguna de La Cocha (Figura 18 B), al igual que, desde la vía nacional que comunica a los departamentos de Nariño y Putumayo (Figura 18 C).

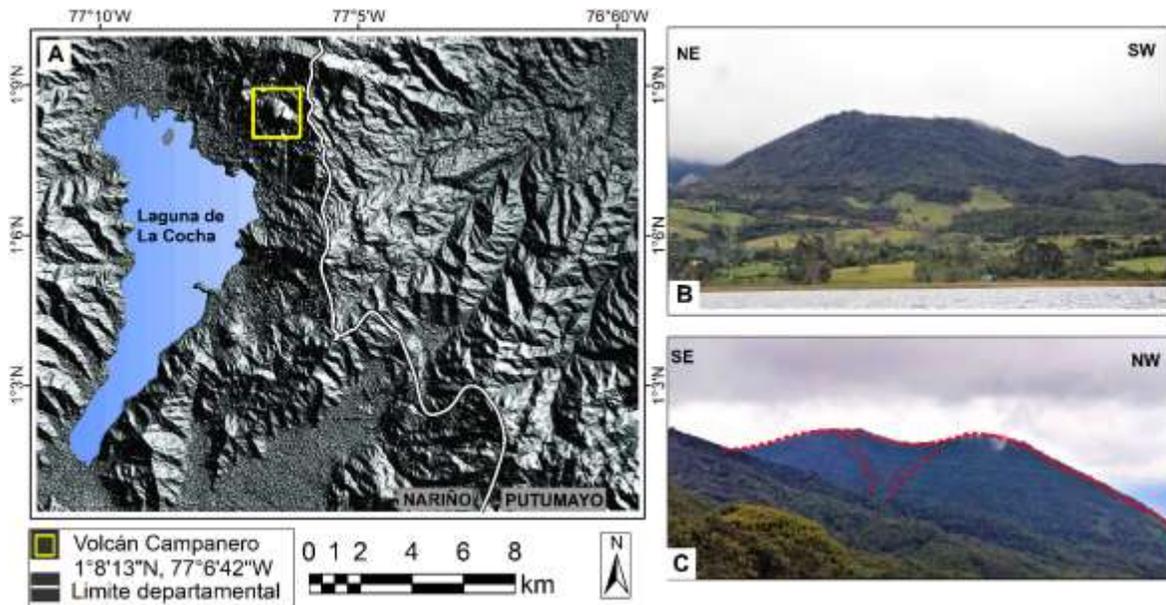


Figura 18. A) Mapa de localización del volcán Campanero dentro del área de estudio. B) Panorámica del volcán desde la laguna de La Cocha, nótese la forma cónica de la estructura. C) Panorámica del volcán Campanero desde la Ruta Nacional 10 que comunica los departamentos de Nariño y Putumayo, en ella se delimita la forma del volcán y se resalta su cráter abierto.

El volcán Campanero con una geoforma cónica de 245 m de altura, es la estructura más alta de todo el campo volcánico, y a su vez, es el volcán más voluminoso con un volumen estimado es de $0,112 \text{ km}^3$. Su pendiente promedio es de $29,3^\circ$, con un diámetro basal de 1,15 km (Tabla 4). Esta estructura volcánica tiene un cráter centrado e incompleto, con un diámetro de 306 m y una profundidad de 18 m; la disección del cráter se extiende, en forma de “V”, hasta la base de la estructura (Figura 19 A). Esta característica morfológica se pudo haber generado durante los procesos de erupción y haber aumentado el tamaño de la incisión por procesos erosivos posteriores, llegando a determinar la forma de los contornos en vista de planta y generar un perfil asimétrico del volcán en sentido W - E (Figura 19, B, C),

encajando en la clasificación de volcanes tipo disectado, según clasificación morfológica de Bemis & Ferencz (2017) (Figura 19 D).

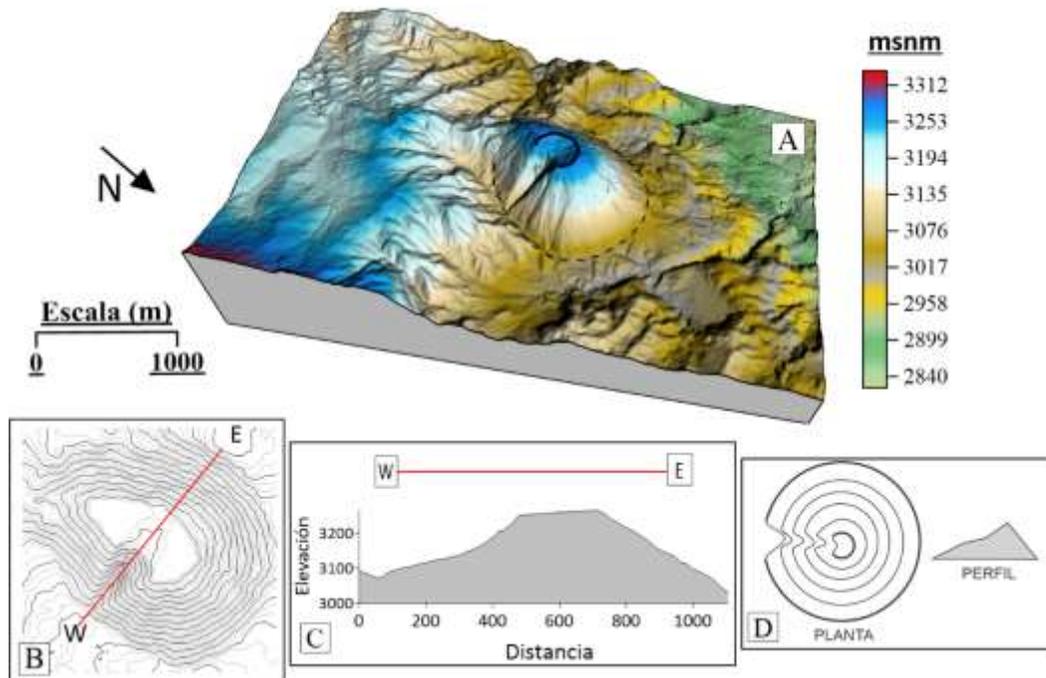


Figura 19. Características morfológicas del volcán Campanero. **A)** Modelo tridimensional del volcán Campanero con exageración vertical de 1,5 m, se delimita el contorno basal y cráter de la estructura, nótese el cráter abierto con una incisión en la estructura en forma de “V”, desde el borde del cráter hasta la base. **B)** Vista en planta de los contornos del volcán, generados cada 5 m. **C)** Vista de perfil de la estructura, cortando por medio del cráter. **D)** Características morfológicas de los volcanes tipo disectado, definido por Bemis & Ferencz (2017).

La relación morfométrica altura / Diámetro basal del cono (H_{co}/W_{co}) que presenta el volcán Campanero es igual a 0,21, valor cercano al definido por Settle (1979) para conos prístinos, es decir, estructuras volcánicas con una morfología reciente. Los flancos del volcán presentan algunos drenajes superficiales sin un patrón definido; esto se evidencia en la forma de los contornos de la estructura (Figura 19 B) al presentar contornos lisos regulares sin deformaciones considerables, siendo una característica morfológica que apoya el hecho de considerar al volcán campanero como una geoforma reciente.

En cuanto a la forma en planta, el volcán Campanero presenta una elongación en dirección del flanco sur (Figura 19 A), en consecuencia, su base se determinó como sub-circular, definida por un índice de circularidad de 1,1 (Dóniz-Páez, 2015) (Figura 12).

En el sector central, al oriente de la laguna de La Cocha, se localizan la mayor parte de las estructuras volcánicas del campo volcánico, las cuales se ubican entre las veredas de Mojundinoy y Fuisanoy, en los departamentos de Nariño y Putumayo, respectivamente (Figura 20).

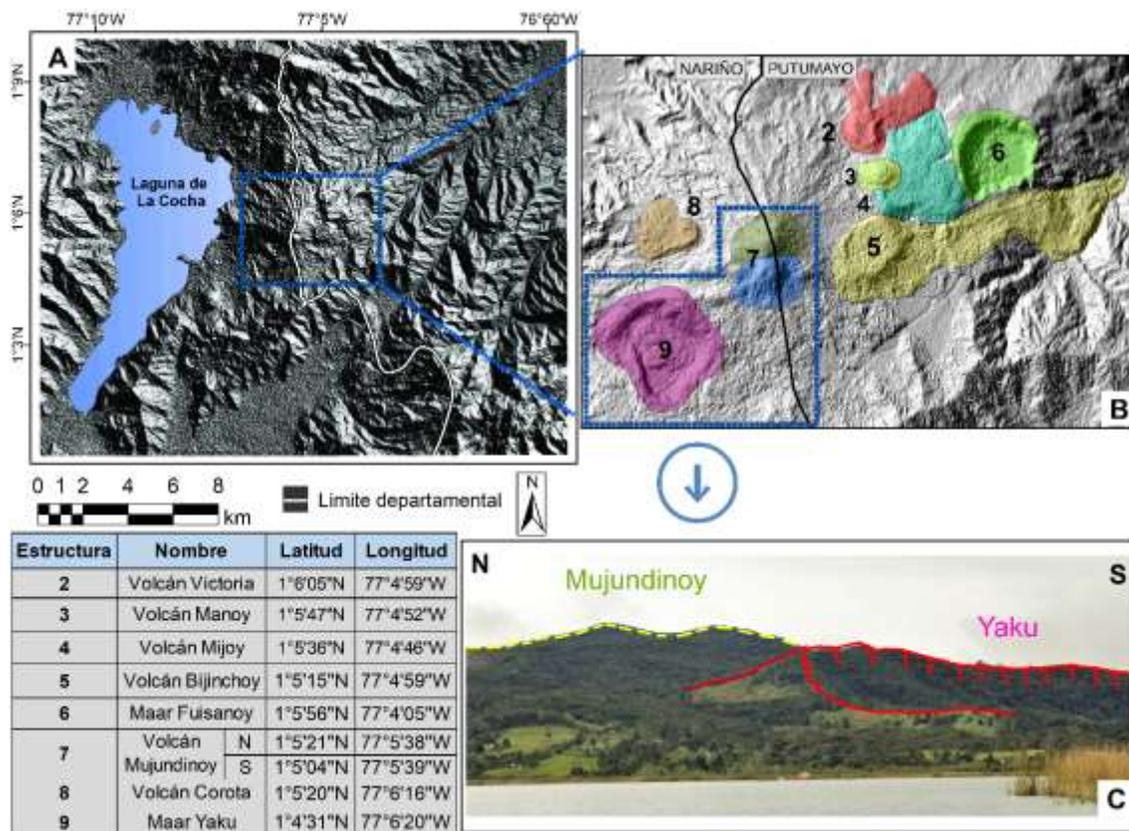


Figura 20, A) Mapa de localización de las estructuras volcánicas, ubicadas en la zona central del lado oriental de la laguna de La Cocha. **B)** Mapa de relieve sombreado destacando las estructuras volcánicas definidas, nótese que la mayoría de las estructuras de este sector se localizan en el departamento del Putumayo. **C)** Panorámica desde la laguna de La Cocha de las estructuras Mujundinoy y Yaku.

Geográficamente el volcán Mujundinoy se localiza en el límite de los departamentos de Nariño y Putumayo, el volcán Lauren y el volcán Yaku, se encuentran dentro del departamento Nariñense y las demás estructuras hacen parte del departamento del Putumayo (Figura 20 B). Las geformas de los volcanes Mujundinoy y Yaku, son reconocibles desde la laguna de La Cocha (Figura 20 C).

En el mapa realizado por Flórez (2003) (Figura 5), entre el volcán Mujundinoy y Bijinchoy (7 y 5; Figura 20 B), el autor delimita dos estructuras y las clasifica como “cráter con domo”,

sin algún nombre ni coordenadas específicas. Estas dos estructuras podrían corresponder a las denominadas, en este trabajo, como volcán Victoria y el volcán Manoy (2 y 3; Figura 20 B). Así mismo, las estructuras que en este trabajo se definen como maar Fuisanoy y maar Yaku, el autor en mención, las ilustra en el mapa (Figura 5), como dos “cráteres”, sin georreferenciación alguna. Además de las estructuras mencionadas, el volcán Corota y el volcán Mijoy, son identificados en el presente trabajo.

8.2.2 Volcán Victoria (1°6'05" N; 77°4'59" W)

El volcán Victoria, con una altura aproximada de 35 m y un volumen de 0,004 km³, es la estructura cónica más pequeña y menos voluminosa dentro del campo (Tabla 4). El edificio volcánico es subelíptico, con un índice de circularidad igual a 1,4, evidenciando el alargamiento que presenta el edificio en sentido norte – sur (Figura 21 A, B).

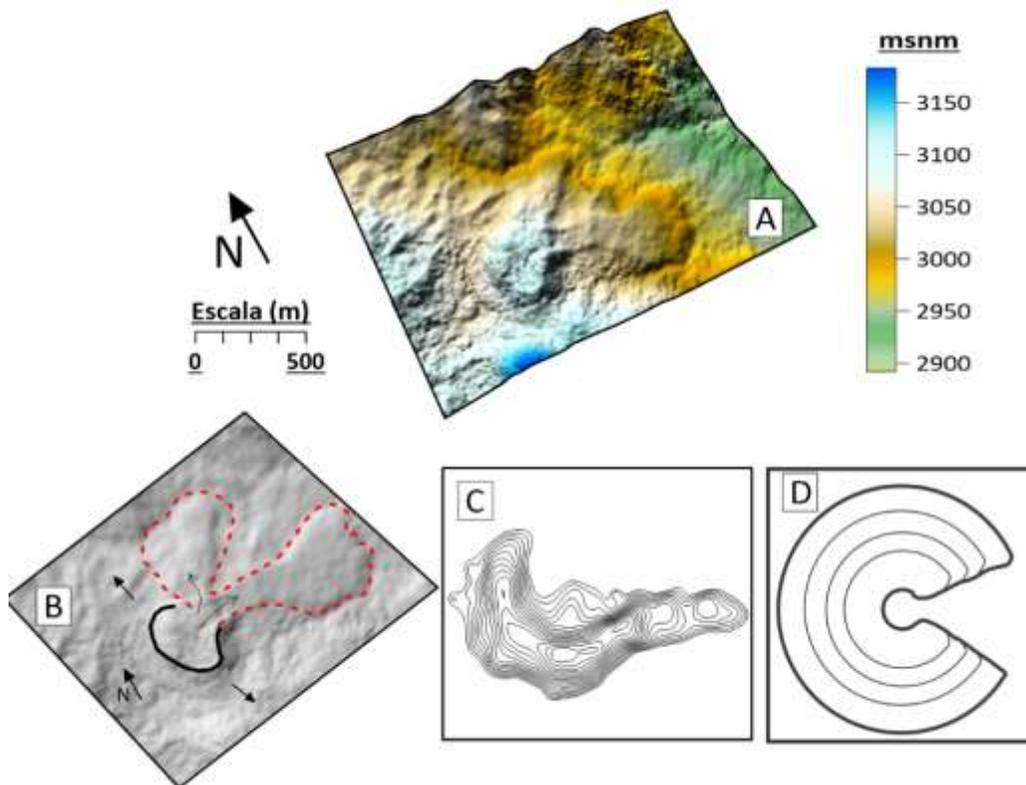


Figura 21. Características morfológicas del volcán Victoria. **A)** Modelo tridimensional del volcán Victoria. **B)** Mapa de sombras con Azimut de 20° y altitud de 80°, del volcán Victoria, nótese el alargamiento del edificio en sentido N – S y los flujos de lava asociados en dirección NE y SE. **C)** Vista de los contornos en planta de la estructura volcánica, generados cada 4 m. **D)** Características morfológicas de los volcanes tipo Herradura, definido por Bemis & Ferencz (2017).

El volcán Victoria presenta un diámetro basal de 469 m, una pendiente de 18,4° y un cráter abierto, hacia el flanco oriental de la estructura. Esta ruptura posiblemente fue originada por los dos derrames lávicos que se observan en la Figura 21, B. El flujo con mayor longitud en dirección SE, tiene aproximadamente 1,2 km y el flujo en dirección NE alcanza los 740 m. El volumen de los dos flujos es aproximadamente 0,027 km³. La ruptura del flanco oriental, deforma los contornos del volcán en vista de planta y permite clasificarlo como un volcán tipo herradura (Figura 21 C, D).

El volcán Victoria presenta perfiles topográficos asimétricos (Figura 22). En estos perfiles se realizó una proyección de la geoforma en trazos discontinuos de color rojo, es posible que este cambio en la geoforma cónica, se deba a productos emitidos por las demás estructuras volcánicas que se encuentran a su alrededor.

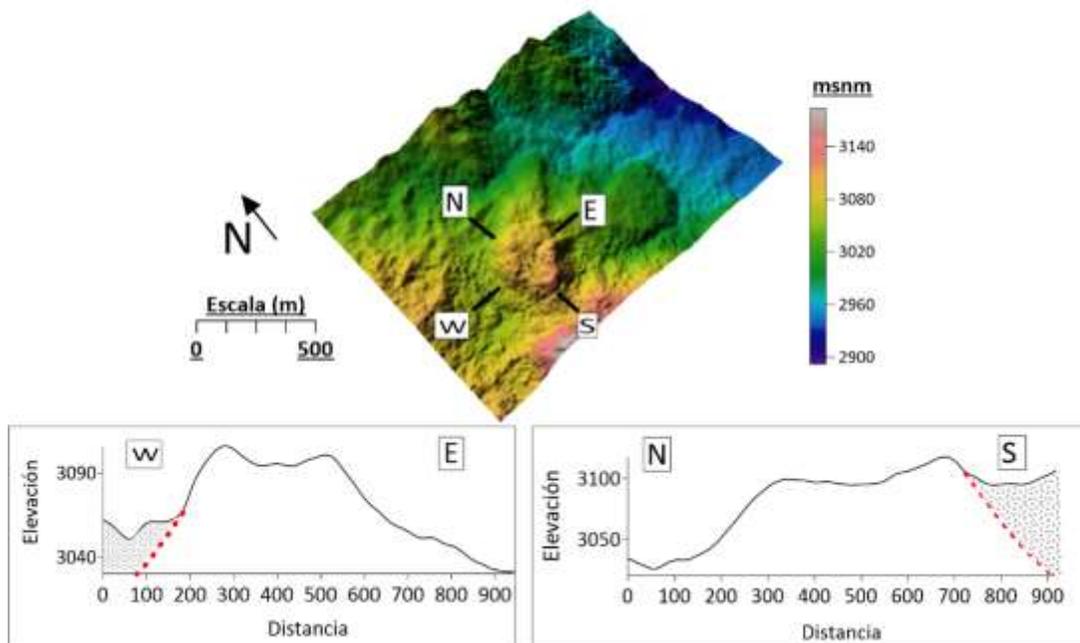


Figura 22. Características geomorfológicas del volcán Victoria. Modelo tridimensional con exageración de 1,3 m del volcán Victoria, con el trazo de dos perfiles topográficos, los cuales evidencian la forma cónica de la estructura. El trazo del perfil topográfico del volcán Victoria se representa por la línea continua de color negro y el trazo discontinuo de color rojo, es una proyección de la forma de la estructura original.

8.2.3 Volcanes Manoy (1°5'47" N; 77°4'52" W) – Mijoy (1°5'36" N; 77°4'46" W)

Estas dos estructuras volcánicas se encuentran muy cerca entre sí (Figura 23 A). Los flujos lávicos del volcán Mijoy, rodean parte de la estructura del volcán Manoy (Figura 23 B), modificando la forma del perfil de su estructura (Figura 23 C).

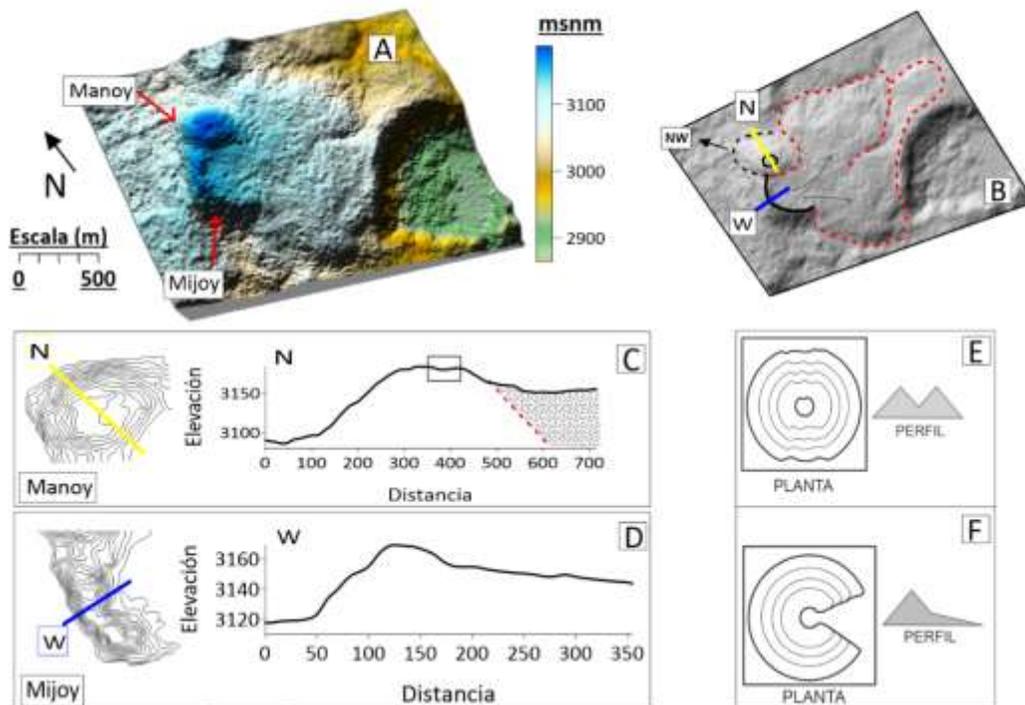


Figura 23. Características morfológicas de los volcanes Manoy y Mijoy. **A)** Modelo tridimensional de los volcanes Manoy y Mijoy, en él se aprecia, la forma subelíptica del volcán Manoy y la estructura incompleta que conforma el volcán Mijoy. **B)** Mapa de sombras de los volcanes, nótese como los flujos de lava asociados al volcán Mijoy, rodean el flanco SE de la estructura del volcán Manoy y al parecer, chocan con la pequeña parte del cráter del posible maar Fuisanoy, que sobresale en el terreno. **C)** Contornos y perfil topográfico del volcán Manoy, donde la línea discontinua de color rojo, representa la proyección del perfil original del volcán. **D)** Contornos y perfil topográfico del volcán Mijoy. **E y F)** Características morfológicas de los volcanes tipo Amorfo y Herradura, respectivamente, según clasificación de Bemis & Ferencz (2017).

El volcán Manoy presenta una geoforma cónica con una altura de 64 m, diámetro basal 434 m, pendiente media de $28,7^\circ$, un volumen aproximado de $0,005 \text{ km}^3$ y un cráter descentrado, con un diámetro aproximado de 70 m y una profundidad de apenas 6 m, casi imperceptible en el perfil topográfico (Figura 23 C). El perfil del volcán es asimétrico, debido a que los productos lávicos, emitidos por el volcán Mijoy, rodean su flanco SE (Figura 23 B, C). Esta

estructura volcánica presenta un alargamiento en sentido NW – SE (Figura 23 B), generando una geoforma subelíptica, con un valor de circularidad de 1,4 (Figura 12).

El volcán Manoy, por las irregularidades en sus contornos y el alargamiento en su estructura, es clasificado como un volcán tipo Amorfo (Figura 23 C, D).

El volcán Mijoy tiene la mayor parte de su estructura destruida (Figura 23 A), probablemente por los flujos de lava emitidos. Por esta razón, no fue posible determinar la mayoría de los parámetros morfométricos que se analizan en cada estructura del campo volcánico. Sin embargo, se logra determinar la altura (38 m), pendiente (31°) de la estructura que se conserva del volcán y el volumen ($0,069 \text{ km}^3$) de los flujos de lava (Tabla 4).

Con la finalidad de clasificar el volcán Mijoy a partir de sus características geomorfológicas, se toman los contornos de mayor altura para visualizar la forma de la estructura y junto con el perfil topográfico, se define una clasificación como volcán tipo herradura (Figura 23 D, F).

8.2.4 Volcán Bijinchoy ($1^\circ 5' 15''$ N; $77^\circ 4' 59''$ W)

Esta estructura morfológicamente es similar a un pequeño escudo de lava, con una geoforma semicircular, de base subelíptica y una cima irregular, relativamente plana (Figura 24 A, B). El volcán tiene una altura de 66 m aproximadamente, un diámetro basal de 901 m y un cráter subelíptico, con un índice de circularidad igual a 1,2 y un diámetro de 730 m (Tabla 4). Flórez (2003) clasifica al volcán Bijinchoy como un “cráter y domo-colada”.

En el análisis de las imágenes de radar de la estructura del volcán Bijinchoy y la fotointerpretación, se determina que este volcán presenta una fractura que atraviesa toda la cima de la estructura. Al trazar dos perfiles topográficos, en sentido norte – sur, dentro del cráter (Figura 24 A). Estos evidencian que la cima del volcán es relativamente plana e irregular y la fractura tiene aproximadamente 10 m de profundidad (Figura 24 C, D). Esta fractura puede ser el centro de emisión de la estructura, por donde fueron emitidos los flujos de lava asociados a este volcán (Figura 25).

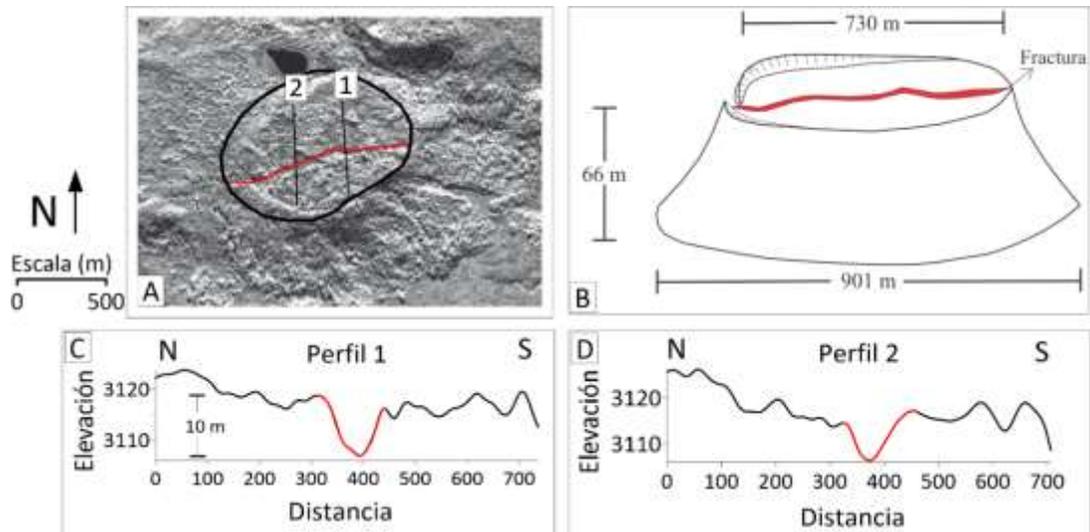


Figura 24. Estructura del volcán Bijinchoy. **A)** Imagen de radar del volcán Bijinchoy, sobre la cual se delimita la forma del cráter del volcán y el trazo de la fractura al interior del cráter. **B)** Ilustración de la estructura del volcán con sus parámetros morfométricos, se resalta la forma de la fractura y un posible anillo piroclástico. La ilustración presenta exageración en el eje vertical. **C y D)** Perfiles topográficos trazados dentro del cráter del volcán, evidenciando una profundidad de aproximadamente 10 m en la fractura.

El volcán Bijinchoy tiene asociado a su actividad eruptiva al menos dos flujos de lava (Figura 25 A y B). El flujo de mayor longitud medido desde el borde del cráter en dirección NE, alcanza los 3,26 km y el flujo de menor longitud en dirección S alcanza los 552 m. Estos dos flujos presentan un volumen aproximado de $0,390 \text{ km}^3$.

En los flancos norte y occidental del volcán Bijinchoy, posiblemente se encuentren productos volcánicos emitidos por las estructuras cercanas (Figura 25 C, D). Estos productos estarían modificando el trazo del perfil de la estructura. Siguiendo la forma del flanco sur y el flanco oriental de la estructura, se traza una prolongación de la misma, nótese la morfología de un pequeño escudo con cima relativamente plana.

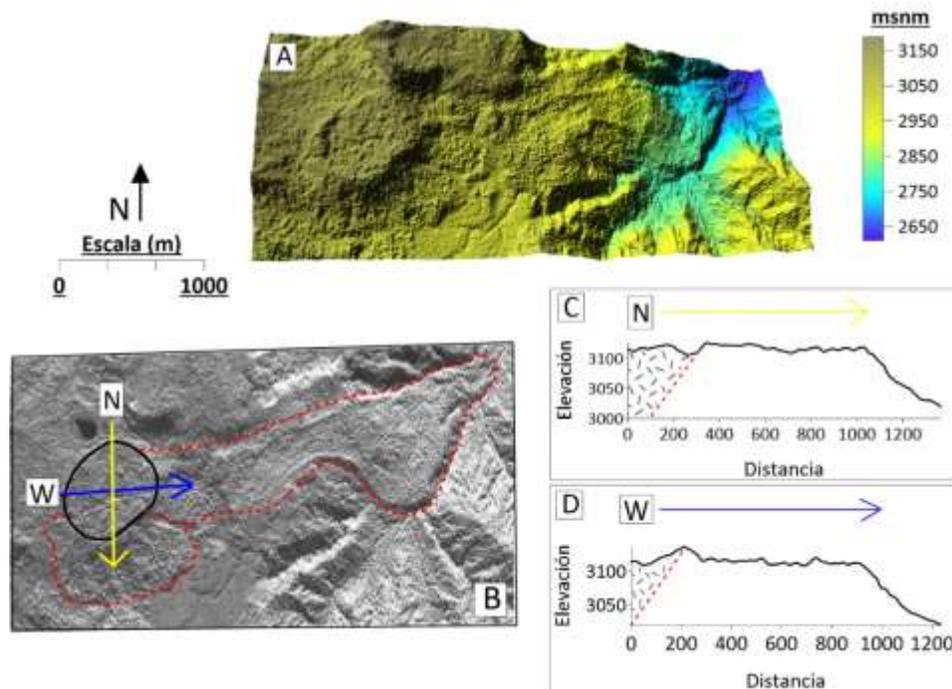


Figura 25. Características morfológicas del volcán Bijinchoy. **A)** Modelo tridimensional del volcán Bijinchoy. **B)** Imagen de radar del volcán Bijinchoy, sobre la cual se traza dos flujos de lava y dos perfiles topográficos en sentido norte – sur y occidente – oriente. **C y D)** Perfiles topográficos del volcán Bijinchoy, el trazo discontinuo de color rojo, representa una proyección de la geoforma del volcán, siguiendo la forma del trazo del flanco opuesto, evidenciando una forma de un escudo.

8.2.5 Maar Fuisanoy (1°5'56" N; 77°4'05" W)

En el mapa de Flórez (2003), al norte del volcán Bijinchoy se ilustra la forma de un cráter (Figura 5), sin embargo, el autor no define un nombre, ni coordenadas que correspondan a esta estructura. Esta geoforma se define en este trabajo como volcán Fuisanoy. Se trata de una depresión circular sobre el terreno, que se interpreta como el cráter de una estructura volcánica, con morfología suave y ligeras pendientes, formadas por un posible anillo piroclástico (Figura 16).

La morfología en los sectores occidental y sur de la estructura del volcán Fuisanoy, está dada por los flujos lávicos emitidos por el volcán Mijoy y Bijinchoy, respectivamente (Figura 26 A). Los flujos del volcán Mijoy estarían chocando con el posible anillo piroclástico del volcán Fuisanoy en su flanco NW. La morfología de los flancos oriental y nororiental del volcán Fuisanoy, parecen corresponder a depósitos asociados a la actividad de este volcán (Figura 26 A).

En los perfiles topográficos trazados en dirección norte – sur y occidente – oriente (Figura 26 B, C, D), la base del cráter se encuentra a 2.900 msnm, contrastando con el nivel base de las estructuras cercanas, que se encuentran a partir de los 3.072 msnm. Este cráter presenta una profundidad de 103 m y podría estar cortando rocas del basamento en el área, indicando un socavamiento del terreno, característica principal que representan los volcanes tipo maar. Teniendo en cuenta todas las características morfológicas descritas, para esta estructura, se define esta geoforma como un volcán tipo maar.

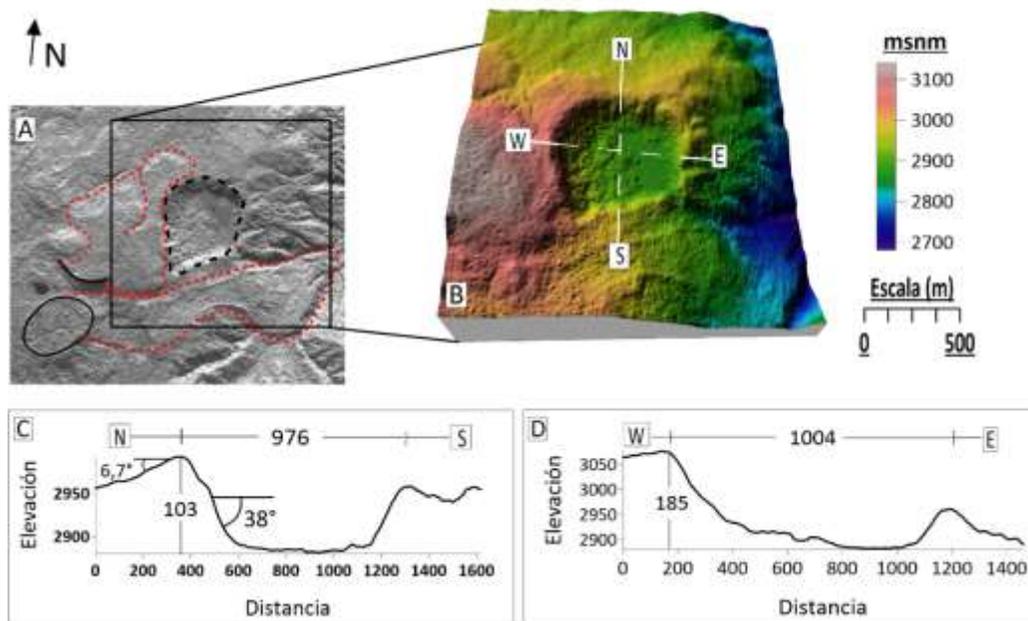


Figura 26. Características morfológicas del maar Fuisanoy. **A)** Imagen de radar del volcán Fuisanoy. Los trazos discontinuos de color negro representan el cráter, nótese como los flujos lávicos del volcán Mijoy chocan con el posible anillo piroclástico del volcán Fuisanoy. **B)** Modelo tridimensional del volcán Fuisanoy, con dos perfiles trazados, cabe resaltar que la morfología en los flancos oriental y nororiental, puede estar relacionada a productos emitidos por la actividad del volcán. **C y D)** Perfiles topográficos del maar Fuisanoy en sentidos N – S y W – E, con los parámetros morfométricos.

El cráter del maar Fuisanoy alcanza un diámetro aproximado de 990 m, con una forma subelíptica representada por un índice de circularidad de 1,1. El volcán en el sector norte presenta una pendiente interna de 38° y externa, interpretada como parte de un anillo de eyección, de 6,7°. La profundidad en este sector es de 103 m y está se toma como la profundidad de la estructura debido a la base horizontal que presenta el perfil topográfico trazado en sentido norte – sur, diferente a la base del perfil en sentido occidente – oriente que presenta una leve inclinación y una altura de 185 m aproximadamente (Figura 26 C, D).

8.2.6 Volcanes Mujundinoy (1°5'21" N, 77°5'38" W; 1°5'04" N, 77°5'39" W)

Se trata de dos estructuras individuales, cercanas entre sí, que estarían compartiendo la base (Figura 27 A). Presentan una forma cónica y, a partir de su posición con respecto al norte geográfico, se nombran como Mujundinoy Norte y Sur, en el presente trabajo. Estas estructuras fueron definidas por Ceballos et al. (1994), Castañeda et al. (1996) y Robertson et al. (2002), como un estratovolcán compuesto por cuatro focos, a los cuales se asocian flujos lávicos y depósitos piroclásticos recientes, mientras que Flórez (2003) ilustra, en un mapa, esta estructura como un “cráter y domo colada” (Figura 5).

Atravesando en dirección E – W se observa un lineamiento afectando el volcán Mujundinoy Norte, que podría corresponder a un fallamiento de la estructura, dando la apariencia de estar conformado por dos estructuras (Figura 27 B). El volcán Mujundinoy Sur, presenta una pequeña depresión en su flanco sur, lo que fue interpretado como el cráter de la estructura, por donde fueron emitidos dos flujos de lava asociados a este volcán (Figura 27 A). El área circundante a los volcanes Mujundinoy presenta una morfología de textura suave y tonos grises más claros. Esta zona podría corresponder a depósitos piroclásticos, asociados a los volcanes en mención y otras estructuras cercanas.

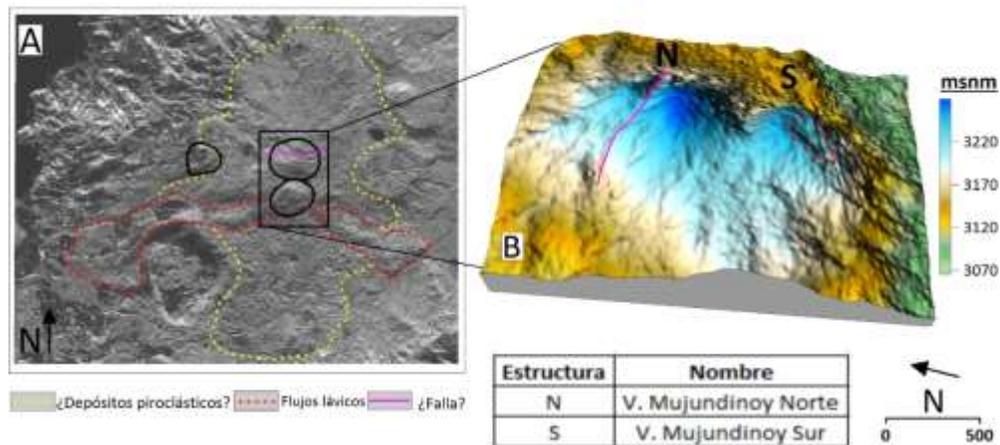


Figura 27. Geoforma volcán Mujundinoy. **A)** Imagen de radar banda P, donde se enmarca las estructuras de los volcanes Mujundinoy Norte y Sur y sus productos. Nótese dos flujos de lava delimitados por trazos discontinuos de color rojo, asociados al volcán Mujundinoy Sur. La zona delimitada dentro del trazo discontinuo de color amarillo, podría corresponder a depósitos piroclásticos. Al occidente de los volcanes Mujundinoy se delimita al volcán Corota. **B)** Modelo tridimensional de los volcanes Mujundinoy, nótese la cercanía de las estructuras y el posible fallamiento en la estructura norte.

Los volcanes Mujundinoy a partir de su forma en planta y perfil (Figura 28 A, B), son clasificados como volcanes tipo anidados (Figura 28 C) (Bemis & Ferencz, 2017).

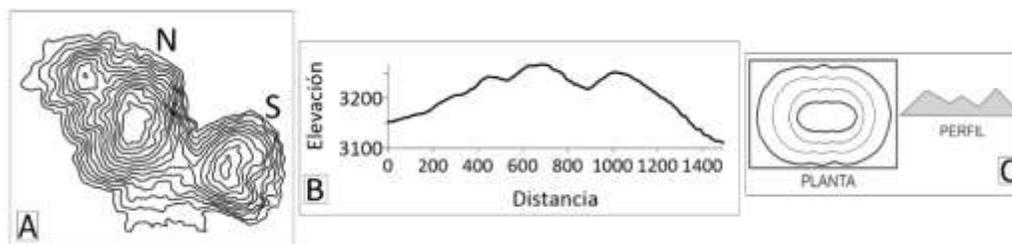


Figura 28. Características morfológicas de los volcanes Mujundinoy. **A)** Vista de los contornos de los volcanes Mujundinoy. **B)** Perfil topográfico de los volcanes. **C)** Características morfológicas de los volcanes tipo Anidados, definidos por Bemis & Ferencz (2017).

El análisis de los parámetros morfométricos de cada estructura se realizó de manera individual (Tabla 4). Se define la cota 3.180 msnm, como el nivel base para los dos volcanes y a partir de este nivel, se determina una altura de 88 m para el volcán Mujundinoy Norte y 66 m para Mujundinoy Sur. Las dos estructuras presentan una base sub-circular, con un índice de circularidad igual a 1,2. El volcán Mujundinoy Norte con un diámetro basal de 555 m y un volumen de 0,011 km³, es relativamente más grande respecto al volcán Mujundinoy Sur, el cual presenta un diámetro basal de 530 m y un volumen de 0,001 km³.

El volcán Mujundinoy Sur, presenta un pequeño cráter abierto en el flanco sur, con un diámetro aproximado de 91 m. En el reconocimiento fotogeológico, se identificaron dos flujos de lava, asociados a este volcán (Figura 27 A). El flujo de mayor longitud alcanza 2,90 km en dirección SW y el de menor longitud, 1,60 km en dirección SE. El volumen determinado entre los dos flujos, es aproximadamente de 0,049 km³.

8.2.7 Volcán Corota (1°5'20" N; 77°6'16" W)

El volcán Corota se localiza en la vereda Mujundinoy, al oeste de los volcanes que tienen el mismo nombre (Figura 27). El nombre de esta estructura hace alusión a la isla Corota, ubicada al Norte de la laguna de La Cocha. Los principales criterios de clasificación de esta geoforma, como una estructura de origen volcánico, se basaron en apreciaciones morfológicas. Este volcán presenta una pequeña geoforma abierta hacia el occidente y en esa misma dirección, se delimita una superficie relativamente plana, de poco espesor, en forma de abanico saliendo desde la estructura (Figura 29 A). Esta superficie podría tratarse de los depósitos dejados en el proceso eruptivo que destruyó el flanco occidental del volcán Corota.

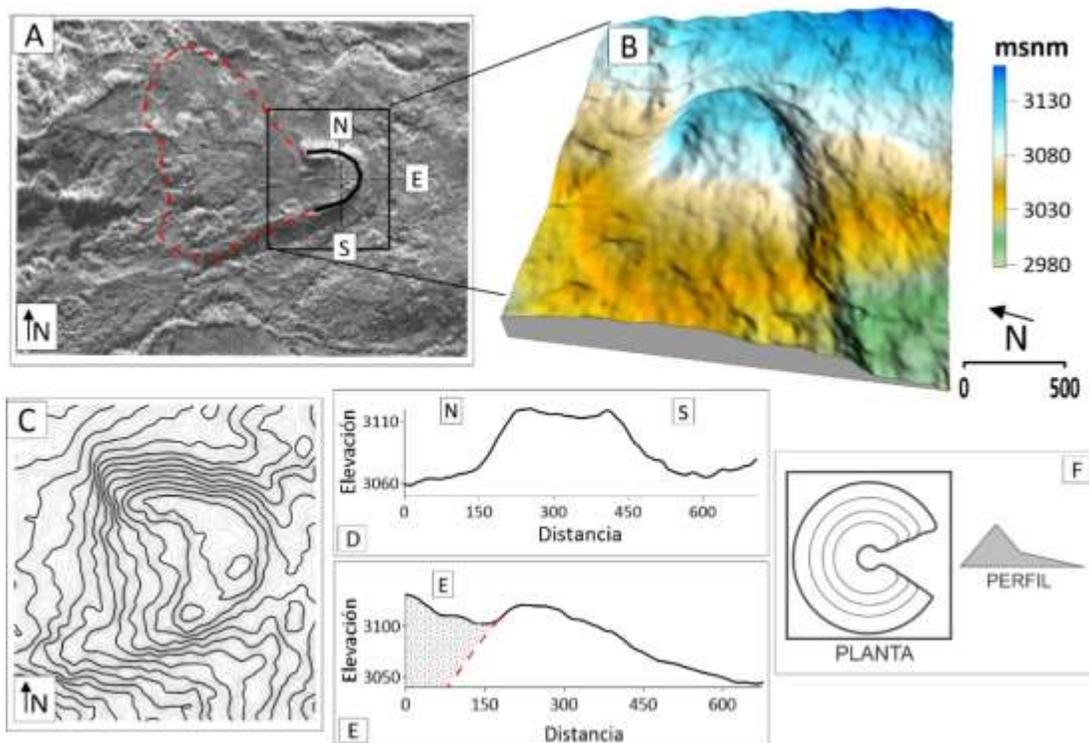


Figura 29. Características morfológicas del volcán Corota. **A)** Imagen de radar del volcán Corota, se resalta la forma del cráter abierto, los posibles depósitos y se muestran los trazos de los perfiles topográficos en sentidos N-S y E-W. **B)** Modelo tridimensional del volcán Corota, nótese la estructura abierta hacia el occidente. **C)** Forma de los contornos del volcán generados cada 5 m, la falta de uno de sus flancos, genera la forma de una herradura en vista de planta. **D y E)** Perfiles topográficos del volcán Corota, donde se observa la forma cónica de la estructura en el perfil con sentido N-S y un perfil asimétrico en sentido E-W, causado por la falta del flanco occidental y posibles depósitos volcánicos en flanco oriental. **F)** Características morfológicas de los volcanes tipo Herradura, definido por Bemis & Ferencz (2017).

En el modelo tridimensional del volcán (Figura 29 B), se puede apreciar la falta del flanco occidental en la estructura, esta característica morfológica da lugar a contornos con forma en media luna (Figura 29 C). El volcán Corota presenta una geoforma cónica con una altura de 46 m y una pendiente media de 26,2°. Esta geoforma se puede evidenciar en el trazo del perfil en sentido N-S en la Figura 29 D.

La falta del flanco occidental en la estructura, genera una asimetría en el volcán en dirección E-W, observada en el perfil topográfico con esta misma dirección (Figura 29 E). En este mismo perfil, hacia el oriente, el trazo corresponde al de los posibles depósitos piroclásticos, delimitados en la zona circundante a los volcanes Mujundinoy. Este trazo interrumpe la forma del perfil del volcán Corota, en su flanco oriental, representado por la proyección en líneas discontinuas de color rojo (Figura 29 E). La falta del flanco también genera una morfología similar a la que presenta los volcanes tipo en herradura, en la clasificación definida por Bemis & Ferencz (2017) (Figura 29 F).

8.2.8 Maar Yaku (1°4'31" N; 77°6'20" W)

En el mapa de Flórez (2003), al sur-occidente del volcán Mujundinoy se resalta la forma de un cráter sin nombre o georreferencia alguna (Figura 5). Esta estructura, al igual que el maar Fuisanoy, está formada por una depresión en el terreno, de forma elíptica, interpretada como el cráter del volcán (Figura 30 A), al cual se nombra como Yaku. La palabra “Yaku” en vocablo inga significa “agua”.

De los perfiles topográficos trazados en el mismo sentido de los puntos cardinales (Figura 30 B), se determinó que la cota base del cráter del volcán Yaku es igual a 2.885 msnm, nivel por debajo de la altura base de las estructuras volcánicas cercanas (Tabla 4). Posiblemente esta estructura también haya socavado el basamento circundante, por lo tanto, se define como un volcán tipo maar (Figura 30 C – D).

A diferencia del Maar Fuisanoy, el cual conserva una depresión en el terreno con diferentes profundidades, la estructura del volcán Yaku se encuentra abierta hacia el occidente (Figura 30 A).

En la Figura 30 A, el cráter del maar Yaku es representado por la línea discontinua de color negro, marcando el borde de la depresión sobre el terreno. Tiene un diámetro de 1.071 m, presenta una forma elíptica con un índice de circularidad igual a 1,6 y se encuentra abierto hacia el occidente.

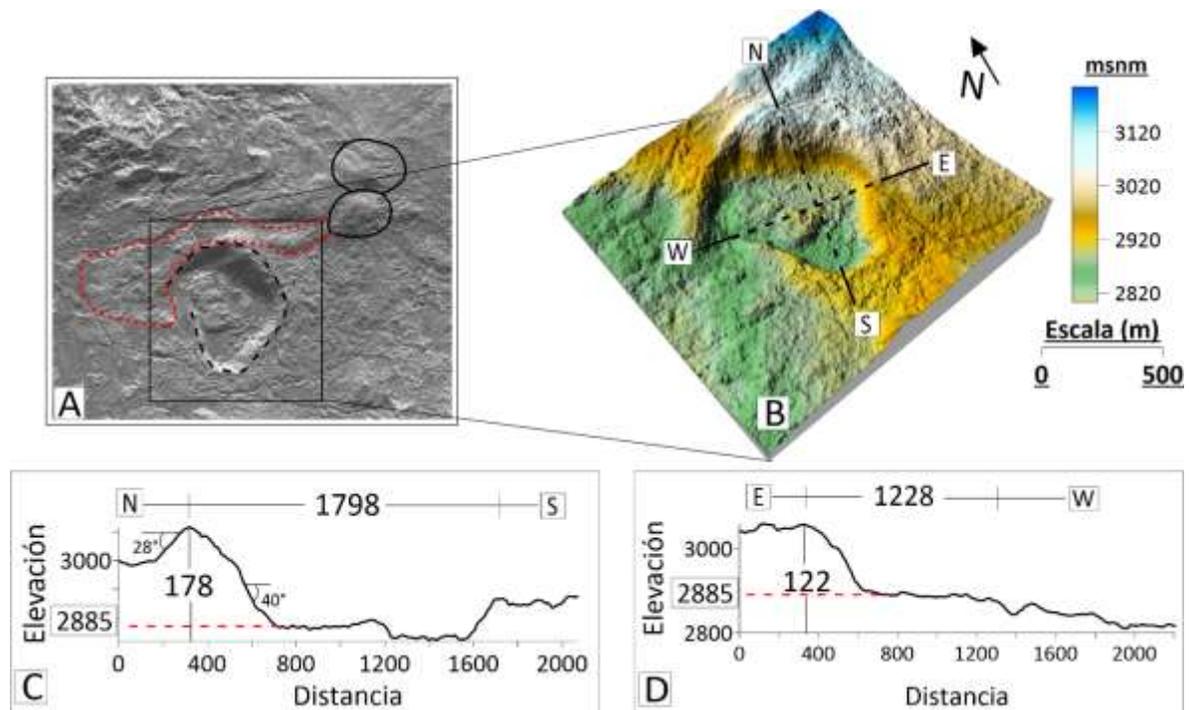


Figura 30, Características morfológicas del maar Yaku. **A)** Imagen de radar sobre la cual, se resalta el cráter del volcán Yaku con un trazo discontinuo negro y con una línea roja discontinua, se resalta un flujo de lava asociado al volcán Mujundinoy Sur, que bordea el flanco nor-occidental del volcán. **B)** Modelo tridimensional del maar Yaku, sobre el cual se trazan dos perfiles topográficos. **C y D)** Perfiles topográficos del maar Yaku, con sus parámetros morfométricos.

El Maar Yaku en el sector norte tiene una pendiente externa de 28° e interna de 40° aproximadamente, junto con una profundidad de 178 m (Figura 30 C). Sobre el sector oriental de la estructura, el borde del cráter se encuentra casi al nivel del terreno circundante y tiene una profundidad de 122 m (Figura 30 D). Es probable que, si esta estructura presenta un anillo piroclástico, en el sector Norte tendría su mayor espesor.

8.2.9 Volcán Guayapungo (1°3'33" N; 77°7'41" W)

Este volcán es conocido, por los lugareños, como Campanerito o Campanero Sur, por presentar una morfología similar, aunque de menor tamaño, al volcán Campanero. También es conocido como el Campanero de Santa Teresita, ya que se localiza dentro de la vereda del mismo nombre, al sur-oriente de la laguna de La Cocha (Figura 31 A).

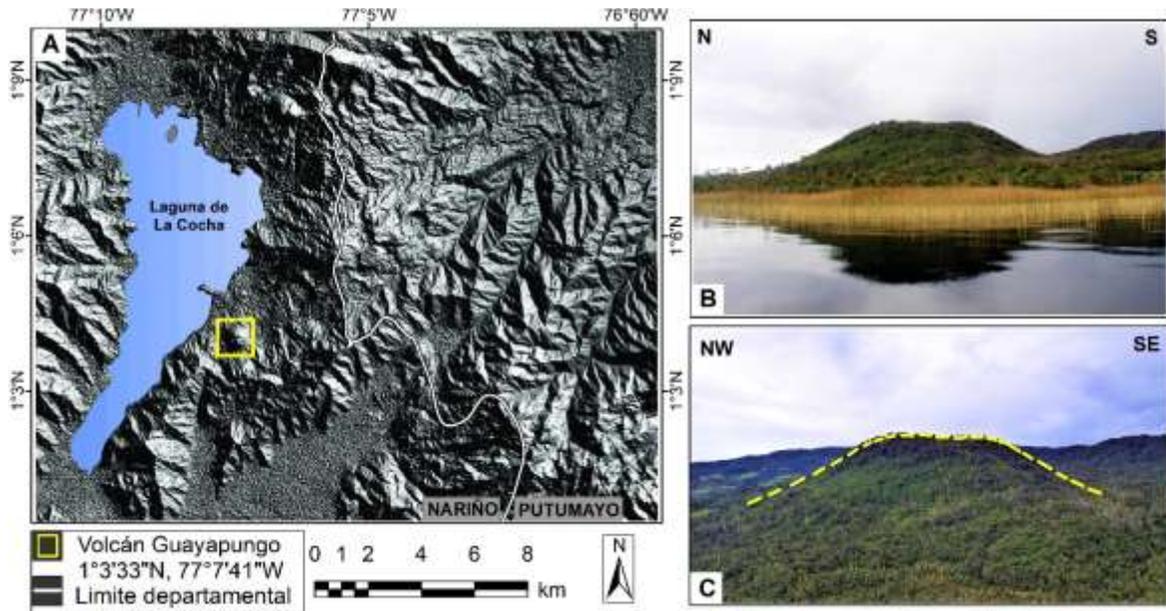


Figura 31. A) Mapa de localización del volcán Guayapungo. B) Panorámica del volcán desde la laguna de La Cocha, nótese la forma cónica de la estructura. C) Panorámica aérea del volcán donde se resalta la simetría de la geoforma. Nótese la densa vegetación en sus flancos.

En las observaciones de Flórez (2003), este volcán se define como “cono y colada de lava”, sin embargo, en el reconocimiento fotogeológico del presente trabajo, no se identificó ningún flujo de lava asociado al volcán Guayapungo.

El volcán Guayapungo presenta una geoforma cónica (Figura 32 A), con una altura de 181 m, un diámetro basal de aproximadamente 935 m y una pendiente de 31,5°. Su cráter se ubica en el centro de la estructura, con un diámetro de 344 m y una profundidad aproximada de 10 m. El volcán Guayapungo es la segunda estructura con mayor volumen dentro del campo volcánico, con un volumen de 0,062 km³ (Tabla 4).

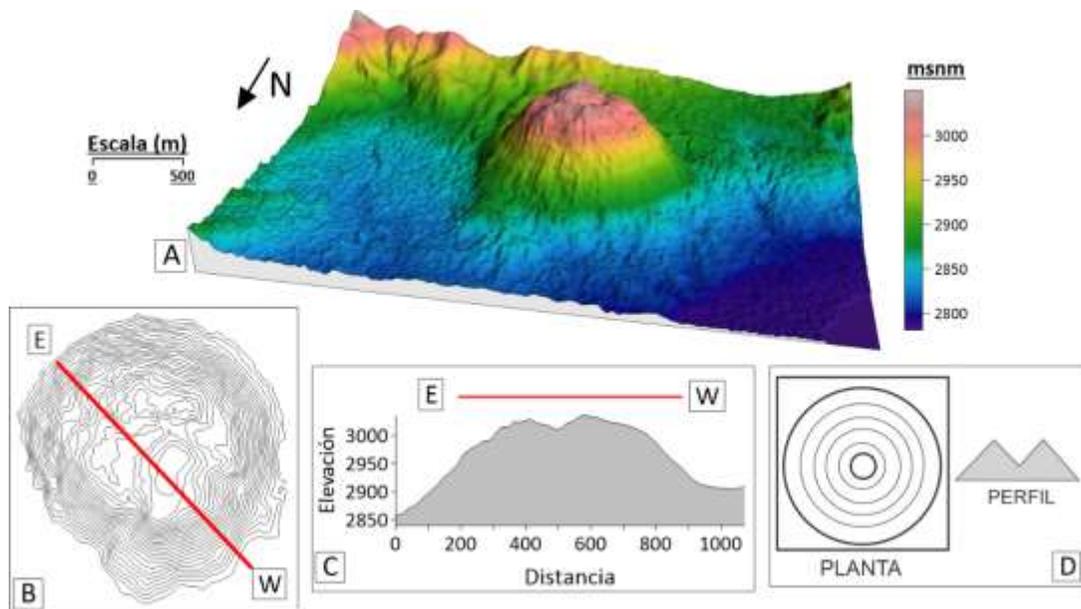


Figura 32. Características morfológicas del volcán Guayapungo. **A)** Modelo tridimensional del volcán Guayapungo, nótese la forma cónica de la estructura. **B)** Vista en planta de los contornos del volcán, generados cada 5 m, cabe resaltar la irregularidad de los mismos al oriente y el trazo regular al occidente. **C)** Vista de perfil del volcán Guayapungo, donde se evidencia el trazo irregular de los contornos al oriente. **D)** Características morfológicas de los volcanes tipo ideal, definido por Bemis & Ferencz (2017).

En vista de planta los contornos del volcán Guayapungo son regulares y lisos en el flanco nor-occidente, sin embargo, en el flanco oriental, los contornos presentan una irregularidad media (Figura 32 B). De igual forma, esta característica se evidencia en el trazo del perfil topográfico del volcán (Figura 32 C). El perfil es simétrico y en dirección oriente – occidente, el trazo presenta ciertas irregularidades hasta la mitad de la estructura, a partir de donde el trazo del perfil, se vuelve regular y liso. Posiblemente estas irregularidades en los contornos del flanco oriental, se deba a un mayor desarrollo de drenajes superficiales. Teniendo en cuenta que estas irregularidades son sutiles y el índice de circularidad de la estructura es igual a 1,1, que evidencia poca deformación en su geoforma original, el volcán Guayapungo se clasifica como un volcán tipo ideal (Figura 32 D).

La relación morfométrica altura / diámetro basal del cono (H_{co}/W_{co}) del volcán Guayapungo es igual a 0,19, considerándolo una estructura volcánica con una geoforma reciente (Settle, 1979).

8.2.10 Volcanes Encano – Guamuez (1°2'56" N, 77°7'31" W; 1°2'52" N, 77°7'41" W)

El criterio de clasificación de estas geformas como dos volcanes, se basó en su forma cónica, cada una con una depresión en la cima, interpretada como dos cráteres independientes. Estos volcanes son propuestos y nombrados en el presente trabajo, como volcanes Encano – Guamuez, localizados al sur-orientado de la laguna de La Cocha, en la vereda Santa Teresita, a 1,4 km al sur del volcán Guayapungo (Figura 33).

Los volcanes Encano – Guamuez (Figura 34 A) al igual que los volcanes Mujundinoy, se formaron muy próximos entre sí. Son como volcanes siameses, por lo que parámetros morfométricos que requieren tener una base definida, como el volumen, índice de circularidad y diámetro basal, fueron determinados tomando los dos volcanes como una sola estructura. Por lo tanto, esta estructura presenta una base elíptica con un índice de circularidad de 1,5, diámetro basal de 927 m y un volumen de 0,038 km³.

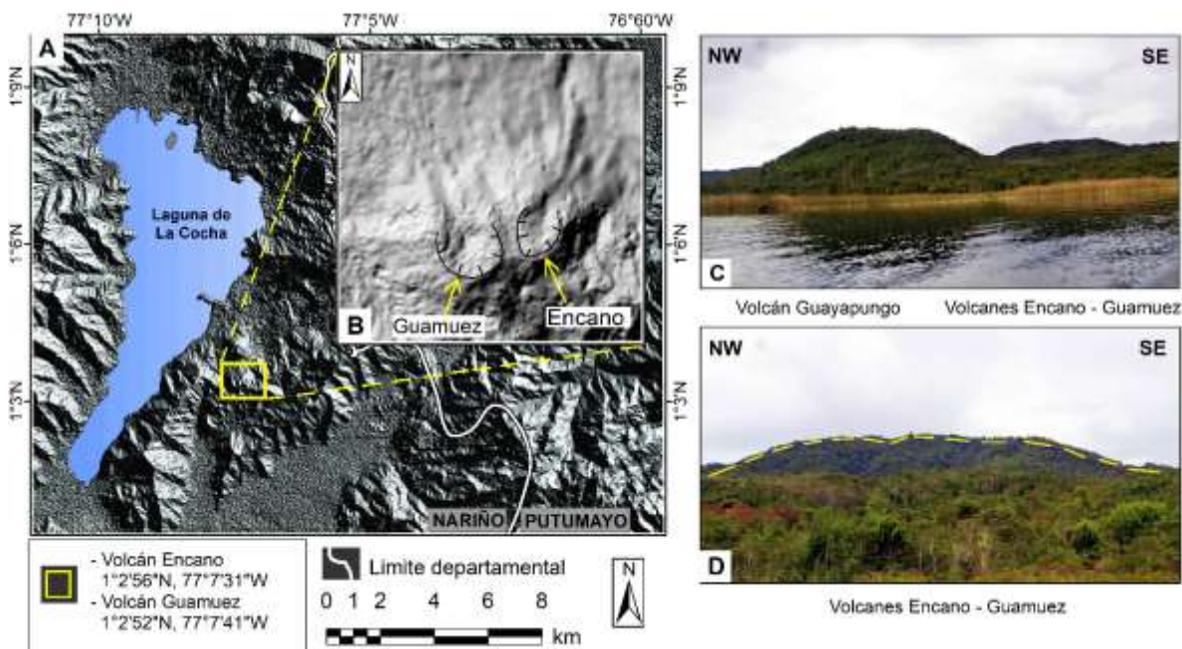


Figura 33. A) Mapa de localización de los volcanes Encano – Guamuez dentro del área de estudio. B) Mapa de relieve sombreado con azimut: 315° y altitud: 45°. Nótese los cráteres abiertos de los volcanes. C) Panorámica desde la laguna de La Cocha del volcán Guayapungo y los volcanes Encano – Guamuez, al SE. D) Panorámica de los volcanes Encano – Guamuez, se resalta la forma de las dos estructuras.

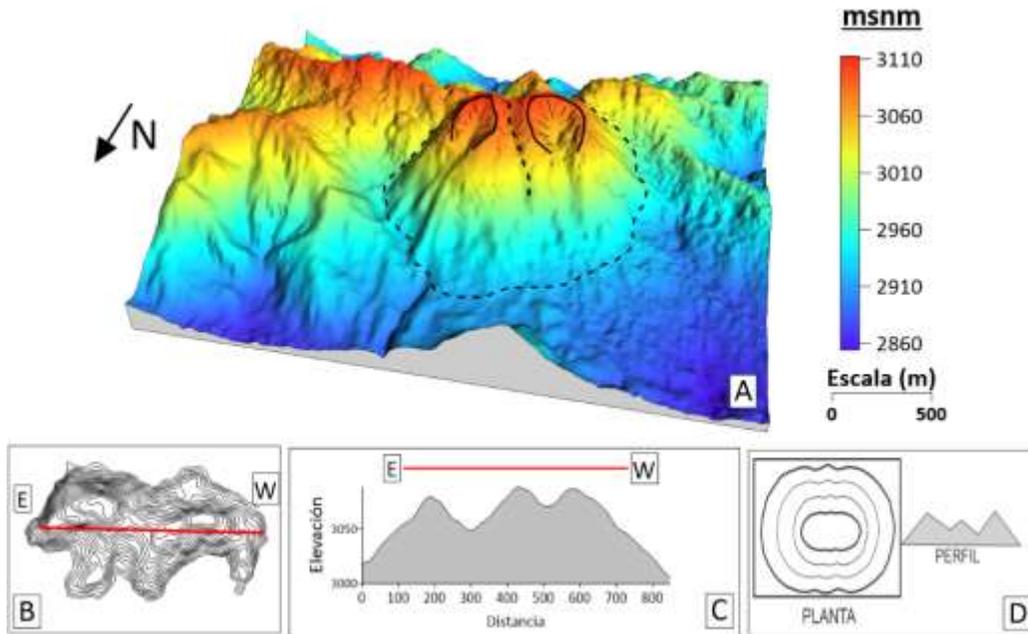


Figura 34. Características morfológicas de los volcanes Encano – Guamuez. **A)** Modelo tridimensional con exageración vertical de 1.5 m de los volcanes Encano – Guamuez, sobre el cual se resalta la base de las dos estructuras volcánicas y la forma de sus cráteres. **B)** Vista en planta de los contornos de estos volcanes, generados cada 5 m, cabe resaltar que estos contornos son los de mayor altitud. **C)** Vista de perfil de la estructura volcánica general. **D)** Características morfológicas de los volcanes tipo Anidados, definido por Bemis & Ferencz (2017).

El volcán Encano es la estructura oriental y alcanza una altura de 140 m, con una pendiente media de 32° y un cráter abierto de 247 m de diámetro y profundidad de 38 m. El volcán Guamuez, estructura occidental, presenta una altura de 132 m, una pendiente media de $31,2^\circ$ y un cráter abierto de 291 m de diámetro y 45 m de profundidad aproximadamente.

Los contornos de la Figura 34 B, fueron determinados desde la mitad de las estructuras, con el objetivo de visualizar la parte superior de la misma y la forma de los dos cráteres de los volcanes. La forma del perfil topográfico en sentido E – W de los volcanes Encano – Guamuez (Figura 34 C), es similar al perfil de los volcanes tipo Anidados, definidos por Bemis & Ferencz (2017) (Figura 34 D), por lo cual, se definió a los volcanes Encano – Guamuez, como volcanes tipo Anidados.

En el análisis fotogeológico, se pudo observar que en la mayor parte de la estructura de los volcanes Encano – Guamuez, se han desarrollado varios drenajes, lo que podría darnos alguna idea sobre la temporalidad de formación de esta estructura, con respecto a los demás

volcanes del campo, tomando como criterio morfo-cronológico que una estructura con mayor tiempo expuesta a procesos erosivos, tendrá un mayor desarrollo de drenajes sobre sus flancos.

Al oriente de la laguna de La Cocha, se localiza una depresión intramontañosa conocida como Valle Estero (Figura 35 A). En la parte inicial de este valle se ubica el volcán Estero y hacia el oriente, se sitúa el volcán Patascoy. Los dos volcanes presentan flujos de lava asociados a su actividad (Figura 35B) y se localizan en el límite entre los departamentos de Nariño y Putumayo (Figura 35C).

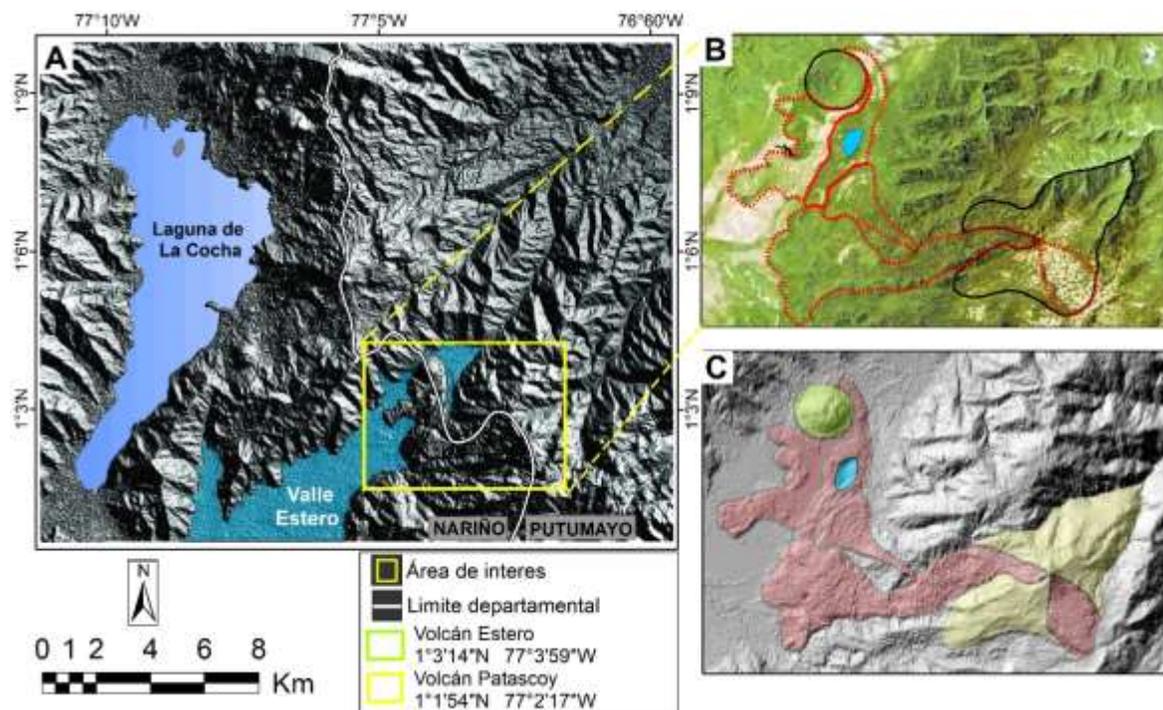


Figura 35. A) Mapa de localización de los volcanes Estero y Patascoy. Se resalta la zona donde se ubican estos dos volcanes. B) Imagen satelital recortada en la zona de interés, del sistema satelital PlanetScope. Se delimita las dos geoformas de los volcanes en líneas continuas de color negro y sus respectivos productos lávicos, en trazos discontinuos de color rojo. Nótese las distintas tonalidades de color verde de los flujos de lava, que ayuda a su identificación. Igualmente, nótese la laguna que se encuentra en medio de uno de los flujos de lava del volcán Estero. C) Relieve sombreado de la zona de interés con la mejor combinación de azimut (20°) y altitud (80°), que se resalta los dos volcanes y sus respectivos flujos de lava.

8.2.11 Volcán Estero (1°3'14" N; 77° 3' 59" W)

El volcán Estero presenta una geoforma cónica con una altura de 142 m, diámetro basal aproximadamente de 832 m, pendiente promedio de 23,7°, volumen aproximado de 0,033 km³ y una base sub-circular, definida por un índice de circularidad igual a 1,1 (Tabla 4). El cráter de esta estructura volcánica se localiza geométricamente en el centro de la misma, tiene un diámetro aproximado de 188 m y una profundidad de 23 m. Este se encuentra parcialmente abierto en su flanco norte y presenta una hendidura en forma de “V”, que afecta aproximadamente, hasta la mitad de la estructura (Figura 36 A), sin deformar completamente los contornos (Figura 36 B), como sucede en el volcán Campanero.

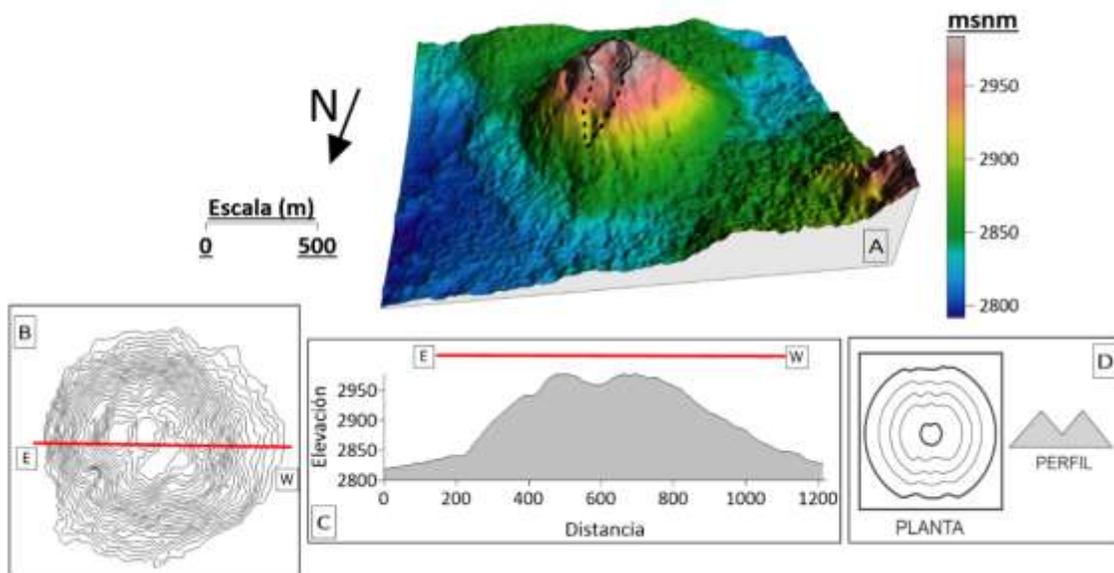


Figura 36. Características morfológicas del volcán Estero. **A)** Modelo tridimensional del volcán Estero, en el cual se resalta el cráter abierto en dirección del flanco norte y de igual forma, la incisión en forma de “V” que afecta la mitad de la estructura. **B)** Vista en planta de los contornos del volcán Estero generados cada 5 m. Nótese los trazos irregulares de estos contornos. **C)** Vista de perfil del volcán Estero, donde se evidencia el trazo irregular de los contornos. **D)** Características morfológicas de los volcanes tipo ideal, definido por Bemis & Ferencz (2017), a las cuales se asemeja las del volcán Estero.

El trazo de los contornos del volcán Estero es irregular, presentan salientes y entradas alrededor de toda la estructura. De igual forma, esta irregularidad se evidencia en el trazo del perfil topográfico del volcán. El perfil del volcán Estero es simétrico y en dirección de NE – SW, el trazo presenta irregularidades (Figura 36 C). Estas irregularidades, con el análisis

fotogeológico, fueron interpretadas como evidencia de erosión fluvial, por la formación de drenajes superficiales, sin un patrón de drenaje definido.

La clasificación del volcán Estero basados en su geomorfología, no encaja en la definición de un cono ideal (simétricos y con contorno regulares), tampoco en la de un cono amorfo (simétricos o no, con alto nivel de deformación en sus contornos), es decir, estaría en un punto intermedio entre estas dos clasificaciones, por consiguiente, en el presente trabajo se define que las irregularidades de los contornos no son pronunciadas y clasificamos el volcán Estero como un volcán tipo Ideal (Figura 36 D).

La relación morfométrica altura / diámetro basal (H_{co}/W_{co}) del volcán Estero, es igual a 0,17, valor similar al definido por Settle (1979), para una estructura volcánica con una geoforma reciente con poca deformación.

8.2.12 Volcán Patascoy (1°1'54" N; 77°2'17" W)

El mapa de la zona de estudio mostrado en la Figura 37, corresponde a un fragmento del mapa denominado "El Volcán de Pasto y sus Alrededores", elaborado por científico alemán Stübel (1870), con base en los levantamientos topográficos de Higinio Muñoz (científico de Pasto) y las mediciones trigonométricas de Wilhelm Reiss (naturalista alemán, compañero de viaje de Stübel), realizados durante sus trabajos de campo entre 1869 y 1870. Este mapa fue traído desde la Biblioteca del Instituto Federal Suizo de Tecnología (Zürich), a Colombia y donado al SGC por el Dr. Bruno Martinelli (Cuerpo de Socorro Suizo).

El mapa de Stübel (1870), es tal vez uno de los primeros mapas de la zona de estudio y en este se ilustran dos cerros denominados, "Patascoi de Putumayo" y "Patascoi de Santa Lucia", localizados al oriente y suroeste de la laguna de La Cocha, respectivamente (Figura 37). En trabajos posteriores realizados por Ceballos et al. (1994) y Castañeda et al. (1996), hacen referencia a dos estructuras volcánicas que presentan nombres similares a los cerros anteriormente mencionados. Sin embargo, los autores en mención no precisan una localización geográfica para las estructuras, debido a la ubicación incierta en los mapas y falta de cobertura en fotografías aéreas.

En el reconocimiento fotogeológico del presente trabajo, se identifica como volcán Patascoy, a la estructura que en el mapa de Flórez (2003), (Figura 5), se localiza al oriente de la laguna de La Cocha y del valle Estero, que por la ubicación espacial, correspondería al “Cerro Patascoi de Putumayo”, definido por Stübel (1870).

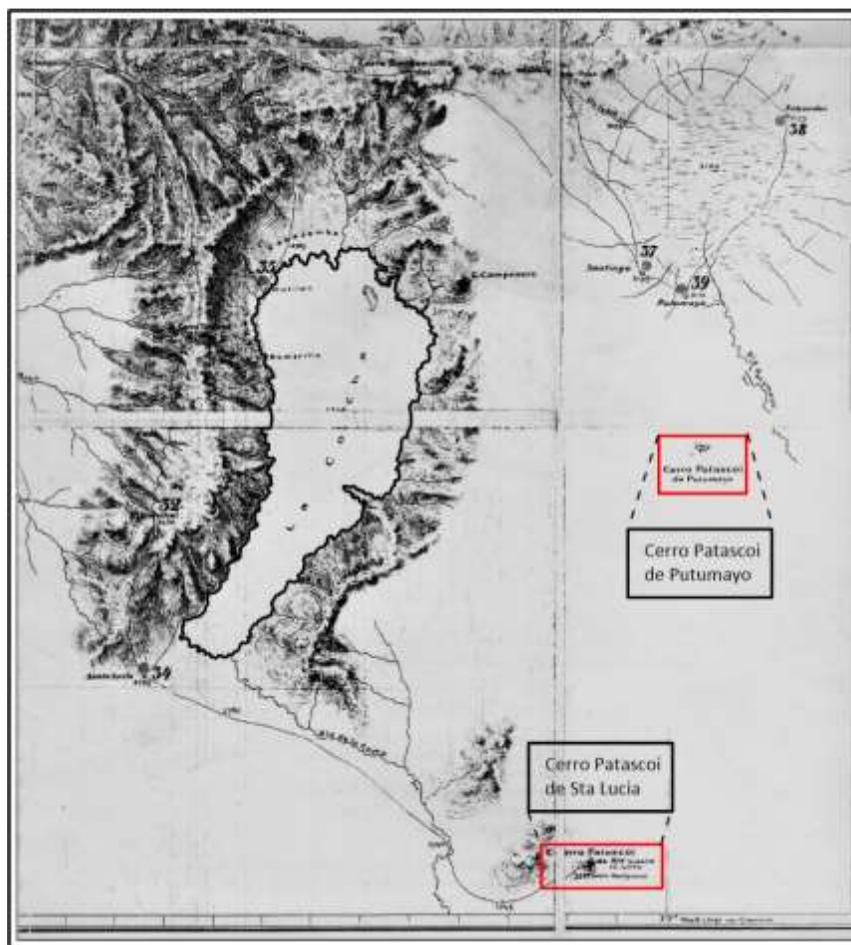


Figura 37. Fragmento del mapa denominado “El Volcán de Pasto y sus Alrededores”, en el cual se ilustra la zona de estudio y aparece una de las primeras referencias del volcán Patascoy. Stübel ilustran a los cerros Patascoi de Sta Lucia y Patascoi de Putumayo, estos dos cerros fueron definidos como volcanes, en los catálogos posteriores a este mapa, con localización incierta. Adaptado de Stübel (1870).

En Monsalve et al. (2020) se le atribuye a Pérez (1862), una de las primeras referencias sobre la existencia de volcanes al oriente del frente volcánico de Colombia, donde menciona una estructura volcánica con el nombre de volcán “Patasco”, la descripción geográfica sugiere que se trataría de este volcán. Patascoy en el vocablo Kichwa, significa “lugar de cenizas” (Cabrera Ortiz, 1970).

Rodríguez (1958) recoge diferentes transcripciones en las que se relata las consecuencias del sismo ocurrido el 20 de enero de 1834, el cual destruyó gran parte de las edificaciones de la época en los departamentos de Nariño, Putumayo y Cauca y anota, que, en algunas de ellas, se atribuye este sismo al volcán Patascoy.

El volcán Patascoy presenta una geoforma que difiere de las demás estructuras del campo volcánico, analizadas previamente. En el modelo tridimensional del volcán (Figura 38 B), se puede observar el flanco occidental de la estructura parcialmente destruido, dando la apariencia de un cráter abierto en esa dirección. Desde este punto se traza el flujo de lava de mayor longitud (4,6 km), asociado a la actividad del volcán y posiblemente, la morfología observada en este flanco, se deba a esta actividad. El volumen acumulado entre los dos flujos de lava asociados a este volcán es aproximadamente de 0,431 km³ (Tabla 5).

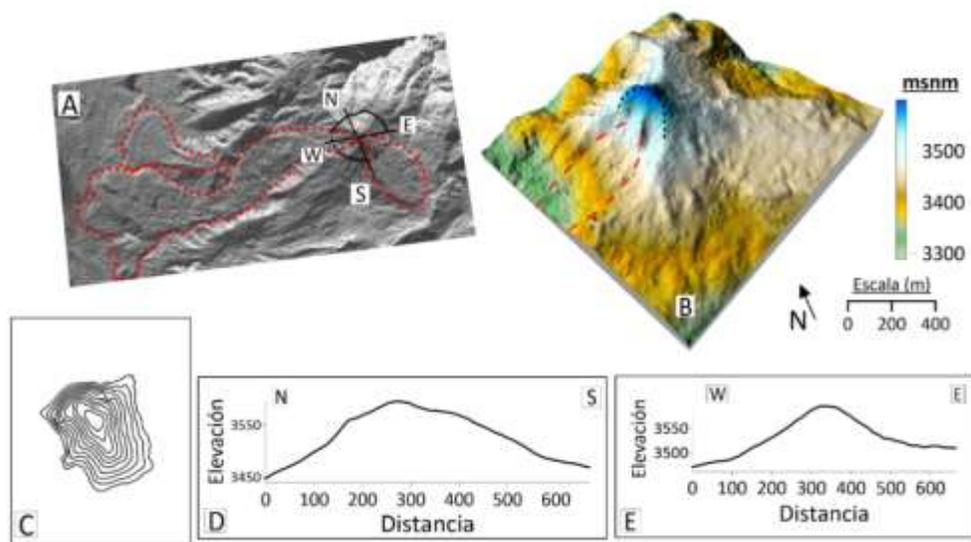


Figura 38. Características morfológicas del volcán Patascoy. **A)** Imagen de radar banda P en la cual se delimitó la base del volcán Patascoy, se trazaron los flujos de lava más recientes y dos perfiles topográficos en sentido de los puntos cardinales. **B)** Modelo tridimensional del volcán Patascoy. Nótese el flanco occidental de la estructura, parcialmente destruido. **C)** Contornos topográficos de la estructura del volcán Patascoy, nótese su forma piramidal. **D y E)** Perfiles topográficos del volcán Patascoy.

Debido a que este volcán se construyó sobre un relieve montañoso, no es posible determinar, con precisión, la base de la estructura volcánica. El trazo de la base se realizó a partir del análisis de imágenes satelitales, el modelo tridimensional y siguiendo la forma de los

contornos del volcán (figura 38). Este trazo se infiere en los puntos donde están presentes los flujos de lava. La base del volcán es subelíptica, con un índice de circularidad de 1,6. A partir de esta base se calculó, una altura aproximada de 110 m y un volumen aproximado de 0,014 km³ para el volcán Patascoy (Tabla 4).

8.2.13 Volcanes Muchivioy (1°7'16" N, 77°0'25" W; 1°6'59" N, 77°0'46" W)

Se trata de dos estructuras volcánicas que se localizan al Sur-occidente del valle de Sibundoy, en la vereda Muchivioy, en Santiago Putumayo (Figura 39 A). Estos volcanes fueron inicialmente nombrados por Buchelli (1986), como volcán Sibundoy, siendo objeto de reconocimientos generales y estudios puntuales por Núñez (2003) y Rodríguez & González (2004).

La vereda Muchivioy es un territorio tradicionalmente ocupado por la comunidad indígena Inga Manoy. Esta comunidad nombró a estos volcanes como: Mama Muchivioy (MM) y Taita Muchivioy (TM) y los describen en vocablo Inga, como: “Ruku sacha Tugllaska Muchivioy llagta”, que significa: Han reventado la montaña de Muchivioy en nuestro pueblo (Figura 39 B).

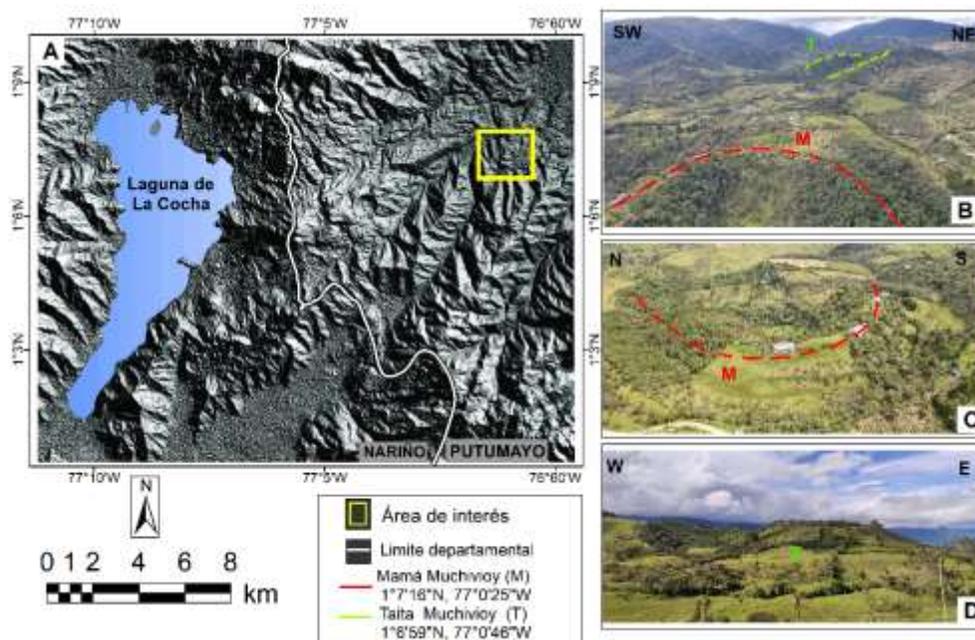


Figura 39. A) Mapa de localización de los volcanes Muchivioy. B) Panorámica de los volcanes Taita Muchivioy y Mamá Muchivioy. Los trazos discontinuos representan los cráteres. C) Panorámica del cráter del volcán Mamá Muchivioy, abierto hacia el oriente. D) Vista del flanco sur del volcán Taita Muchivioy.

A partir de la interpretación fotogeológica y el análisis del modelo tridimensional, se identificaron las dos estructuras volcánicas de Muchivioy y cuatro flujos de lava que son trazados a partir de la apertura en los flancos que presenta cada uno de estos volcanes (Figura 40). Adicionalmente, se identificó un flujo de lava, que parece superpuesto por los flujos anteriores, por lo cual no se puede determinar su origen (Figura 40).

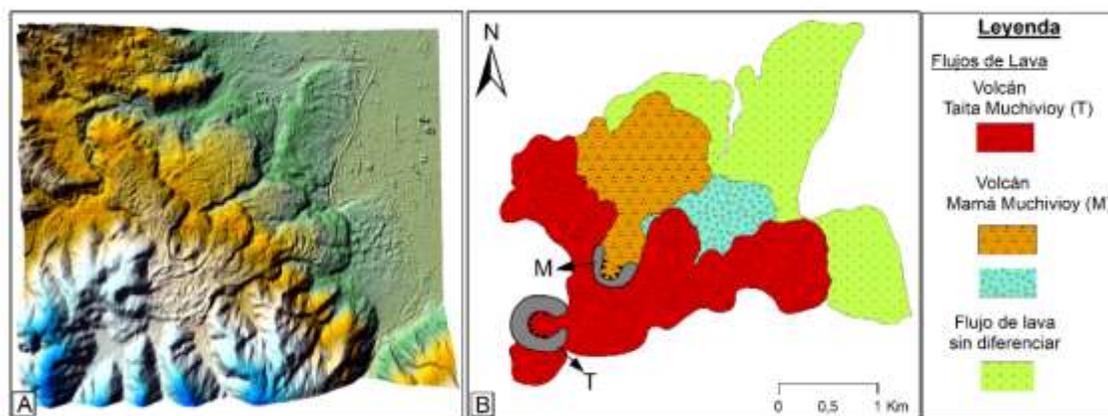


Figura 40, Mapa de flujos de lavas emitidos por el volcán Muchivioy. **A)** Modelo tridimensional donde se reconocen las dos estructuras que conforman el volcán Muchivioy, con sus respectivos flujos de lava. **B)** Representación gráfica del modelo tridimensional.

La estructura más reciente es el volcán Taita Muchivioy, ya que su flujo de lava principal fue desviado, en parte, hacia el NNW por el volcán Mamá Muchivioy. Esto evidencia la temporalidad entre las dos estructuras. El flujo de lava presenta un volumen aproximado de $0,480 \text{ km}^3$, alcanza una longitud de 2,98 km en dirección NEE y 2,1 km en dirección NNW, desde el cráter del Volcán Taita Muchivioy. En sus bordes laterales presenta diques naturales (*levées*) que canalizaron el flujo desde el centro de emisión en estas direcciones (Figura 40 A).

El volcán Mamá Muchivioy, habría emitido dos flujos de lava con un volumen aproximado de $0,104 \text{ km}^3$. El flujo representado con color naranja en la Figura 40 B, aparentemente es más reciente, que el representado con color azul celeste en la misma figura. El flujo de lava sin diferenciar, corresponde al más antiguo de los flujos lávicos identificados y quizás sean producto de la actividad de un volcán anterior en la zona.

Fueron pocos los parámetros morfométricos que se pudieron determinar para el volcán Mamá Muchivoy (MM), debido a la ausencia de uno de sus flancos en la geoforma original, además de estar rodeada y parcialmente enterrada, por los flujos de lava asociados al volcán Taita Muchivoy. De esta estructura solo queda una pequeña parte (10 m) que sobresale entre este flujo (Figura 41). La altura determinada para esta estructura, 35m (Tabla 4), fue calculada en la parte interna del volcán, desde la cima, hasta el cambio de pendiente en el perfil de la estructura (Figura 41 C). El cráter de Mama Muchivoy tiene un diámetro aproximado de 260 m y se encuentra abierto en su flanco oriental. Esta característica morfológica es el resultado del rompimiento del flanco, en el proceso de emisión del flujo de lava asociado a este volcán.

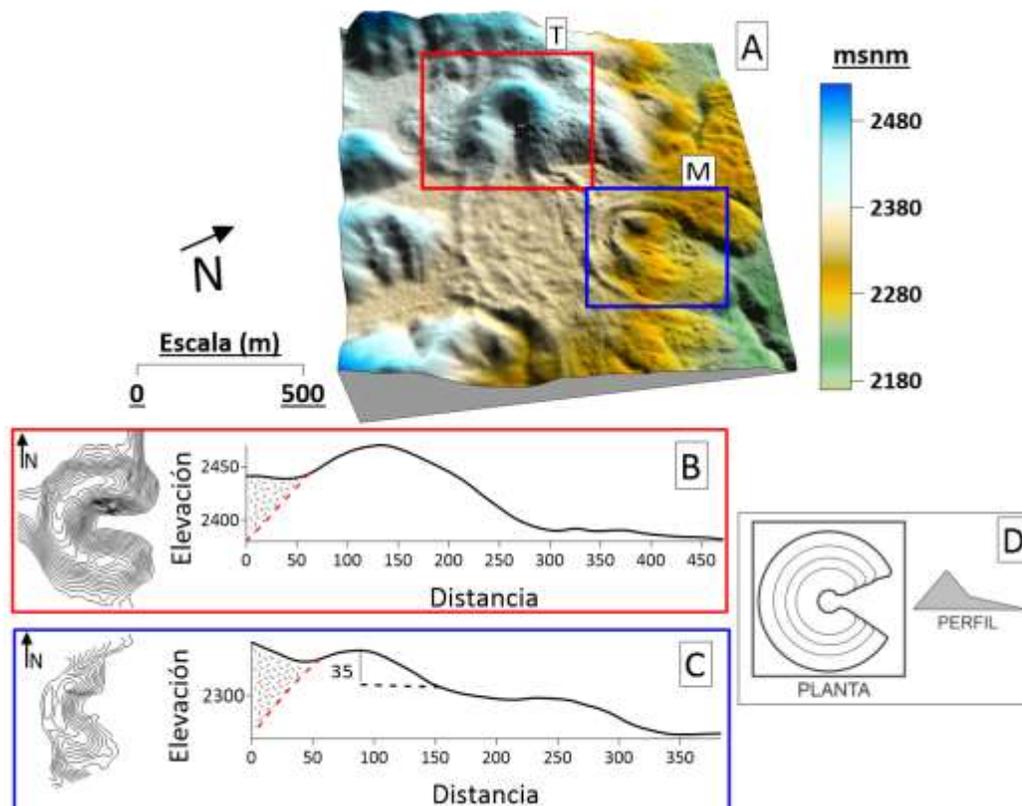


Figura 41. Características morfológicas de los volcanes Muchivoy. **A)** Modelo tridimensional de los volcanes Muchivoy. **B)** Vista en planta de los contornos generados cada 5 m y perfil topográfico de Taita Muchivoy (TM). **C)** Vista en planta de los contornos generados cada 3 m y perfil topográfico de Mamá Muchivoy (MM). **D)** Características morfológicas de los volcanes tipo en Herradura, definido por Bemis & Ferencz (2017).

El volcán Mamá Muchivoy presenta una pendiente media aproximada de $20,1^\circ$, este valor corresponde a la pequeña parte de la estructura volcánica que sobresale entre el flujo de lava.

El volcán Taita Muchivioy presenta una altura aproximada de 80 m, un diámetro basal de 597 m, un volumen aproximado de $0,016 \text{ km}^3$ y una pendiente media de $25,9^\circ$. El cráter se encuentra abierto en el flanco oriental y presenta un diámetro aproximado de 341 m y una profundidad igual a la altura de la estructura.

El rompimiento de uno de sus flancos en las dos estructuras, genera un perfil asimétrico y deforma los contornos, los cuales presentan una forma de herradura (Figura 41 B, C). Dada esta característica morfológica, los volcanes Taita Muchivioy y Mamá Muchivioy son clasificados como volcanes tipo herradura (Figura 41 D).

La relación morfométrica altura / diámetro basal (H_{co}/W_{co}) solo fue posible calcularla en Taita Muchivioy, con un valor igual a 0,13. Este valor, según Settle (1979), es evidencia de una estructura volcánica con una geofoma erosionada.

8.2.14 Volcanes Laurel – Santa Teresita (1°3'48" N, 77°6'33" W; 1°3'49" N, 77°6'24" W)

Estas dos estructuras se localizan en la vereda Santa Teresita, al sur-oriente de la laguna de La Cocha (Figura 42 A). Son propuestas como dos estructuras de origen volcánico, por presentar una similitud geomorfológica, aunque de menor tamaño, al volcán Corota (Figura 29). Por otra parte, en el reconocimiento fotogeológico se identificó lo que podría corresponder al trazo de un flujo de lava, asociado al volcán Laurel (Figura 42). Aunque su morfología no es clara, como la de los otros flujos de lava asociados a las demás estructuras del área, es posible apreciar su recorrido, en dirección hacia la laguna de La Cocha, en un mapa de sombras e imagen satelital (Figura 42 C, D).

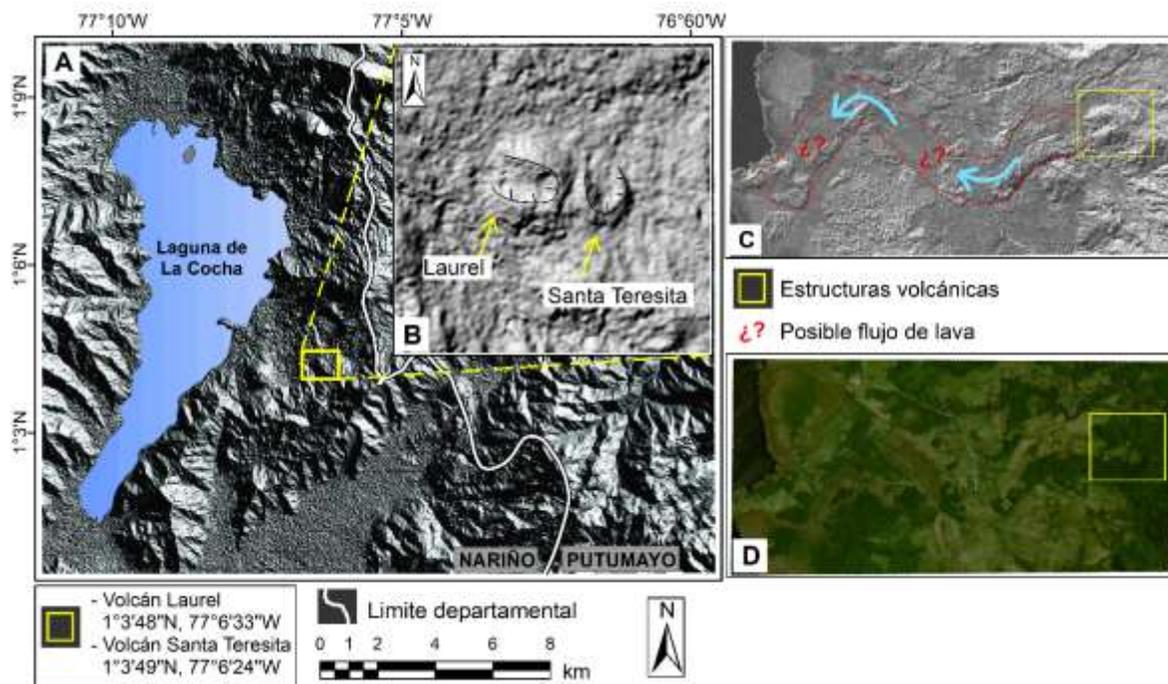


Figura 42. Localización de los volcanes Laurel y Santa Teresita. **A)** Localización de las estructuras dentro del área de estudio. **B)** Imagen de radar de las dos estructuras. Nótese la ausencia de uno de sus flancos. **C)** Imagen de radar delimitando las estructuras volcánicas y un posible flujo de lava. Las flechas indican el posible recorrido del flujo. **D)** Imagen satelital de la zona, no se delimitó el flujo, con la intención de mostrar que es posible apreciar su recorrido.

Las dos estructuras son de difícil reconocimiento fotogeológico, aún más la estructura denominada Santa Teresita (Figura 43 A). Su análisis fue posible a través de un modelo tridimensional (Figura 43 B).

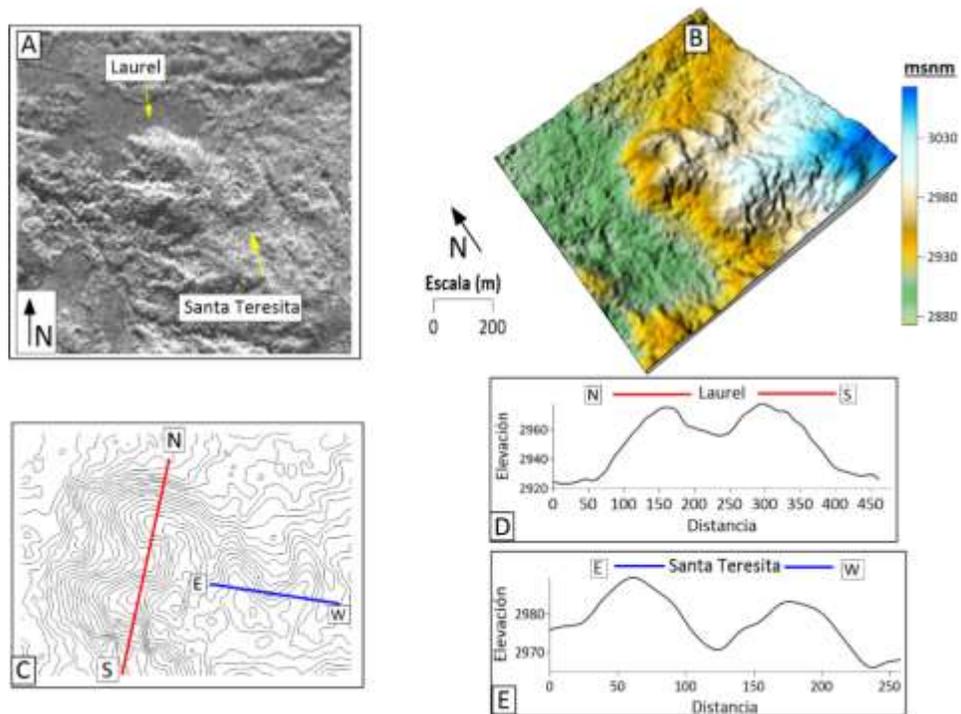


Figura 43. Características morfológicas de los volcanes Laurel y Santa Teresita. **A)** Imagen de radar de los volcanes Santa Teresita y Laurel. La geoforma del volcán Laurel es de difícil reconocimiento incluso en estas imágenes. **B)** Modelo tridimensional de las estructuras con exageración de 1m. En este modelo se aprecia las dos estructuras. **C)** Contornos topográficos de las estructuras y el trazo de dos perfiles. **D)** Perfiles topográficos de los volcanes.

El volcán Laurel presenta una geoforma cónica evidenciable en el perfil topográfico de la estructura en sentido N – S, esta estructura presenta una altura de 57 m y se encuentra abierta hacia el occidente. El volcán Santa Teresita se encuentra abierto en dirección norte y presenta una altura de 24 m. Su forma en el perfil E – W, no es del todo clara.

9. DISCUSIÓN

En el área de estudio se ubicaron 17 estructuras volcánicas, de las cuales 11, reportadas en trabajos anteriores (Buchelli, 1986; Ceballos et al., 1994; Castañeda et al., 1996; Robertson et al., 2002; Flórez, 2003), fueron relocalizadas, y seis fueron propuestas como resultado del análisis morfológico y morfométrico desarrollado en el presente trabajo.

A partir de un análisis geo-morfométrico, se identificaron estructuras con morfologías variadas: cónicas con cráteres abiertos y cerrados, piramidal, pequeño escudo, flujos de lava y cráteres posiblemente correspondientes a maares. Todas estas estructuras, tienen diferentes dimensiones y volúmenes (Tablas 4 y 5) y la morfología que presentan es común en vulcanismo de tipo monogenético (Németh, 2010; Kereszturi & Németh, 2012; De Silva & Lindsay, 2015; Németh & Kereszturi, 2015). Generalmente, el análisis de estas geomorfologías es un primer término de clasificación de este tipo de vulcanismo.

Autores representativos del vulcanismo monogenético, como Németh (2010), establecen que la morfología de un edificio volcánico contiene información útil de cada etapa de su evolución, incluidos los procesos eruptivos, el crecimiento del edificio y las fases de degradación (Kereszturi & Németh, 2015; Valentine & Connor, 2015). Es así como el análisis del conjunto de las características geomorfológicas y morfométricas de una estructura volcánica, permite definir el carácter del vulcanismo que les dio origen e inferir los procesos involucrados desde su construcción hasta la actualidad (Rodríguez-Gonzalez et al., 2010; Fornaciai et al., 2012).

9.1 Caracterización geo-morfométrica

9.1.1 Volumen

El carácter de los volcanes (monogenético vs. poligenético), es el resultado de la interacción de muchos factores como el entorno tectónico, la producción y volumen total de magma emitido, así como la naturaleza de la litósfera que debe atravesar el magma desde la fuente hasta la superficie, dando como resultado una estructura volcánica con características definidas (De Silva & Lindsay, 2015). El volumen de una estructura de origen volcánico, es un factor importante que permite asociarla a un tipo vulcanismo. En el vulcanismo

monogenético, las estructuras son consideradas como de pequeño volumen (<1 km³) (Németh, 2010).

En la parametrización morfométrica de un volcán, sólo se considera el volumen de la estructura. Aunque este criterio permite realizar comparaciones de manera uniforme entre estructuras volcánicas, conduce a subestimar el volumen total del magma que estuvo involucrado en el momento de la erupción (Grosse et al., 2012). Teniendo en cuenta esta consideración y que algunos volcanes identificados en el presente trabajo presentan flujos de lava asociados, se determinó el volumen total emitido de estas estructuras y este resultado, entre otros, se tuvo en cuenta para caracterizar el tipo de vulcanismo que les dio origen.

Ninguna de las estructuras del área de estudio supera un volumen total de 1 km³ en material emitido (estructura más flujos de lava asociados) (Tabla 5), permitiendo asociarlas a vulcanismo de carácter monogenético. El volumen total calculado para los volcanes que no presentan flujos de lava, corresponde netamente al de la estructura. Es de anotar que el volumen calculado es el mínimo y este podría ser un poco mayor, ya que algunas de las estructuras presentan evidencia de erosión, otras se encuentran parcialmente cubiertas por los depósitos de estructuras cercanas y, finalmente tampoco es posible determinar, morfométricamente, el volumen del posible material piroclástico emitido por ellas.

Tabla 5. Volumen total mínimo calculado para los volcanes del área de estudio

Volcán		Volumen estructura (km ³)	Volumen flujos de lava (km ³)	Volumen total emitido (km ³)
Campanero		0,112		0,112
Victoria		0,004	0,027	0,031
Manoy		0,005		0,005
Mijoy			0,069	0,069
Bijinchoy		0,035	0,390	0,425
Mujundinoy	N	0,011		0,011
	S	0,001	0,049	0,050
Guayapungo		0,062		0,062
Encano - Guamuez		0,038		0,038
Estero		0,033	0,076	0,109
Patascoy		0,014	0,431	0,445
Muchivioy	M		0,104	0,104
	T	0,016	0,480	0,496

9.1.2 Morfología

En vulcanismo monogenético, los volcanes tipo conos de escoria son las estructuras volcánicas más comunes y la geoforma cónica, es el atributo cualitativo que mejor los representa (Davidson & De Silva, 2000; Németh & Kereszturi, 2015). Los valores promedios de altura, diámetro basal y pendiente (parámetros morfométricos), para conos de escoria, basados en análisis estadísticos de volcanes monogenéticos en diferentes partes del mundo, son: alturas menores a 300 m, diámetros basales alrededor de 900 m y pendientes cercanas a 30° (Porter, 1972; Wood, 1980; De silva & Lindsay, 2015).

En el área de estudio los volcanes con geoforma cónica y valores cercanos a los parámetros morfométricos anteriormente mencionados son: Guayapungo (Figura 31), Estero (Figura 36), Encano y Guamuez (Figura 33), con alturas entre 100 - 200 m y diámetros basales en un rango de 800 a 900 m. El volcán Campanero, el cual también presenta una geoforma cónica, es el más alto con 245 m (Figura 19) y tiene un diámetro basal que excede los 1000 m. En cuanto a las pendientes, éstas varían entre 23° y 32° (Tabla 4). Estos volcanes son considerados típicos conos de escoria.

Las demás estructuras del área, que presentan una geoforma similar, no exceden una altura de 100 m, tienen diámetros basales en el rango de 400 y 600 m y pendientes que varían entre 20 y 34°. La geoforma cónica es el parámetro morfológico más representativo de estas estructuras para considerarlas, igualmente, como conos de escoria. Dentro de estas estructuras se encuentran los volcanes Muchivioy, los cuales presentan una geoforma construida por material escoriáceo, (identificado en trabajo de campo), evidenciando que se tratan de conos de escoria sin las dimensiones promedio.

9.2 Procesos eruptivos

La morfología resultante de una erupción, a menudo está relacionada con los mecanismos eruptivos dominantes, por ende, es un criterio importante que permite, en vulcanismo monogenético, asociar un tipo de estructura directamente con un estilo eruptivo definido. En este tipo de vulcanismo, la construcción de los volcanes tipo conos de escoria se relacionan con erupciones explosivas, principalmente de tipo estromboliano (Davidson & De Silva, 2000; Valentine & Gregg, 2008; Németh, 2010; De Silva & Lindsay, 2015). Posiblemente,

este estilo eruptivo fue el de mayor predominio en el área de estudio, dando lugar a las geoformas cónicas de la mayoría de los volcanes identificados.

Los volcanes monogenéticos pueden ser formados a partir de un estilo eruptivo único o de varios, como resultado de cambios en la relación de parámetros internos y externos durante la erupción (Németh, 2010). El cambio en el estilo eruptivo se puede evidenciar en la morfología resultante. Entre los parámetros internos citados por Németh (2010), se encuentran, entre otros, la velocidad de ascenso, composición, cristalización y desgasificación del magma y entre los parámetros externos, la geometría del conducto, geología del sustrato, estabilidad / migración del centro de erupción, el entorno climático y las características físicas de los acuíferos subyacentes.

En el área de estudio los volcanes que involucraron un solo estilo eruptivo dominante en el momento de su construcción, en este caso con poca o ninguna interacción con parámetros externos son: Campanero, Guayapungo, Mujundinoy Norte, Encano y Guamuez, con una actividad explosiva, posiblemente estromboliana. Por el contrario, el volcán Bijinchoy, clasificado como una meseta de lava, se sugiere como formado principalmente por actividad efusiva. Por otra parte, los volcanes Estero, Victoria, Mijoy, Muchivioy, Patascoy y Mujundinoy Sur, evidencian tanto actividad explosiva, que formó las estructuras volcánicas, como efusiva, que dio origen a los flujos de lava.

En los volcanes interpretados como posibles maars por su morfología y parámetros morfométricos (Fuisanoy y Yaku), se infiere que su mecanismo eruptivo fue freatomagmático. En la formación de estos volcanes el basamento del área donde se localizan, habría sido afectado por las explosiones ocasionadas por el contacto magma-agua; el reconocimiento de corrientes de densidad piroclástica diluidas permitiría comprobar esta hipótesis.

9.3 Relación espacio - temporal

Los procesos eruptivos no sólo construyen la estructura volcánica sino que también, pueden destruirla total o parcialmente, y generar características morfológicas distintivas (Bemis & Ferencz, 2017). Sumados a los procesos eruptivos, los agentes erosivos también moldean las

geoformas volcánicas y, en función del tiempo, sirven para establecer una cronología de formación relativa entre ellas (Settle, 1979).

El grado de erosión en las estructuras volcánicas del área de estudio, se analizó a través de la forma del trazo de los contornos (Zarazúa-Carbajal & De la Cruz-Reyna, 2020) y la relación de los parámetros morfométricos, altura (Hco) y diámetro basal (Wco) (Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980). Los resultados de estos análisis, permitieron definir una secuencia morfo-cronológica para los volcanes del área de estudio.

A partir del análisis de la forma de los contornos, se define al volcán Campanero, como el más reciente, por presentar contornos con un trazo liso y regular, seguido del volcán Guayapungo, con el trazo de sus contornos ligeramente irregulares, y finalmente, el volcán Estero como el más antiguo de las tres estructuras, al presentar contornos de trazos irregulares y ondulados, interpretado como un mayor desarrollo de drenajes sobre la superficie de la estructura (Figura 44). Este análisis solo se aplica en estructuras cónicas completas o con afectación parcial en su geoforma, como las anteriormente descritas (Zarazúa-Carbajal & De la Cruz-Reyna, 2020).

Los resultados del análisis en la relación (Hco/Wco), realizados para el conjunto de volcanes interpretados como conos de escoria, respaldan la secuencia de formación de las estructuras relacionadas anteriormente (Figura 44) y permiten complementar la morfo-cronología en el área, de más reciente a más antiguo, de la siguiente manera: Volcán Campanero (0,21), Guayapungo (0,19), Estero (0,17), Manoy (0,15), Taita Muchivioy (0,13) y el volcán Victoria (0,07) (Tabla 4).

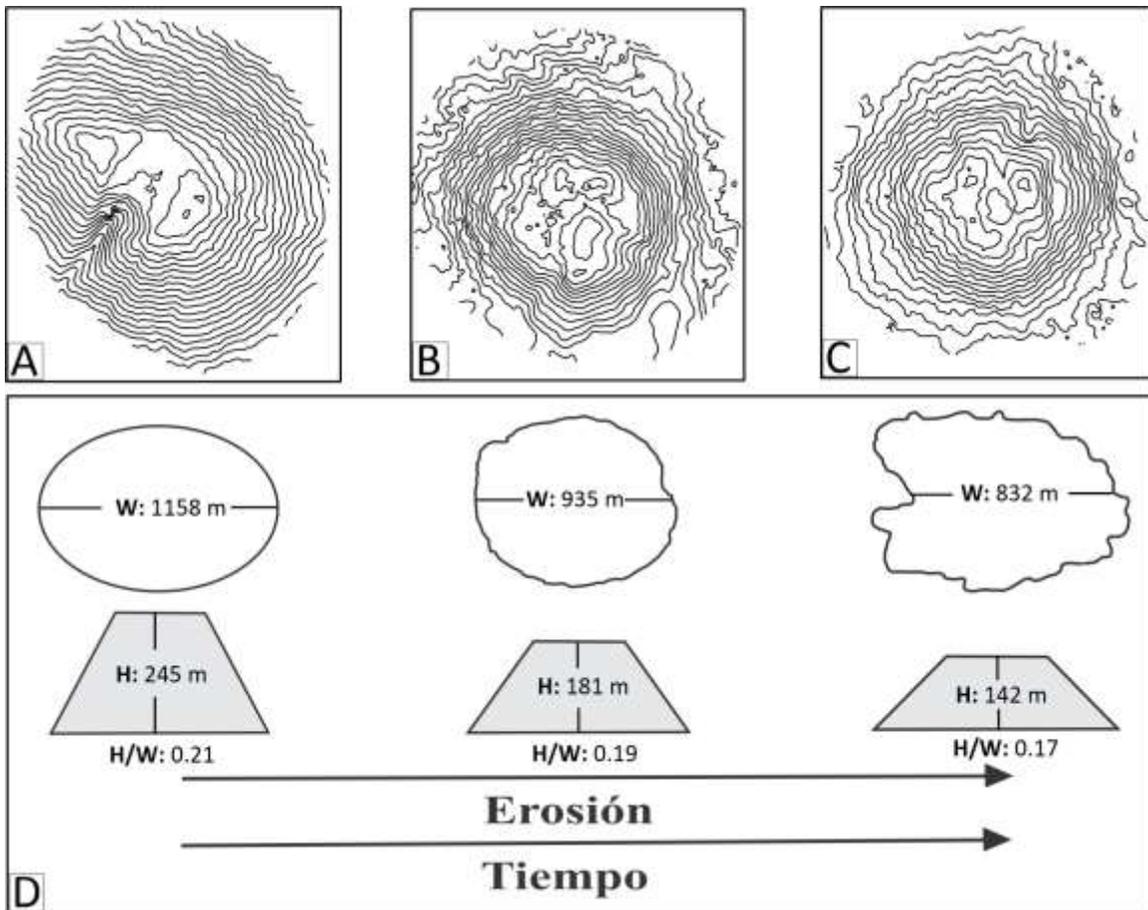


Figura 44. Evolución morfo-cronológica de una estructura volcánica cónica. Los contornos de las tres estructuras se generaron cada 9 m. **A)** Contornos del volcán Campanero, nótese el trazo regular y liso de los contornos. **B)** Contornos del volcán Guayapungo, el trazo de los contornos presenta poca afectación. **C)** Contornos del volcán Estero, nótese el trazo irregular de los contornos, con entradas y salientes, evidencia de desarrollo de drenajes sobre la estructura. **D)** Evolución morfológica en función del tiempo de una estructura volcánica cónica. Adaptado de Zarazúa-Carbajal & De la Cruz-Reyna (2020). Los volcanes representados corresponden a los indicados en la figura A, B y C.

El análisis fotointerpretativo, enfocado en definir la temporalidad uno a uno entre las estructuras volcánicas, se llevó a cabo relacionando (cuando fue posible) los productos emitidos por cada una de las estructuras, con respecto a las estructuras cercanas y sus depósitos. La fotointerpretación dejó como resultado que, la estructura más reciente en la zona centro oriental de la laguna de La Cocha, corresponde a los volcanes Mujundinoy, ya que los productos asociados a estas estructuras, están rodeando a los demás volcanes de esta zona. Cabe resaltar que el volcán en mención lo conforman dos estructuras, de las cuales el volcán Mujundinoy Sur, fue la primera en formarse, como lo sugiere la mayor evidencia de erosión en su estructura (Figura 27).

La secuencia de formación de los volcanes al oriente de Mujundinoy, se define del más reciente al más antiguo así: Mijoy – Manoy – Victoria – Bijinchoy y Maar Fuisanoy. Por relación entre los productos, los flujos de lava asociados al volcán Mijoy, están rodeando el flanco sur del volcán Manoy (Figura 23) y chochan con el posible anillo piroclástico del maar Fuisanoy y los flujos de lava asociados a los volcanes Victoria y Bijinchoy (Figura 20). Este análisis lo define como el volcán más reciente de este sector. Por otra parte, el flujo de lava asociado al volcán Bijinchoy, bordea el flanco más bajo del maar Fuisanoy, indicando que el volcán Bijinchoy es más joven que el maar Fuisanoy y este, sería la estructura más antigua en este sector (Figura 26). Fotogeológicamente no es posible definir la relación del volcán Victoria y Manoy, respecto al maar Fuisanoy, sin embargo, los primeros volcanes en mención están sobre la posible estructura del maar Fuisanoy, indicando que son más recientes.

Aunque para los dos volcanes al occidente de Mujundinoy, el posible maar Yaku y el volcán Corota, no es posible establecer una relación directa con las estructuras del sector oriental, se hacen las siguientes observaciones: al comparar las geoformas entre el maar Yaku y maar Fuisanoy, por apreciaciones morfológicas se sugiere que el maar Yaku, sería la estructura más antigua de las dos, y a su vez, la más antigua de esta zona. El volcán Corota se compara con la estructura más reciente al oriente (Mijoy) y se determina, por el análisis morfológico, que el volcán Corota (Figura 29) presenta una geoforma mejor conservada, siendo más joven que el volcán Mijoy (Figura 23).

Teniendo en cuenta las observaciones geomorfológicas y la relación entre productos descrita, se establece la relación de formación en los volcanes de la zona centro oriental de la laguna de La Cocha, del más reciente al más antiguo, de la siguiente manera: Mujundinoy Norte – Sur, Corota, Mijoy, Manoy, Victoria, Bijinchoy, Maar Fuisanoy y Maar Yaku.

Por relación entre los productos de los volcanes los volcanes Guayapungo y Encano – Guamuez, se determina la última estructura en mención, como la más reciente, ya que sus productos, están cubriendo el flanco sur del volcán Guayapungo. De igual forma, entre los volcanes Patascoy y Estero, se determina que el primer volcán en mención es el más joven, ya que sus productos lávicos chochan con los flujos de lava asociados al volcán Estero. Cabe recordar que el volcán Guayapungo y Estero son consideradas como estructuras recientes,

por lo que la relación de productos descrita permite definir que los volcanes Encano – Guamuez y Patascoy, serían de las estructuras aún más recientes del campo volcánico.

Como se mencionó en la descripción de los volcanes Muchivioy, los productos lávicos de Taita Muchivioy se encuentran rodeando parte de la estructura de mamá Muchivioy, siendo el volcán más reciente (Figura 40).

Recopilando todas las secuencias de formación descritas anteriormente, las observaciones y comparaciones del grado de erosión entre cada geoforma del área de estudio, se establece una secuencia de formación general para todos los volcanes, desde el más reciente al más antiguo, de la siguiente manera: Campanero - Encano – Guamuez – Guayapungo - Patascoy Estero - Mujundinoy N - Mujundinoy S – Corota – Mijoy – Manoy - Taita Muchivioy - Mama Muchivioy – Victoria – Bijinchoy - Maar Fuisanoy y Maar Yaku (Tabla 6). Para comprobar esta secuencia morfo-cronológica, se recomienda dataciones radiométricas.

Establecer la relación morfo-cronológica de los volcanes del área de estudio, permite definir una relación entre los procesos eruptivos que dieron origen a las mismas. De esta manera se puede inferir, basados en los resultados aquí expuestos, que el vulcanismo en el área de estudio inició con procesos freatomagmáticos, seguidos de procesos magmáticos mixtos entre explosivos y efusivos, siendo los más recientes predominantemente magmáticos explosivos (Tabla 6).

Tabla 6. Secuencia morfo-cronológica de los volcanes del campo volcánico. La secuencia de formación del más reciente al más antiguo, se dio a partir del análisis de la forma de los contornos, la relación (H/Wco) y la fotointerpretación. El tipo de estructura permitió definir el estilo eruptivo. (Exp-efusivo: Explosivo y efusivo)

Temporalidad	Secuencia morfo-cronológica			Tipo estructura	Estilo eruptivo	
	Contornos	(H/Wco)	Fotointerpretación			
	Reciente	Campanero	*	Cono		
				Encano-Guamuez	Cono	M
		Guayapungo	*		Cono	a
				Patascoy	Cono+lava	g
		Estero	*		Cono+lava	m
				Mujundinoy N	Cono	á
				Mujundinoy S	Cono+lava	t
				Corota	Cono	i
				Mijoy	Cono+lava	c
		Manoy			Cono	o
		Taita M			Cono+lava	
				Mama M	Cono+lava	
		Victoria			Cono+lava	
				Bijinchoy	Lava	
Antiguo			Fuisanoy	Maar	Freatomagmatico	
			Yaku	Maar	Explosivo	

(*) Estas estructuras concuerdan con el mismo orden cronológico, en los dos análisis.

9.4 Campo volcánico monogenético Guamuez – Sibundoy

Del análisis en conjunto de la distribución espacial de todas estructuras volcánicas en el área de estudio, se evidencia un control estructural generado por trazos de fallas locales y lineamientos estructurales, que están influenciados por el sistema de fallas regional Algeciras (Figura 17).

La evidencia de este control estructural, está dada por un lineamiento prácticamente N –S, al occidente de la laguna de La Cocha, de los volcanes Victoria, Manoy, Mujundinoy, Maar Fuisanoy, Santa Teresita, Laurel, Encano y Guamuez, y un lineamiento transversal, en la zona centro oriental de la laguna de La Cocha, alineando los volcanes Victoria, Manoy, Mijoy y Bijinchoy (Figura 17). De la misma forma, los volcanes Estero y Muchivioy, se encuentran alineados sobre un trazo de falla, paralelo al río Estero (Figura 17). Estos lineamientos locales, estarían controlados por el sistema de fallas de Algeciras (Velandia et al., 2005; Diederix et al., 2020).

Con todos los resultados analizados en el desarrollo del presente trabajo, se considera que las estructuras localizadas dentro del área de estudio, pueden ser correlacionadas por su génesis (volcánicas), representada por sus características geo-morfométricas (monogenéticas), diferentes estilos eruptivos individuales (explosivo – magmático- ¿freatomagmático?) y su distribución espacial y tendencias estructurales (lineamientos regionales y locales). Estas son características que definen generalmente un campo volcánico (Cañón-Tapia, 2016). En ese sentido, se justifica, el agrupamiento de las 17 estructuras de origen volcánico, de carácter monogenético, con diferentes morfologías y dimensiones, como formando un campo volcánico.

El sistema de fallas Algeciras presenta un régimen tectónico transpresivo y hace parte del sistema de fallas Andino Frontal Oriental, el cual es considerado como un límite de placa, a partir del cual se genera el escape tectónico del Bloque Norte Andino al NNE (Velandia et al., 2005; Diederix et al., 2020). El sistema de fallas Algeciras en la extensión de su trazo, se caracteriza por la presencia de varias cuencas de separación asociadas a un régimen de distensión (Velandia et al., 2005). Dentro de estas cuencas, se encuentran el valle Estero y el Valle de Sibundoy, localizadas en el área de estudio. Es posible que estos ambientes de distensión permitan el ascenso del magma, generando estructuras volcánicas monogenéticas, similares a las identificadas en el área de estudio y otras al norte.

Teniendo en cuenta las consideraciones tectónicas asociadas al sistema de fallas Algeciras y la distribución regional de las estructuras volcánicas de carácter monogenético, a lo largo de su trazo, el vulcanismo de la zona de estudio podría tener un origen mantélico y el sistema de fallas Algeciras estaría facilitando el ascenso del magma.

El campo volcánico aquí propuesto, está localizado en posición de “retroarco”, respecto al frente volcánico activo de Colombia (Monsalve-Bustamante, 2020) y por su posición y control estructural, es posible relacionarlo al norte, a través del sistema de fallas Algeciras, con los campos volcánicos monogenéticos, recientemente definidos, como Acevedo e Isnos - San Agustín (Monsalve et al., 2020).

10 CONCLUSIONES

- Los sistemas de información geográfica (SIG), fueron una herramienta clave en la identificación y localización geográfica de las 17 estructuras volcánicas que, por la similitud en sus características morfológicas y distribución espacial, permitieron proponer el campo volcánico monogenético Guamuez – Sibundoy (CVMGS).
- En general, las estructuras que hacen parte de CVMGS, presentan un buen estado de conservación, lo que permitió su identificación y análisis geo-morfométrico.
- Las características geomorfológicas de las estructuras que hacen parte del CVMGS, corresponden a geoformas de origen volcánico, típicas de vulcanismo monogenético, con un mecanismo eruptivo predominantemente explosivo, que formó las estructuras y en menor proporción, efusivo y freatomagmático.
- Un análisis dual de parámetros morfológicos y morfométricos permitió definir a los volcanes Campanero, Guayapungo, Estero, Encano y Guamuez como típicos conos de escoria; las demás estructuras fueron definidas como tales, por su geoforma cónica como parámetro morfológico más representativo.
- Teniendo en cuenta las consideraciones tectónicas asociadas al sistema de fallas Algeciras y la distribución regional de estructuras volcánicas de carácter monogenético, a lo largo de su trazo, el vulcanismo de la zona de estudio podría tener un origen mantélico y el sistema de fallas Algeciras estaría facilitando el ascenso del magma.

11. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arango, E., Chica, P. A., & Robayo, C. F. (2017). Caracterización geomorfológica y morfométrica del volcán Cerro Bravo, Tolima - Colombia. Tesis, Universidad de Manizales, Colombia. 42 pags.
- Bemis, K. G., & Ferencz, M. (2017). Morphometric analysis of scoria cones: The potential for inferring process from shape. In: Németh, K., Carrasco-Núñez, G., Aranda-Gómez, J.J. & Smith, I.E.M. (editors), *Monogenetic Volcanism*. Geological Society of London, Special Publications 446, 61–100, <https://doi.org/10.1144/SP446.9>
- Borrero, C. A., & Castillo, H. (2006). Vulcanitas del S-SE de Colombia: retro-arco alcalino y su posible relación con una ventana astenosférica. *Boletín de Geología*, 28(2), 23–34.
- Borrero C., Murcia, H., Agustin-Flores, J., Arboleda, M. T., & Giraldo, M. A. (2017). Pyroclastic deposits of San Diego maar, central Colombia: an example of a silicic magma-related monogenetic eruption in a hard substrate. *Geological Society, London, Special Publications*, 446(1), 361–374. <https://doi.org/doi.org/10.1144/SP446.10>
- Botero, G. L. A. & Osorio, P., (2017). Modelo Geológico-Estructural del Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale, flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia. Tesis, Universidad de Caldas, Colombia. 132 pags
- Buchelli, F. (1986). Vulcanismo reciente en el valle de Sibundoy, Putumayo, Colombia. *Revista CIAF*, 11(1–3): 128–137.
- Cañón-Tapia, E. (2016). Reappraisal of the significance of volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310: 26–38. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.010>
- Cabrera Ortiz, W. (1970). La cocha: "un lago andino en el sur de Colombia ". *Boletín de La Sociedad Geográfica de Colombia*, XXVII (101), 13.
- Carvajal, J. H. (2012). Propuesta de estandarización de la cartografía geomorfológica en Colombia. Servicio Geológico Colombiano, 83 p. Bogotá.
- Castañeda, A.E., Robertson, K. & Ceballos, J.L. (1996). Análisis morfodinámico y clasificación de la actividad volcánica de Colombia. VII Congreso Colombiano de Geología, IV Conferencia Colombiana de Geología Ambiental y II Seminario sobre el Cuaternario en Colombia. *Memorias*, 1: 478–489. Bogotá.
- Ceballos, J.L., Castañeda, A.E. & Robertson, K. (1994). Análisis geodinámico de la actividad volcánica de Colombia. 3.º Conferencia Colombiana de Geología Ambiental, *Memorias*, I: 93–119. Armenia, Colombia.

- Connor, C.B. & Conway, F.M. (2000). Basaltic volcanic fields. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J. & McNutt, S (editors), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. p. 331–343.
- Davidson, J., & De Silva, S. (2000). Composite volcanoes. In H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of volcanoes* (First, pp. 663–681).
- De Silva, S., & Lindsay, J. M. (2015). Primary Volcanic Landforms. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edi, pp. 273–297). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00015-8>
- Diederix, H., Bohórquez, O. P., Páez, H. M., Peláez, J. R., Cardona, L., Corchuelo, Y., Ramírez, J., & Mila, F. D. (2020). The Algeciras Fault System of the Upper Magdalena Valley, Huila Department. *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary*. Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales* 38, 4(November), 423–452. <https://doi.org/doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.12.423>
- Dóniz-Páez, J. (2015). Geomorphology Volcanic geomorphological classification of the cinder cones of Tenerife (Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 228, 432–447. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.004>
- Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., Sánchez, N., García-cacho, L., & García, A. (2008). Morphological and statistical characterisation of recent mafic volcanism on Tenerife (Canary Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173, 185–195. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.12.046>
- Fitch, E. P., Fagents, S. A., Thordarson, T., & Hamilton, C. W. (2017). Fragmentation mechanisms associated with explosive lava–water interactions in a lacustrine environment. *Bulletin of Volcanology*, 79(1). <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1087-3>
- Flórez, A. (2003). *Colombia: Evolución de sus relieves y modelados*. Universidad Nacional de Colombia, Red de Estudios de Espacio y Territorio-RET, 238p. Bogotá.
- Fornaciai, A., Favalli, M., Karátson, D., Tarquini, S., & Boschi, E. (2012). Morphometry of scoria cones, and their relation to geodynamic setting: A DEM based analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217–218, 56–72. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.12.012>
- González-Legarda, E. A., Imués-Figueroa, M. A., Duque-Nivia, G., Burbano-Gallardo, E., & Guerrero-Romero, C. L. (2017). Impacto ambiental de la Acuicultura intensiva en el lago Guamuez, Colombia. *Revista Investigación Pecuaria*, 5(1), 33–43. <https://doi.org/10.22267/revip.1851.4>

- Grosse, P., Ochi Ramacciotti, M. L., Escalante Fochi, F., Guzmán, S., Orihashi, Y., & Sumino, H. (2020). Geomorphology, morphometry, spatial distribution and ages of mafic monogenetic volcanoes of the Peinado and Incahuasi fields, southernmost Central Volcanic Zone of the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 401, 106966. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106966>
- Grosse, P., Van wyk de vries, B., Petrinovic, I., Euillades, P., & Alvarado, G. (2009). Morphometry and evolution of arc volcanoes. *Geology*, v. <https://doi.org/https://doi.org/10.1130/G25734A.1>
- Grosse, P., Wik de vries, B., Euillades, P. A., Kervyn, M., & Petrinovic, I. A. (2012). Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136 (1), 114–131. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.001>
- Hooper, D. M., & Sheridan, M. F. (1998). Computer-simulation models of scoria cone degradation. *Journal of the Geological Society*, 83, 241–267.
- Kereszturi, G., & Németh, K. (2012). Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems*, 16–17. <https://doi.org/10.5772/51387>
- Kroonenberg, S., Pichler, H., & Diederix, H. (1982). Cenozoic alkalibasaltic to ultrabasic volcanism in the uppermost Magdalena Valley, Southern Huila Department, Colombia.pdf. *Geología Norandina*, 5, 19–26.
- Küch, R. (1892). Petrographie 1. Die vulkanischen Gesteine. In: Reiss, W. & A. Stübel, *Reisen in Süd Amerika, Geologische Studien in der Republik Colombia*, I. A. Asher Verlag. Berlin, Germany.
- Le Corvec, N., Spörli, K. B., Rowland, J., & Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic field. *Earth Science Reviews*, 124, 96–114. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.005>
- León-barragán, L. De, Carrasco-núñez, G., & Ort, M. H. (2020). Stratigraphy and evolution of the Holocene Aljojuca Maar volcano (Serdán-Oriental basin, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt), and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392, 106789. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106789>
- Lorenz, V. (1986). On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology*, Springer, 48, 265–274. <https://doi.org/10.1007/bf01081755>

- Monsalve–Bustamante, M.L (2020). The volcanic front in Colombia: Segmentation, recent and historical activity. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38, p. 105–147. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.03>
- Monsalve–Bustamante, M.L., Gómez, J. & Núñez–Tello, A. (2020). Rear arc small–scale basaltic volcanism in Colombia. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38, p. 407–443. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.10>
- Murcia, A., & Cepeda, H. (1983). Estudio geológico del complejo migmatítico de la Cocha–Rio Tellez, parte más SW del escudo de Guyana en Colombia. *Ingeominas*, 15p. Bogotá.
- Murcia, A., & Cepeda, H. (1991). Memoria explicativa: Geología de la plancha 429 - Pasto, Escala 1:100,000, *Ingeominas*, 17 p. Bogotá.
- Murcia, H., Borrero, C., & Németh, K. (2019). Overview and plumbing system implications of monogenetic volcanism in the northernmost Andes’ volcanic province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 383, 77–87. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.013>
- Murcia, H., Németh, K., El-Masry, N. N., Lindsay, J. M., Moufti, M. R. H., Wameyo, P., Cronin, S. J., Smith, I. E. M., & Kereszturi, G. (2015). The Al-Du’aythah volcanic cones, Al-Madinah City: implications for volcanic hazards in northern Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia. *Bulletin of Volcanology*, 77(6). <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0936-9>
- Murcia, H., & Németh, K. (2020). Effusive Monogenetic Volcanism. *IntechOpen*. <https://doi.org/http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.5772/intechopen.94387>
- Mcgee, L. E., & Smith, I. E. M. (2016). Interpreting chemical compositions of small scale basaltic systems: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 325, 45–60, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.007>
- Németh, K., & Kereszturi, G. (2015). Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 2131–2146. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1243-6>
- Németh, K. (2010). Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. In: Cañón–Tapia, E. & Szakács, A. (editors), *What is a Volcano?* Geological Society of America, 470: 43–66. [https://doi.org/10.1130/2010,2470\(04\)](https://doi.org/10.1130/2010,2470(04))

- Núñez, A. T. (2003). Reconocimiento geológico regional de las planchas 411 La Cruz, 412 San Juan de Villalobos, 430 Mocoa, 431 Piamonte, 448 Monopamba, 449 Orito y 465 Churuyac. *Ingeominas*, 19–203.
- Pérez, F. (1862). *Jeografía Física i Política de los Estados Unidos de Colombia*. Tomo primero. Imprenta de la Nación. 96 p. Bogotá.
- Pérez, P., & Yesica, A. (2012). Análisis morfométrico, petrográfico y geoquímico del cono La Guaca, Nariño - Colombia. Trabajo de Grado. pp. 1 – 20, Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Piedrahita, D. A., Aguilar-Casallas, C., Arango-Palacio, E., Murcia, H., & Gómez-Arango, J. (2018). Estratigrafía del cráter y morfología del volcán Cerro Machín, Colombia. *Boletín de Geología*, 40(3), 29–48. <https://doi.org/10.18273/revbol.v40n3-2018002>
- Porter, S. C. (1972). Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea Volcano. *The Geological Society of America Bulletin*, 83, 3607–3612. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83)
- Robertson, K., Flórez, A., & Ceballos, J. L. (2002). Geomorfología volcánica, actividad reciente y clasificación en Colombia. *Cuadernos de Geografía*, XI (1–2): 37–76. Bogotá. Lausanne, Switzerland.
- Robertson, K. G., Jaramillo, O., & Castiblanco, M. A. (2013). Guía metodológica para la elaboración de mapas geomorfológicos a escala 1:100,000, IDEAM, pp. 86. Bogotá.
- Rodríguez-González, A., Fernandez-Turiel, J. L., Pérez-Torrado, F. J., Gimeno, D., & Aulinas, M. (2010). Geomorphological reconstruction and morphometric modelling applied to past volcanism. *International Journal of Earth Sciences*, 99(3), 645–660, <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0413-1>
- Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G., & Gilberto, B. J. (2016). Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia, Formación Saldaña, cordillera Central y Oriental Tolima, Huila Cauca y Putumayo. Servicio Geológico Colombiano. pp. 8–60, Bogotá.
- Rodríguez, G., & Gonzáles, H. (2004). Características geoquímicas y marco tectónico de los basaltos alcalinos del sur de Colombia. *Boletín Ciencias de la Tierra*, 16: 9–22. Medellín.
- Rodríguez Guerrero, I. (1958). *Estudios Geográficos del Departamento de Nariño*. Imprenta departamento. Pasto. 557p
- Rodríguez, L. M., & Sánchez, J. J. (2018). Morfometría, estratigrafía, petrografía y geoquímica del cono de escoria El Morro, municipio La Argentina. *Boletín de Geología*, 40, 49–65. <https://doi.org/10.18273/revbol.v40n3-2018003>.

- Salazar-Muñoz, N., Ríos de la Ossa, C. A., Murcia, H., Schonwalder-Ángel, D., Botero-Gómez, L. A., Hincapié, G., Da Silva, J. C., & Sánchez-Torres, L. (2021). Andesitic (SiO₂ ~60 wt%) monogenetic volcanism in the northern Colombian Andes: Crystallisation history of three Quaternary volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107194>
- Samacá, W., & Sánchez, J. J. (2018). Morfometría de las estructuras asociadas a la Cadena Volcánica de Los Coconucos (CVLC), Colombia. 40 (Cvlc), 15–28.
<https://doi.org/10.18273/revbol.v40n3-2018001>.
- Samacá, W. (2016). Análisis morfométrico y Geomorfológico de la Caldera de Paletará (Cauca), Colombia. Tesis, Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. Colombia.
- Sánchez-Torres, L., Toro, A., Murcia, H., Borrero, C., Delgado, R., & Gómez-Arango, J. (2019). El Escondido tuff cone (38 ka): a hidden history of monogenetic eruptions in the northernmost volcanic chain in the Colombian Andes. *Bulletin of Volcanology*, Springer, 14. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s00445-019-1337-2>
- Settle, M. (1979). The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science*, 279, 1089–1107. <https://doi.org/10.2475/ajs.279.10,1089>
- Stübel, A. (1869). *Die Vulkanberge von Colombia*. Dresden Verlag von Wilhelm Baensch. Dresden, 154p.
- Stübel, A. (1870). *El Volcán de Pasto y sus Alrededores*. Mapa. Biblioteca del Instituto Federal Suizo de Tecnología (Zürich). Plancha cartográfica. 1p.
- Smith, I. E. M., & Németh, K. (2017). Source to surface model of monogenetic volcanism: A critical review. In: Németh, K., Carrasco– Núñez, G., Aranda–Gómez, J.J. & Smith, I.E.M. (editors), *Monogenetic Volcanism*. Geological Society, London, Special Publications, 446: 1–28. <https://doi.org/10.1144/SP446.14>
- Tarboton, G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid elevation models. *Water Resources Research*, 33(2), 309–319.
- Tchamabé, B. C., Kereszturi, G., Németh, K., & Carrasco-Núñez, G. (2016). How polygenetic are monogenetic volcanoes: case studies of some complex Maar-diatreme volcanoes. *Intechopen*, 356–389.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.5772/63486>
- Travis, M. R., Iverson, W. D., Elsnor, G. H., & Johnson, C. G. (1975). VIEWIT: Computation of seen areas, slope, and aspect for land use planning. USDA F.S.

- Valentine, G A, & Gregg, T. K. P. (2008). Continental basaltic volcanoes — Processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4), 860–876. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.050>
- Valentine, Greg A., & Connor, C. B. (2015). Basaltic Volcanic Fields. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J. (editors), *The Encyclopedia of Volcanoes*, 2nd edition. Elsevier, p. 423–439.
- Valentine, Greg A., White, J. D. L., Ross, P. S., Graettinger, A. H., & Sonder, I. (2017). Updates to Concepts on Phreatomagmatic Maar-Diatremes and Their Pyroclastic Deposits. *Frontiers in Earth Science*, 5 (August), 1–7. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00068>
- Valentine, Greg A, & White, J. D. L. (2012). Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. *Geology*, 40, 1111–1114. <https://doi.org/10.1130/G33411.1>
- Velandia, F., Acosta, J., Terraza, R., & Villegas, H. (2005). The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*, 399, 313–329. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.028>
- Velandia, F., Terraza, R., & Villegas, H. (2001). El sistema de fallas de Algeciras hacia el suroeste de Colombia y la actual transpresión de los andes del norte. VIII Congreso Colombiano de Geología, August, 11.
- Velandia, J., Murcia, H. & Németh, K (2021). Uncommon mafic rocks (MgO > 10 wt. %) in the northernmost Andean volcanic chain (4 ° 25 " N): Implications for magma source and evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 110 (January). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103308>
- Walker, G. P. L. (2000). Basaltic Volcanoes and Volcanic Systems. In Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 283–289) (San Francisco: Academic Press).
- White, J. D. L., & Ross, P. (2011). Maar-diatreme volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1–4), 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.010>
- Wood, C. A. (1980). Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 387–413. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90040-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90040-2)
- Zarazúa-Carbajal, M. C., & De la Cruz-Reyna, S. (2020). Morpho-chronology of monogenetic scoria cones from their level contour curves. Applications to the Chichinautzin monogenetic field, Central México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 407. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107093>

Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V., & Häfele, H. G. (1997). Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 102(B1), 803–814. <https://doi.org/10.1029/96jb02935>

Zuluaga, I. (2011). Definición del campo volcánico monogenético de San Agustín (CVSA), Huila, Colombia. Bachelor thesis, Universidad de Caldas, 75 p. Manizales.