

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**CARTOGRAFÍA DE ALTA RESOLUCIÓN Y CARACTERIZACIÓN
FISICO-QUIMICA DE LOS PRODUCTOS DE LA ERUPCIÓN DE 2018
DEL VOLCÁN SIERRA NEGRA, ARCHIPIÉLAGO DE GALÁPAGOS**

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO**

OPCIÓN: PROYECTOS DE INVESTIGACIÓN

HENRY ROLANDO CALDERÓN ESTRELLA

henry_rol@hotmail.es

Director: PhD BENJAMIN PIERRE THIBAUT BERNARD

bbernard@igepn.edu.ec

Julio, 2022

DECLARACIÓN

Yo, HENRY ROLANDO CALDERÓN ESTRELLA, declaro que el trabajo aquí presentado es de mi autoría: que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

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



Henry Rolando Calderón Estrella

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Henry Rolando Calderón Estrella, bajo mi supervisión.

**BENJAMIN
PIERRE
THIBAUT
BERNARD**

Firmado digitalmente por BENJAMIN
PIERRE THIBAUT BERNARD
Nombre de reconocimiento (DN):
cn=BENJAMIN PIERRE THIBAUT
BERNARD,
serialNumber=081020121830,
ou=ENTIDAD DE CERTIFICACION DE
INFORMACION, o=SECURITY DATA
S.A. 2, c=EC
Fecha: 2022.07.26 16:01:29 -05'00'

Benjamin Bernard, PhD.

AGRADECIMIENTOS

A la Escuela Politécnica Nacional por mi formación ética y profesional.

A todos los profesores de la Facultad de Ingeniería en Geología y Petróleos que han compartido sus conocimientos y enseñanzas conmigo, a ellos debo la gran parte de mi formación como geólogo.

A todos los amigos que hice en la universidad ya que hicieron que esta sea una de las mejores etapas en mi vida.

A los amigos y compañeros del Instituto Geofísico quienes me han brindado su amistad y conocimientos para mi formación profesional y la realización de este trabajo.

Al Dr. Benjamin Bernard por su confianza e invaluable guía a lo largo del desarrollo de este trabajo.

A la Dra. Silvana Hidalgo, Dra. Silvia Vallejo y Dra. Oryaelle Chevrel por su tiempo, apoyo y guía para la realización de este trabajo.

A la Dirección del Parque Nacional Galápagos y sus guardaparques por brindar el apoyo logístico y las facilidades para la realización del trabajo de campo en Sierra Negra.

Al personal administrativo del Vicerrectorado de Investigación, Innovación y Vinculación de la EPN por su ayuda en la elaboración y ejecución de los procesos relacionados a este proyecto de investigación.

Henry Rolando Calderón Estrella

DEDICATORIA

*Al esfuerzo y apoyo incondicional de mi padre Byron y mi madre Soraya,
gracias a ellos he podido cumplir mis metas y objetivos.*

A mis hermanos Karen y Daniel.

A mis abuelitos, tíos y más familiares.

A la memoria de mi abuelito Hugo y mi primo David.

*Finalmente, a todas aquellas personas que han sabido apoyarme y guiarme en el
camino.*

Henry Rolando Calderón Estrella

ÍNDICE GENERAL.....	i
ÍNDICE DE FIGURAS.....	iii
ÍNDICE DE TABLAS.....	ix
ÍNDICE DE ANEXOS.....	ix

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	i
ABSTRACT	ii
INTRODUCCIÓN	iii
Antecedentes.....	iii
Justificaciones.....	iv
Justificación teórica.....	iv
Justificación metodológica.....	v
Justificación práctica.....	v
Objetivos.....	vi
Objetivo general.....	vi
Objetivos específicos.....	vi
Hipótesis.....	vi
Alcance.....	vii
Zona de estudio.....	vii
Estudios previos.....	ix
CAPITULO I MARCO TEÓRICO	1
1.1. Contexto geodinámico.....	1
1.2. Volcanismo en Galápagos.....	5
1.3. Conceptos generales.....	10
1.3.1. Volcanes tipo escudo.....	10
1.3.2. Conos de salpicadura y escoria.....	11
1.3.3. Fisuras eruptivas.....	12
1.3.4. Flujos de lava.....	15
1.3.5. Kipukas.....	19
1.3.6. Levees.....	19
1.4. Volcán Sierra Negra.....	21
1.4.1. Morfología y estructuras.....	22

1.4.2. Actividad histórica y reciente	22
CAPITULO II METODOLOGÍA	26
2.1. Misión de campo	26
2.2. Cartografía de alta resolución	27
2.2.1. Obtención y procesamiento de imágenes	27
2.2.2. Corrección de alturas	33
2.2.3. Delimitación del campo de lava y estructuras internas	38
2.2.4. Análisis estadístico para justificar el error en la ubicación de los límites del campo de lava	39
2.3. Cálculo del volumen	43
2.4. Estimación de parámetros reológicos	49
2.5. Análisis químicos	55
CAPITULO III RESULTADOS	57
3.1. Cartografía de alta resolución	57
3.2. Análisis y descripción del campo de lava	61
3.2.1. Fisuras eruptivas	63
3.2.2. Depósitos proximales	67
3.2.3. Flujos de lava proximales	75
3.2.4. Flujos de lava distales	84
3.3. Parámetros físicos y reológicos	94
3.4. Geoquímica	97
CAPITULO IV DISCUSIÓN	104
4.1. Cronología de eventos	104
4.1.1. Primer pulso	104
4.1.2. Segundo pulso	105
4.2. Orientación de las fisuras eruptivas	114
4.3. Caracterización geoquímica y reológica	117
CAPITULO V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	124
5.1. Conclusiones	124
5.2. Recomendaciones	126
REFERENCIAS	127
ANEXOS	140

ÍNDICE DE FIGURAS

- Fig. 1.** A) Localización del flanco norte del volcán Sierra Negra en la Isla Isabela (recuadro rojo), Galápagos. B) Flanco norte del volcán Sierra Negra, a la izquierda se presenta un acercamiento al campo de lava de las fisuras 3 (zona de estudio, recuadro naranja) y 5. Los campos de lava fueron delimitados por Vasconez et al. (2018). viii
- Fig. 1.1.** A) Secciones E-O y N-S donde se observa la geometría de la pluma mantélica y como el material asciende a través de la litosfera por medio de facturas y zonas de debilidad. Tomado de (Harpp y White, 2001). B) Mapa de las islas Galápagos donde se muestra la ubicación del eje de la pluma mantélica y su aparente distribución. La línea punteada representa el lineamiento Wolf-Darwin (Feighner y Richards, 1994) el cual divide zonas de corteza oceánica con diferente espesor. Tomado de (Gibson y Geist, 2010). C) Modelo de la pluma mantélica ascendiendo desde la capa D''. Tomado de (Vidito et al., 2013). D) Corte vertical para un modelo de pluma mantélica a partir de velocidades de ondas S, IP: Isla de Pascua; GP: Galápagos. Tomado de (Lei et al., 2020).2
- Fig. 1.2.** Mapa de la Plataforma Galápagos. Donde se observa la batimetría, las dos cordilleras submarinas de Cocos y Carnegie y sus edades. La línea punteada representa el centro de expansión Cocos-Nazca (CNSC, por sus siglas en inglés). Tomado de (Sallarès y Charvis, 2003).3
- Fig. 1.3.** Mapa de la Plataforma Galápagos. Donde se observa la batimetría, las dos cordilleras submarinas de Cocos y Carnegie y sus edades. Tomado de (Sallarès y Charvis, 2003).5
- Fig. 1.4.** A) Líneas de mezcla obtenidas utilizando la composición isotópica de los reservorios, DUM representa una fuente empobrecida del manto superior; WD es producto a una heterogeneidad del manto de larga duración; FLO representa el metasomatismo del manto en la región de Floreana y PLUME representa la contribución de la pluma mantélica. B) Ilustración que muestra la interacción geoquímica de la pluma mantélica (no a escala). La colores de los símbolos de la figura A están de acuerdo a los de B. Tomado de: Harpp y White (2001).7
- Fig. 1.5.** Mapa de la Plataforma Galápagos. En letras blancas se encuentran los nombres de los volcanes occidentales y en letras negras los nombres de los volcanes orientales. En la parte superior se observa la morfología de los volcanes de la parte occidental y oriental respectivamente. Tomado y modificado de Harpp y Geist (2018).8
- Fig. 1.6.** A) Flanco noroccidental del volcán Sierra Negra (Tipo 1). B) Flanco este del volcán Cerro Azul (Tipo 2).10
- Fig. 1.7.** Fotografías de estructura cónicas de la erupción de 2018 del volcán Sierra Negra. A) Cono de salpicadura en la fisura 1. B) Cono de escoria en la fisura 1 (crédito: Oryaelle Chevreil). C) 1: Cono de salpicadura con su flanco colapsado; 2: Cono de salpicadura sin colapso, fisura 4. D) Conos sobrepuestos o anidados, cono de salpicadura dentro de un cono de escoria en la fisura 4 (crédito: Benjamin Bernard).12
- Fig. 1.8.** A) Distribución de campos de lava y ventos de la erupción de 2015 en volcán Wolf. B) Cortina de lava en una fisura circunferencial, erupción de 2015 volcán Wolf (cortesía de la tripulación de La Pinta. C) Distribución del campo de lava y ventos de la erupción de 1982 en volcán Wolf, los valores en blanco corresponden al espesor promedio (metros) en cada perfil topográfico. A, B y C tomadas de Bernard et al. (2019). D) Imagen en falso color mostrando la

cartografía de los campos de lava de la erupción de 2008 en Cerro Azul, tomado de Galetto et al. (2020). 14

Fig. 1.9. A) Sección esquematizada de un flujo de lava ‘A’ā. B) Frente de un flujo de lava ‘A’ā activo, donde se observa el núcleo fluido, deformable y la superficie autobrechada. C) Afloramiento de un flujo de lava ‘A’ā después de su periodo de actividad. A, B y C tomadas y modificadas de Harris y Rowland (2015) D y E) Flujo de lava ‘A’ā brechado mostrando *clinkers* de diferentes tamaños en superficie, Sierra Negra 2018-1979. F y G) Bloque ‘A’ā “*Flow core*” rotado debido a los altos grados de cizallamiento..... 16

Fig. 1.10. A) Lóbulo activo de lava pāhoehoe, se observa las cuerdas “*ropes*” en su superficie. B) Afloramiento de lava pāhoehoe donde se observa el núcleo de la misma y tiene un alto de 40 cm. A y B tomadas de Harris y Rowland (2015). C) Flujo de lava pāhoehoe, mostrando su textura. D) Pāhoehoe *Sheet Flow*. E) *Shelly* pāhoehoe. F) *Slabby* pāhoehoe. G) Pāhoehoe *transitional*. H) *Toothpaste* pāhoehoe. I) Pāhoehoe *entail*. C, D, E, F, G, H, I pertenecen a los depósitos del volcán Sierra Negra, 2018..... 18

Fig. 1.11. Kipuka en el flanco norte del volcán Sierra Negra. 19

Fig. 1.12. Distintos tipos de levees de acuerdo con la clasificación de Sparks et al. (1976), observado en los depósitos de Sierra Negra, 2018. A) Levees iniciales. B) Levees de escombros. C) Levees de sobre flujo, modelo tomado de Lipman y Banks (1987). D) Levees acrecionarios. A y D cortesía de Oryaelle Chevrel..... 20

Fig. 1.13. Mapa geológico del volcán Sierra Negra. Modificado de Reynolds y Geist (1995). Incluye los límites de Geist et al. (2008 y Vasconez et al. (2018) para las erupciones de 2005 y 2018 respectivamente. Las ubicaciones de las erupciones históricas fueron tomadas del Global Volcanism Program (2013). 21

Fig. 1.14. Gráfico multiparamétrico de la vigilancia del volcán Sierra Negra desde el 21 de junio hasta el 30 de agosto de 2018. Las líneas punteadas verdes marcan el inicio de la erupción y las barras verdes los pulsos eruptivos principales. Tomado de Vasconez et al. (2018). 25

Fig. 2.1. Mapa de distribución de los flujos de lava de la erupción de 2018 del volcán Sierra Negra (modificado de Vasconez et al. (2018). El recuadro rojo presenta la zona de estudio de este trabajo. Las estrellas amarillas indican los sitios de campamento. Las flechas amarillas muestran el camino recorrido y la fecha de visita a los distintos sitios. 27

Fig. 2.2. Pasos a seguir para la generación de un plan de vuelo con seguimiento de topografía utilizando el programa *Drone Harmony*. Ejemplo en la fisura 3, volcán Sierra Negra-2018. 28

Fig. 2.3. Proceso de georreferenciación de una ortofoto y MDE en la fisura 3, utilizando Q-GIS. 32

Fig. 2.4. Creación de una nueva capa de polígonos y creación de estos en áreas previas a la erupción de 2018, Fisura 3 Sierra Negra, utilizando Q-GIS. 33

Fig. 2.5. Generación de la malla de puntos y posterior recorte de está utilizando la capa de polígonos que contiene las áreas previas a la erupción de 2018, Sierra Negra, utilizando Q-GIS. 34

Fig. 2.6. Extracción de información del MDE generado con imágenes tomadas por un VANT utilizando el plugin “*Point Sampling Tool*” de Q-GIS. A la derecha se muestra la tabla de atributos con la información obtenida. El mismo proceso se aplica con el MDE de la JAXA. 35

Fig. 2.7. Hoja de cálculo donde se muestran los datos obtenidos por medio de la malla de puntos para uno de los MDE, evidenciando la diferencia de alturas entre los dos modelos (JAXA y Mavic Pro) y varios datos estadísticos.....	36
Fig. 2.8. Análisis estadístico gráfico con los datos obtenidos en el modelo de la JAXA y con el VANT Mavic Pro. A) Histograma de frecuencias utilizando la diferencia de alturas B) Gráfica de las alturas del modelo de la JAXA vs Mavic Pro.	37
Fig. 2.9. Interfaz de QGIS mostrando el proceso para realizar la corrección de alturas con el uso de la Calculadora ráster.....	38
Fig. 2.10. Cartografía realizada para la delimitación de los bordes y estructuras en el campo de lava de la fisura 3. A) Ortofoto. B) Modelo de sombras. C) Cartografía del campo de lava. D) Corte topográfico realizado en la sección a-a' con la herramienta <i>Terrain Profile</i>	39
Fig. 2.11. Resultados del ejercicio de cartografía para el análisis del error de ubicación. Las líneas entrecortadas negras muestran los límites realizados por el autor de este trabajo, las líneas verdes muestran los límites realizados por 11 de voluntarios y las líneas rojas muestran los límites realizados por el participante 6.....	40
Fig. 2.12. Resultados del experimento de análisis de errores. Los puntos azules representan el área medida. Arriba se presentan los valores del área medidos por cada participante y los errores calculados estadísticamente para cada participante y con los valores propuestos para el error en la ubicación. Abajo se muestran los resultados promedios para cada caso: experimento, error de 0.05 m, 0.1 m y 0.2 m.	42
Fig. 2.13. A) Cartografía del campo de lava de la fisura 3 mostrando la ubicación del lóbulo (recuadro rojo). B) Cartografía de una sección del campo de lava de la fisura 3, donde se muestran los cortes topográficos (líneas entrecortadas amarillas y punteadas rojizas) utilizados para estimar el espesor del flujo en distintos puntos a lo largo del mismo. WGS 84/UTM zone 15S. A la derecha se muestran los perfiles topográficos correspondientes.....	43
Fig. 2.14. Utilización de la herramienta <i>Terrain Profile</i> para exportar la información de los perfiles topográficos.	44
Fig. 2.15. Hoja de cálculo mostrando el análisis realizado para estimar el espesor del flujo de lava a lo largo de un perfil topográfico. La línea punteada anaranjada muestra la regresión lineal entre los bordes del flujo. Los recuadros rojos marcan la ecuación de la regresión lineal utilizada para calcular la altura de la base en cada punto. El recuadro azul muestra el espesor estimado en cada punto.	45
Fig. 2.16. Cálculo del espesor estimado ponderado del lóbulo utilizando la ecuación (1).	46
Fig. 2.17. Cálculo de la propagación de errores en el volumen utilizando la ecuación (3).	47
Fig. 2.18. Perfiles topográficos adicionales en las cercanías del Perfil 9 (Fig. 2.13) donde se muestra el espesor promedio estimado para cada uno, los perfiles fueron realizados con ~1 m de distancia entre cada uno y paralelos a P9.....	48
Fig. 2.19. Frente del flujo de lava más distal del campo de lava, mostrando uno de los perfiles topográficos con sus 5 perfiles auxiliares para la estimación de los parámetros reológicos. A) Ortofoto. B) Modelo de sombras. C y D) Acercamiento al límite de los perfiles.....	50

Fig. 2.20. Esquema donde se muestran las mediciones realizadas en cada perfil topográfico. Arriba se indica el caso de un lóbulo bien formado y abajo donde un canal con <i>levees</i> está bien formado.....	51
Fig. 2.21. Ilustración de la metodología seguida para el cálculo de la pendiente del lóbulo.	52
Fig. 2.22. Trituración de muestras de roca. Izquierda: mortero de titanio. Derecha: Molino de ágata Retsch RM 200.	56
Fig. 3.1. Cartografía a detalle del campo de lava emitido en la fisura 3, Sierra Negra-2018. WGS 84/UTM zone 15S.....	59
Fig. 3.2. Cartografía del campo de lava de la fisura 3 en Sierra Negra. Este proyecto (campo anaranjado). Vasconez et al. (2018) (campo azul).....	60
Fig. 3.3. Campo de lava de la fisura eruptiva 3 dividido en sectores.....	62
Fig. 3.4. Centros de emisión del campo de lava de la fisura eruptiva 3. Las imágenes muestran a los centros de emisión de Oeste-Este. A) C13 y C12. B) C11 y C10. C) C9 y C8. D) C7. E) C6. F) C5. G) C4. H) C3 y C2. I) C1. La simbología se encuentra al final de la figura.	63
Fig. 3.5. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía de la fisura 3 y el campo de lava proximal. Se observa todo el sector A. WGS 84/UTM zone 15S.....	66
Fig. 3.6. A) Depósitos de lava pāhoehoe del tipo “ <i>sheet flow</i> ” y “ <i>slabby</i> ” alimentados por C1. B) Acercamiento al depósito pāhoehoe “ <i>sheet flow</i> ”. C) Acercamiento al depósito pāhoehoe “ <i>slabby</i> ”.....	68
Fig. 3.7. Flujo de lava 'a'ā alimentado por C1 y que se extiende hasta el sector F, mostrando acercamientos a sus partes de interés.	69
Fig. 3.8. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector B. WGS 84/UTM zone 15S.....	70
Fig. 3.9. Descripción de los depósitos y estructuras del sector B. A) Depósitos proximales a los centros de emisión del sector B. B) Parte más distal del sector B, mostrando el contacto con los depósitos de la fase tardía del segundo pulso de emisión.....	71
Fig. 3.10. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector C. WGS 84/UTM zone 15S.....	73
Fig. 3.11. Parte central del sector C, mostrando los depósitos del primer y segundo pulso con sus características.	74
Fig. 3.12. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector D. WGS 84/UTM zone 15S.....	76
Fig. 3.13. Cartografía del sector D, mostrando acercamientos a sus depósitos y estructuras de interés.	77
Fig. 3.14. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector E. WGS 84/UTM zone 15S.....	79
Fig. 3.15. Cartografía del sector E, resaltando los depósitos del primer y segundo pulso.	80
Fig. 3.16. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector F. WGS 84/UTM zone 15.	82

Fig. 3.17. Cartografía del sector F donde se muestran los depósitos del primer y segundo pulso junto con sus estructuras.....	83
Fig. 3.18. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector G. WGS 84/UTM zone 15.	85
Fig. 3.19. Estructuras en el sector G. En la imagen superior se observa la transición de lavas pāhoehoe a 'a'ā y en la imagen inferior se observa el frente del flujo de lava 'a'ā de este sector.	86
Fig. 3.20. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector H. WGS 84/UTM zone 15.	88
Fig. 3.21. Cartografía del sector H, donde se muestran sus principales estructuras.	90
Fig. 3.22. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector I. WGS 84/UTM zone 15.	91
Fig. 3.23. Cartografía del sector I, donde se muestran sus principales estructuras.	93
Fig. 3.24. Cartografía del campo de lava de la fisura eruptiva 3 de 2018 en el volcán Sierra Negra, mostrando el área del flujo de lava en el que se obtendrán los parámetros reológicos en este trabajo (área roja).	94
Fig. 3.25. A) Cartografía del campo de lava, mostrando el flujo de lava estudiado junto con los perfiles topográficos realizados (líneas rojas). B) Ampliación de una sección del flujo de lava donde se observa el perfil 2 principal con sus respectivos perfiles auxiliares. C) Representación de los perfiles topográficos correspondientes, a la derecha de cada perfil se muestra el espesor promedio calculado, la línea azul punteada representa la base del flujo de lava de 2018.	95
Fig. 3.26. Flanco norte del volcán Sierra Negra donde se presentan los campos de lava de la erupción de 2018. Los puntos amarillos y rojos representan las muestras recolectadas durante la campaña de campo. B, C y D muestran una ampliación de los campos de las fisuras 3, 1 y 5 respectivamente.	98
Fig. 3.27. Diagrama AFM (Álcalis: Na ₂ O+K ₂ O; F: FeO+Fe ₂ O ₃ ; M: MgO) para las rocas de Sierra Negra. La línea divisoria fue determinada por Irvine y Baragar (1971). A la izquierda se observa una ampliación de la zona de interés donde se observa la restricción composicional de las muestras de 2018.	99
Fig. 3.28. Diagrama álcalis total – sílice (TAS). Mostrando las proyecciones de las muestras de SN: Sierra Negra, Cerro Azul y Alcedo. (Le Bas et al., 1986).	100
Fig. 3.29. SiO ₂ vs #Mg. Mostrando el rango de variación del #Mg en las rocas del volcán Sierra Negra, Cerro Azul y Alcedo.	101
Fig. 3.30. Diagramas Harker: Elementos mayores vs SiO ₂ . Expresados en porcentaje en peso en base anhidra.	102
Fig. 4.1. Topografía del campo de lava de la fisura 3. En la parte superior se observa parte del sector E (Fig. 3.14 y 3.15) con el perfil AB. En la parte inferior se observa la topografía del perfil AB, donde se identifican los depósitos del primer y segundo pulso.....	105
Fig. 4.2. Modelo modificado de Jones y Llewelin (2021) para la focalización de la erupción en una fisura. A) Fase inicial de la erupción donde se observa el magma subsuperficial caótico y mal organizado concordante con el primer pulso en la fisura eruptiva 3. B) Focalización de la erupción	

debido a la organización del magma subsuperficial y/o a una disminución en el ancho del dique, el magma menos viscoso asciende.....	107
Fig. 4.3A. Modelo de la evolución del campo de lava de la fisura eruptiva 3 para el primer pulso de emisión. Se observa actividad en todos los centros de emisión. La perspectiva del campo de lava no está a escala.	109
Fig. 4.3B. Modelo de la evolución del campo de lava de la fisura eruptiva 3 para el segundo pulso de emisión temprano. Se observa actividad en C1-9 siendo ésta más intensa en los extremos. La perspectiva del campo de lava no está a escala.	110
Fig. 4.3C. Modelo de la evolución del campo de lava de la fisura eruptiva 3 para el segundo pulso de emisión intermedio. Se observa actividad muy intensa en C4 y C6. La perspectiva del campo de lava no está a escala.	111
Fig. 4.3D. Modelo de la evolución del campo de lava de la fisura eruptiva 3 para el segundo pulso de emisión tardío/Fin de la erupción. Se observa disminución de la intensidad y actividad en C1-9. La perspectiva del campo de lava no está a escala.	112
Fig. 4.4. Distribución de los depósitos del primer y segundo pulso de emisión en el campo de lava de la fisura eruptiva 3, Sierra Negra.	113
Fig. 4.5. Volcán Sierra Negra. A) Mapa planimétrico de Sierra Negra mostrando zonas eruptivas donde se puede observar su orientación este-noreste. B) Acercamiento a la zona de fisuras de la fisura eruptiva 3, donde se puede observar la orientación de los segmentos de fisura. Tomado y modificado de Reynolds et al. (1995), los límites anaranjados representan los campos de lava de la erupción de 2018, para la fisura 3 fueron obtenidos en este trabajo y para el resto de fisuras los datos fueron tomados de Vasconez et al. (2018).	115
Fig. 4.6. Régimen de esfuerzos en la cumbre del Sierra Negra, las flechas y los círculos negros representan la orientación de los esfuerzos; 1 = esfuerzo máximo, 2 = esfuerzo intermedio, 3 = esfuerzo mínimo. Las líneas rojas representan la fisura 3 junto con su campo de lava en anaranjado. Tomado y modificado de Reynolds et al. (1995).	116
Fig. 4.7. Datos de viscosidad de flujos de lava basálticos alrededor del mundo. El área roja representa el valor de la viscosidad estimado en el flujo de lava de Sierra Negra en este trabajo. Modificado de Belousov y Belousova (2017).	119
Fig. 4.8. Clasificación de fluidos con limite elástico en función de la tasa de deformación (Wikipedia, 2022).	120
Fig. 4.9. Parámetros reológicos vs Distancia a la fisura. *corresponde a la viscosidad estimada con la ecuación de Warner y Gregg (2003). La línea roja representa la topografía del terreno. El campo anaranjado marca la zona proximal con pendientes fuertes. El campo violeta marca la zona de transición donde la pendiente disminuye abruptamente y el campo azul marca la zona distal con pendientes suaves.....	123

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Estimación de las edades de formación de las islas actuales del archipiélago de Galápagos. Realizada con la información de (Geist et al., 2014).	9
Tabla 2. Registro de actividad histórica confirmada del volcán Sierra Negra. Tomado de Global Volcanism Program (2013).	23
Tabla 3. Resumen del cálculo de errores para los resultados reportados por los participantes y los valores propuestos.	41
Tabla 4. Resumen de parámetros físicos calculados para observar la variabilidad de espesores en las cercanías del Perfil 9 (Fig. 2.13).	49
Tabla 5. Mediciones morfológicas y parámetros reológicos del perfil 1 en el frente del flujo de lava.	54
Tabla 6. Mediciones y estimación del volumen total de los sectores y el campo de lava.	58
Tabla 7. Constantes físicas, parámetros morfológicos y reológicos del flujo de lava.	96
Tabla 8. Comparación de los resultados obtenidos en este trabajo (para el flujo de lava) y otros estudios de reología en flujos de lava basálticos.	118

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO I: CARTOGRAFÍA DE ALTA RESOLUCIÓN DEL CAMPO DE LAVA DE LA FISURA ERUPTIVA 3. VOLCÁN SIERRA NEGRA 2018, GALÁPAGOS	141
ANEXO II: ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES.....	142
ANEXO III: MEDICIONES MORFOLÓGICAS Y PARÁMETROS REOLÓGICOS.....	152
ANEXO IV: ANÁLISIS QUÍMICOS EN ROCA TOTAL, FISURA 3.....	164

RESUMEN

El volcán Sierra Negra es un volcán basáltico tipo escudo que se encuentra en el archipiélago de Galápagos a ~1150 km al oeste de Ecuador. El Sierra Negra es uno de los volcanes más activos del archipiélago, con 13 erupciones históricas registradas desde 1797 y es el único en la isla Isabela con asentamientos humanos. En 2018 el volcán experimentó su actividad eruptiva más reciente, en la cual emitió lava por medio de 6 fisuras en sus flancos norte, nor-occidental y occidental. Todas las fisuras estuvieron activas menos de un día, a excepción de la fisura 4 que tuvo actividad durante 58 días.

Con el procesamiento de imágenes tomadas por un vehículo aéreo no tripulado, VANT (3.8-4.2 cm/píxel) se realizó cartografía a detalle, la cual permitió realizar mediciones precisas y observar que existieron al menos dos pulsos eruptivos importantes durante el período de actividad de la fisura 3.

En este estudio se analizaron y cartografiaron los depósitos del campo de lava de la fisura 3, ubicada en el flanco nor-occidental a ~550 m de altura. Esta fisura se encuentra dividida en dos segmentos: F3a y F3b, ambos con una orientación ENE/OSO y una longitud de 148 y 93 m respectivamente. Los depósitos de lava alcanzan una longitud de ~2080 m y cubren un área de $4.2 \pm 0.02E+5 \text{ m}^2$, con un espesor promedio de $1.9 \pm 1 \text{ m}$. El volumen total de lava se estimó en $8.3 \pm 3.7E+5 \text{ m}^3$ y el volumen en equivalente denso (DRE) alcanza $6.2 \pm 2.8E+5 \text{ m}^3$ asumiendo un 25% de porosidad.

Los parámetros reológicos fueron estimados utilizando mediciones morfológicas en el flujo de lava más largo. La viscosidad promedio de este flujo fue de $1.4 \pm 0.2E+5 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ con una velocidad promedio de $0.06 \pm 0.01 \text{ m/s}$ y una tasa de efusión estimada en $5.8 \pm 0.8 \text{ m}^3/\text{s}$. Durante los primeros 1400 m la viscosidad del flujo de lava presentó una tendencia decreciente influenciada por pendientes fuertes, mientras que, hacia las partes más distales (pendientes suaves) este parámetro incrementa debido a una mayor influencia de factores como el enfriamiento, contenido de cristales y burbujas. Para todo el campo de lava, se estimó una tasa de efusión de 8-12 m^3/s con un tiempo de duración de la erupción de 19 a 30 horas.

Los análisis químicos de las muestras de roca mostraron que las rocas de la fisura 3 son basaltos toleíticos con una composición restringida a lo largo de todo el campo de lava; %SiO₂: 47.7-49.9, #Mg: 39.8-40.3. Según estos resultados se sugiere que la viscosidad de la lava no fue afectada por cambios químicos.

ABSTRACT

Sierra Negra volcano is a basaltic shield volcano located in the Galapagos archipelago ~1150 km west of Ecuador. It is one of the most active volcanoes in the archipelago, it has 13 historical eruptions recorded since 1797 and is the only one on Isabela Island with human settlements. In 2018, the volcano experienced its most recent eruptive activity, in which it emitted lava through 6 fissures on its northern, north-western and western flanks. All fissures were active for less than one day, with the exception of fissure 4 which was active for 58 days.

With the processing of images taken by an unmanned aerial vehicle, UAV (3.8-4.2 cm/pixel), detailed mapping was performed, which allowed us to make precise measurements and to observe that there were at least two important eruptive pulses during the period of activity of fissure 3.

In this study, the lava field deposits of fissure 3, located on the northwestern flank at ~550 m elevation, were analyzed and mapped. This fissure is divided into two segments: F3a and F3b, both with an ENE/WSW orientation and a length of 148 and 93 m respectively. The lava deposits reach a length of ~2080 m and cover an area of $4.2 \pm 0.02E+5 \text{ m}^2$, with an average thickness of $1.9 \pm 1 \text{ m}$. The total lava volume was estimated at $8.3 \pm 3.7E+5 \text{ m}^3$ and the dense equivalent volume (DRE) reaches $6.2 \pm 2.8E+5 \text{ m}^3$ assuming 25% porosity.

Rheological parameters were estimated using morphological measurements in the longest lava flow. The average viscosity of this flow was $1.4 \pm 0.2E+5 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ with an average velocity of $0.06 \pm 0.01 \text{ m/s}$ and an effusion rate estimated at $5.8 \pm 0.8 \text{ m}^3/\text{s}$. During the first 1400 m the viscosity of the lava flow presented a decreasing trend influenced by steep slopes, while, towards the more distal parts (gentle slopes) this parameter increases due to a greater influence of factors such as cooling, crystal content and bubbles. For the entire lava field, an effusion rate of 8-12 m^3/s was estimated with an eruption duration time of 19 to 30 hours.

Chemical analyses of the rock samples showed that the rocks of fissure 3 are toleitic basalts with a restricted composition throughout the entire lava field; %SiO₂: 47.7-49.9, #Mg: 39.8-40.3. According to these results it is suggested that the lava viscosity was not affected by chemical changes.

INTRODUCCIÓN

Antecedentes

El archipiélago de Galápagos se encuentra ubicado aproximadamente a 1000 km al oeste del Ecuador y es la expresión volcánica actual del punto caliente Galápagos. Dentro del archipiélago, se reconoce a la parte occidental, como la más activa volcánicamente (Geist et al., 2008). En este dominio y hacia el sur, en la Isla Isabela, se encuentra el volcán Sierra Negra (lat. 0.83°S, long. 91.17°W, 1124 metros sobre el nivel del mar, msnm), que cuenta con 13 erupciones históricas registradas desde 1797 y, además, es el único que tiene asentamientos humanos en sus alrededores como la población de Puerto Villamil.

La evolución de Sierra Negra es descrita por Reynolds et al. (1995), donde se estima una tasa de efusión a largo plazo de $\sim 0.03 \text{ m}^3/\text{s}$; sin embargo, si se toma de manera individual cada erupción, se puede observar que tienen la característica de ser de corta duración, pero alta tasa de descarga magmática. Según Geist et al. (2008) la erupción de 2005 duró 8 días, con una tasa de descarga magmática de $163 \text{ m}^3/\text{s}$, mientras que, Vasconez et al. (2018) reportan que la erupción de 2018, duró 58 días, con una tasa de descarga magmática de $28 \pm 14 \text{ m}^3/\text{s}$. Se debe considerar que, 5 de las 6 fisuras eruptivas de la erupción de 2018 estuvieron activas por menos de un día.

En un estudio de los riesgos volcánicos en Sierra Negra, Reynolds (1996) determina que los flujos de lava son el mayor peligro en este volcán, y que lo más probable es que las futuras erupciones se produzcan por medio de centros eruptivos históricos, localizados en todo el flanco norte desde la cumbre hasta la costa, lo cual ha sido corroborado con las erupciones posteriores de 2005 y 2018.

Pese a la alta actividad volcánica en las islas, la densidad de investigaciones científicas sobre el volcanismo de Galápagos es baja, en relación con la realizada en otros puntos calientes activos como Hawái, La Reunión o Islandia (Poland et al., 2008; Thordarson y Larsen, 2007; Upton et al., 1972). Adicionalmente, se cuenta con pocos estudios geoquímicos (Delaney et al., 1973; Harpp, 1995; Reynolds y Geist, 1995; Harpp y White, 2001; Harpp et al., 2005; Geist et al., 2008) y uno solo de detalle vulcano-físico de los depósitos de lava (Bernard et al., 2019). Por este motivo el presente estudio pretende completar los datos geofísicos publicados (Vasconez et al., 2018; Abe

et al., 2019; Bell et al., 2021) con datos geoquímicos y vulcano-físicos de alta resolución espacial en Sierra Negra.

Se analizarán a detalle los depósitos del campo de lava de la fisura 3 emitidos por el volcán en su última erupción, con la ayuda de imágenes tomadas con un VANT, obteniendo así, ortofotos de alta resolución, modelos digitales de elevación (MDEs) y varios datos vulcano-físicos: viscosidad, tasa de efusión, velocidad y límite elástico.

En este mismo sentido, por medio de un muestreo completo de los productos eruptivos (flujos de lava, productos piroclásticos: escoria y salpicadura), se obtendrán características físicas y químicas. Estos resultados serán comparados con datos geofísicos, para entender de mejor manera el funcionamiento del edificio volcánico. Los datos desprendidos de este estudio podrían servir como insumos para simulaciones numéricas y contribuir a la evaluación del peligro volcánico.

Justificaciones

Justificación teórica

El volcán Sierra Negra ha presentado generalmente un estilo eruptivo efusivo con la presencia de flujos de lava de baja viscosidad emitidos por fisuras en los bordes de la caldera o los flancos del volcán, las cuales tienen una orientación principal ENE-OSO (Reynolds, 1996; Geist et al., 2008). Estos flujos se encuentran cubriendo toda el área del volcán, sin embargo, la parte norte es considerada la más activa actualmente con la presencia de depósitos de lava recientes que cubren grandes extensiones incluso llegando al mar (Reynolds et al., 1995; Geist et al., 2008; Vasconez et al., 2018). El estudio de las características geoquímicas y vulcano-físicas de estos depósitos en las islas Galápagos es muy limitado, por lo tanto, al estudiarlos a detalle se contribuirá a un mejor entendimiento de la dinámica eruptiva en Sierra Negra y permitirá compararlo con otros volcanes de características similares como Wolf en Galápagos, Tolbachik en Rusia, Kilauea en Hawaii, etc., (ej. Hon et al., 1994, 2003; Capaccioni y Cuccoli, 2005). El estudio geoquímico de los productos de la erupción (lavas, escoria) permitirá entender la evolución del magma en profundidad.

Justificación metodológica

Para obtener la cartografía de alta resolución, se utilizarán las imágenes obtenidas con un VANT, durante misiones de campo realizadas en marzo de 2020 por investigadores del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) y el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD, por sus siglas en francés) en las fisuras eruptivas del volcán Sierra Negra. Estos insumos fueron obtenidos siguiendo la metodología presentada por Favalli et al. (2018).

La obtención de ortofotos y MDEs se la realizará mediante un programa de fotogrametría (James et al., 2006; Diefenbach et al., 2012). Los mapas de sombras y de pendientes, la cartografía a detalle de los flujos de lava, fisuras, estructuras volcánicas, la distribución espacial de los depósitos, así como la estimación de espesores, volumen y áreas serán obtenidos con la ayuda del sistema de información geográfica Q-GIS (versión 3.12.3 București). Para estimar las características reológicas y dinámicas de los flujos de lava (viscosidad, límite elástico, velocidad, tasa de efusión) se utilizarán formulas empíricas que relacionen las mediciones morfológicas con estos parámetros (Jeffreys, 1925; Hulme, 1974; Chevrel et al., 2013).

Las características químicas (elementos mayores y trazas) serán analizadas en laboratorios de Francia - Universidad de Brest. Para lo cual se seguirán los protocolos definidos en Cotten et al. (1995).

Justificación práctica

Sierra Negra es el volcán que representa el mayor peligro volcánico en el archipiélago de Galápagos (Santamaría y Bernard, 2018) debido principalmente a la población de Puerto Villamil que cuenta con más de 2000 habitantes (INEC, 2015) y que de acuerdo con la Dirección del Parque Nacional Galápagos (DPNG) tiene una afluencia anual superior a 56 mil turistas (DPNG, 2021). Esta población se localiza en la parte sur oriental del volcán. Los riesgos asociados a este volcán fueron descritos por primera vez en el trabajo de Reynolds (1996) en el que se reconoce como sectores susceptibles a la población de Puerto Villamil junto con sus actividades económicas como la ganadería, la agricultura y el turismo. El presente estudio tiene como objetivo aportar con una base de datos de alta resolución espacial que servirá para la evaluación del peligro volcánico y la reducción del riesgo volcánico. Además, de acuerdo con Reynolds (1996), los flujos de lava son el mayor peligro volcánico asociado a Sierra Negra por lo cual la realización de simulaciones numéricas de este fenómeno sería de gran ayuda para la evaluación

del peligro. Este estudio proveerá algunos de los insumos necesarios para la calibración y realización de estas simulaciones, las cuales ya han tenido resultados positivos en otros volcanes (ej. Kelfoun y Vallejo Vargas, 2016; Chevrel et al., 2018; Harris et al., 2019).

Objetivos

Objetivo general

Obtener una base de datos georreferenciados vulcano-físicos y geoquímicos de alta resolución espacial de los productos eruptivos emitidos por la fisura eruptiva 3 del volcán Sierra Negra en junio de 2018.

Objetivos específicos

- Obtener ortofotos y MDEs de ultra alta resolución del campo de lava de la fisura 3 por medio del procesamiento de imágenes tomadas por un VANT.
- Realizar cartografía a detalle de la fisura eruptiva 3 y su campo de lava asociado a la erupción de 2018 del volcán Sierra Negra.
- Estimar parámetros reológicos (viscosidad, límite elástico) y dinámicos (velocidad, tasa de descarga), a partir de datos morfológicos, obtenidos del análisis de imágenes como el espesor, pendiente, longitud y ancho de los depósitos de lava, con la finalidad de comprender la dinámica de los flujos de lava.
- Analizar y describir las características físico-químicas de los productos emitidos en la fisura 3 durante la erupción.
- Reinterpretar los datos geofísicos existentes en base a los resultados de este estudio.
- Proveer una base de datos de parámetros como: viscosidad, tasa de efusión, límite elástico y velocidad de los flujos de lava, junto con MDEs, para simulaciones numéricas de flujos de lava en Galápagos, mismas que, están fuera del alcance presente trabajo.

Hipótesis

La distribución espacial de los depósitos está controlada por las características de las fisuras eruptivas, tasa de efusión, duración de la erupción y reología de los flujos de lava.

Alcance

- La escala de los mapas elaborados en este proyecto será de 1:5000, y en ellos se podrá observar las diferentes estructuras volcánicas, así como la distribución espacial de los flujos de lava;
- En este estudio, se cartografiarán y analizarán a detalle únicamente los flujos de lava y estructuras volcánicas asociadas a la fisura eruptiva 3 del volcán Sierra Negra, activa en junio de 2018 (IG-EPN, 2018). Sin embargo, el análisis geoquímico se lo realizará en los productos emitidos por varias fisuras activas durante la erupción;
- Se medirá el espesor de los flujos, área cubierta por los depósitos y volumen total de material emitido, para poder estimar la reología de los flujos de lava utilizando formulas empíricas;
- Este trabajo no contempla el análisis petrográfico de las muestras.

Zona de estudio

La zona de estudio se encuentra en el flanco noroccidental del volcán Sierra Negra (lat. 0.83°S, long. 91.17°W, 1124 msnm), el cual se encuentra al sur de la Isla Isabela en el archipiélago de Galápagos (Fig. 1), y pertenece a la zona más activa, volcánicamente, debido a sus numerosas erupciones históricas. El área de la erupción de Sierra Negra comprende las seis fisuras eruptivas que se activaron en junio-agosto de 2018 y sus depósitos asociados. Se encuentra en una región con pendientes suaves ($<5^\circ$) y libre de vegetación, debido a los flujos de lava anteriores que son de edad joven (<1000 años) (Mouginis-Mark et al., 1996; Reynolds, 1996). De acuerdo con Vasconez et al. (2018) hasta el 25 de agosto los flujos de lava recientes cubrieron un área de 30.6 km², de los cuales sólo los emitidos por la fisura 4 llegaron al mar, incrementando el territorio ecuatoriano en 1.5 km². En este estudio se analizará únicamente el campo de lava de la fisura 3.

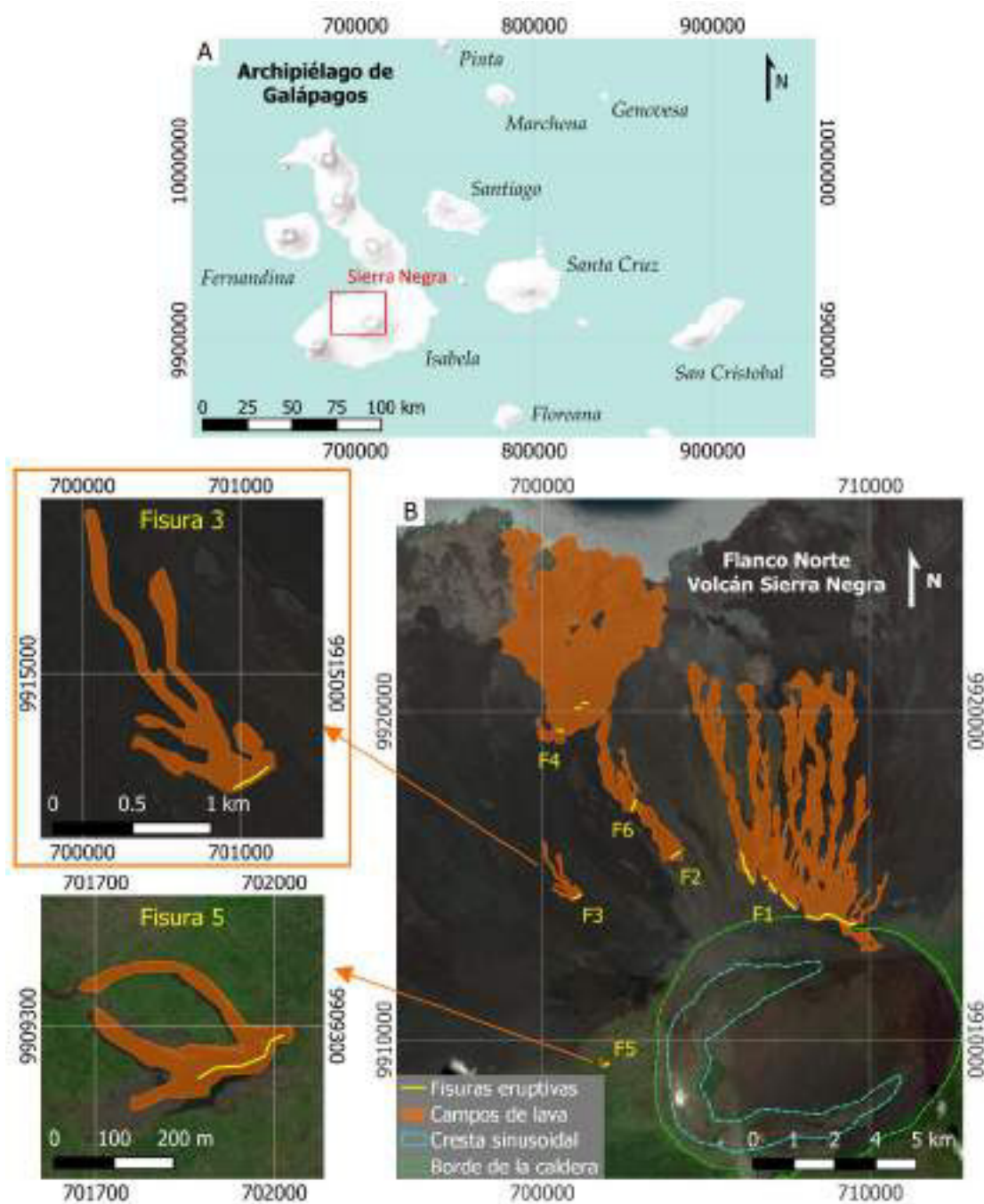


Fig. 1. A) Localización del flanco norte del volcán Sierra Negra en la Isla Isabela (recuadro rojo), Galápagos. B) Flanco norte del volcán Sierra Negra, a la izquierda se presenta un acercamiento al campo de lava de las fisuras 3 (zona de estudio, recuadro naranja) y 5. Los campos de lava fueron delimitados por Vasconez et al. (2018).

Estudios previos

Técnica de cartografía de flujos de lava con VANT. Favalli et al. (2018) utilizan un VANT y fotogrametría para generar un MDE de alta resolución espacial, y una ortofoto del campo de lava de enero-febrero de 1974 del Mt. Etna.

Cartografía a detalle. Varios estudios de cartografía se han llevado a cabo en las Islas Galápagos, uno de los primeros fue realizado por Reynolds et al. (1995) en el que se cartografió toda el área ocupada por el volcán Sierra Negra, de manera similar lo realizaron Rowland (1996); Geist et al. (1994) y Naumann et al. (2002) en el volcán La Cumbre, Alcedo y Cerro Azul respectivamente. De manera más detallada fueron cartografiados los campos de lava de las erupciones recientes de los volcanes Sierra Negra, La Cumbre, Cerro Azul y Wolf (Geist et al., 2008; Vasconez et al., 2018; Bernard et al., 2019; Galetto et al., 2020). Sin embargo, el presente trabajo es uno de los primeros en realizar cartografía de ultra alta resolución (<5cm/píxel) en el archipiélago (ej. Carr et al., 2021).

Medición de rasgos morfológicos y obtención de parámetros reológicos. La medición de rasgos morfológicos en flujos de lava es algo que se lleva haciendo desde hace mucho tiempo, por ejemplo, Lipman y Banks (1987) obtuvieron varios de estos datos de la erupción de marzo-abril de 1984 del volcán Mauna Loa en Hawái, la cual pudo ser observada *in situ* y donde los flujos de lava alcanzaron distancias de hasta 27 km. Trabajos posteriores (Guest et al., 1987; Pinkerton, 1987; Pinkerton y Wilson, 1994), relacionan parámetros reológicos como la tasa de efusión, viscosidad y límite elástico con rasgos morfológicos en volcanes basálticos, como el Monte Etna en Sicilia y Pu'u 'Ō'ō, Mauna Loa en Hawái. Chevrel et al. (2013) utilizan fórmulas empíricas en la zona volcánica oeste de Islandia, para relacionar los datos morfológicos con las características reológicas de los flujos de lava. En las islas Galápagos, Bernard et al. (2019) utilizó las mismas fórmulas para estimar los parámetros reológicos en la erupción de 2015 del volcán Wolf.

CAPITULO I

MARCO TEÓRICO

1.1. Contexto geodinámico

El origen del archipiélago de Galápagos es de carácter volcánico y se debe al ascenso de material caliente desde zonas muy profundas de la tierra, en una anomalía conocida como pluma mantélica, la cual está fijada en una posición determinada (punto caliente Galápagos) y refleja el movimiento de las placas sobre ella. De acuerdo con Duncan y Hargraves (1984) el inicio de la actividad del punto caliente se dio hace unos 75 – 100 Ma, a finales del cretácico.

De acuerdo con Lei et al. (2020) el origen del punto caliente Galápagos es el mismo para el de la Isla de Pascua (Fig. 1.1D) y pertenece a una ramificación hacia el este de la súper pluma del Pacífico; inicia con material ascendente desde la capa D'' (límite entre el manto inferior y el núcleo externo a ~2900 km de profundidad) hasta llegar a la base de la litosfera (zonas relativamente más frías, sólidas y densas). En esta zona el material se funde debido a la pérdida de presión y al aumento de temperatura del manto superior e inicia su camino hasta la superficie a través de fracturas o zonas de debilidad en la corteza (Fig. 1.1) (Wilson, 1963; Morgan, 1971; White et al., 1993; Villagómez et al., 2007).

Barckhausen et al. (2001) establecen que el punto caliente de Galápagos ocasionó la ruptura de la antigua placa Farallón por medio de una zona de fractura (ENE), dando origen a las placas Nazca y Cocos hace aproximadamente 22.7 Ma. Además, esta interacción con la dorsal Cocos-Nazca durante los últimos 20 Ma generó las cadenas montañosas submarinas Cocos y Carnegie, las cuales reflejan el movimiento de las placas Cocos y Nazca respectivamente (Holden y Dietz, 1972; Hey, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Pennington, 1981; Wilson y Hey, 1995; Geist, Bergantz, et al., 2014).

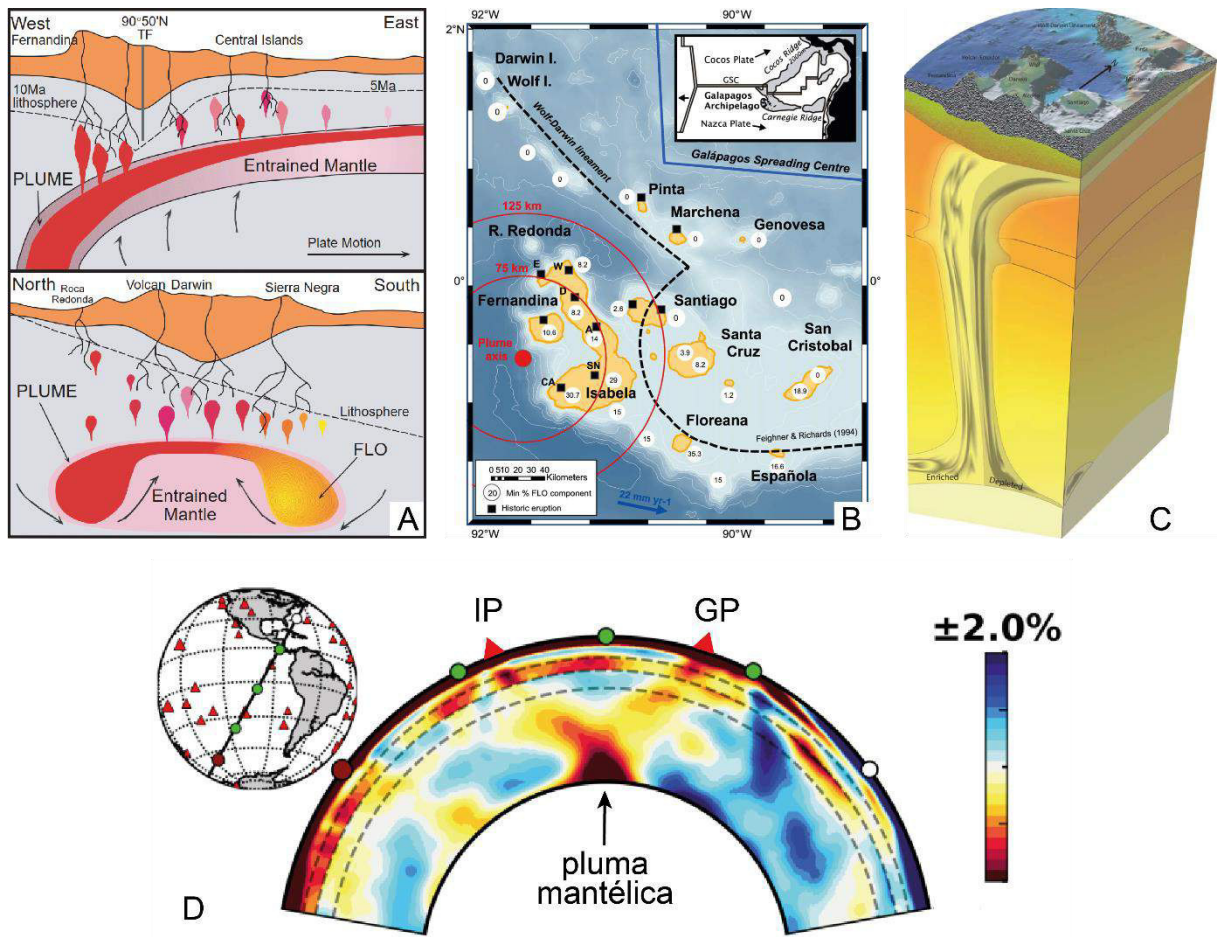


Fig. 1.1. A) Secciones E-O y N-S donde se observa la geometría de la pluma mantélica y como el material asciende a través de la litosfera por medio de facturas y zonas de debilidad. Tomado de (Harpp y White, 2001). B) Mapa de las islas Galápagos donde se muestra la ubicación del eje de la pluma mantélica y su aparente distribución. La línea punteada representa el lineamiento Wolf-Darwin (Feighner y Richards, 1994) el cual divide zonas de corteza oceánica con diferente espesor. Tomado de (Gibson y Geist, 2010). C) Modelo de la pluma mantélica ascendiendo desde la capa D''. Tomado de (Vidito et al., 2013). D) Corte vertical para un modelo de pluma mantélica a partir de velocidades de ondas S, IP: Isla de Pascua; GP: Galápagos. Tomado de (Lei et al., 2020).

La evolución tectónica de las Galápagos está relativamente bien estudiada utilizando datos batimétricos y magnéticos para reconstruir el movimiento de las placas (Hey, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Wilson y Hey, 1995; Meschede et al., 1998). Las mediciones recientes de GPS (Kellogg y Vega, 1995; Trenkamp et al., 2002) indican el movimiento actual de la placa Cocos a una velocidad aproximada de 86 km/Ma en una dirección N41°E. De manera similar la placa Nazca avanza a una velocidad aproximada de 58 km/Ma subduciéndose perpendicularmente bajo la placa sudamericana. La edad de la cordillera submarina Cocos justo en la fosa fue

calculada con datos radiométricos alrededor de los 14.5 Ma (Werner et al., 1999). De manera similar, la edad de Carnegie en la fosa fue calculada en unos 20 Ma por Hey (1977) mediante una reconstrucción de anomalías magnéticas (Fig. 1.2).

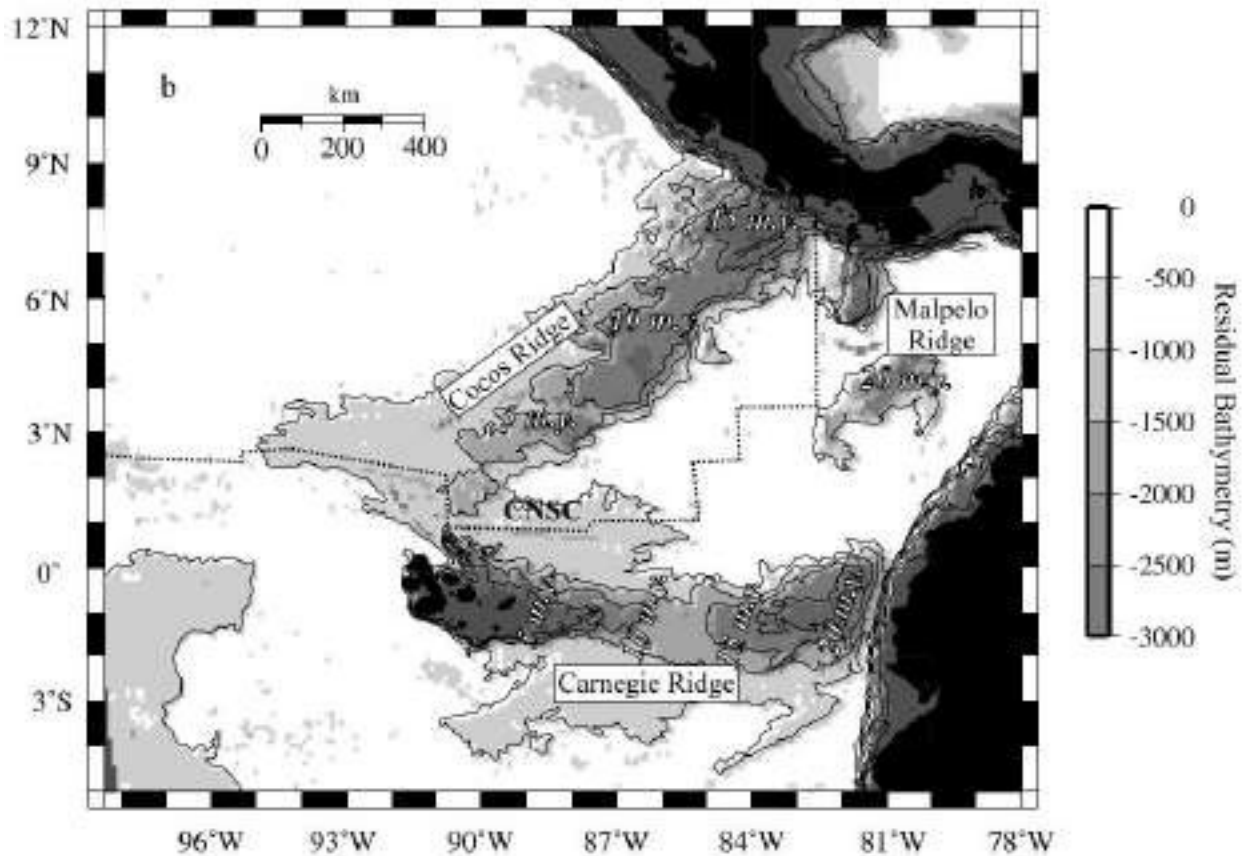


Fig. 1.2. Mapa de la Plataforma Galápagos. Donde se observa la batimetría, las dos cordilleras submarinas de Cocos y Carnegie y sus edades. La línea punteada representa el centro de expansión Cocos-Nazca (CNSC, por sus siglas en inglés). Tomado de (Sallarès y Charvis, 2003).

Sallarès y Charvis (2003) presentan la evolución de la provincia volcánica de Galápagos (PVG) reconstruyendo la posición relativa del punto caliente Galápagos y la dorsal Cocos-Nazca. En el trabajo antes mencionado se estableció que este proceso debió haber tomado alrededor de 20 Ma y lo dividieron en 5 etapas (Fig. 1.3).

Etapas I) Hace 20 Ma la dorsal Cocos-Nazca se encontraba sobre el punto caliente Galápagos donde cambió su geometría hacia una orientación N75° y disminuyó su velocidad de propagación. Esta interacción (punto caliente-dorsal) produjo una corteza engrosada centrada en la dorsal, lo que formó las cordilleras de Carnegie al sur y Malpelo al norte. El movimiento de las placas Cocos hacia el NE y Nazca hacia el E estaba controlado por la interacción entre el

punto caliente, la dorsal Cocos-Nazca y la dorsal del pacífico de la siguiente manera: El movimiento NE de Cocos resulta de la migración hacia el norte (producida por el punto caliente) de la dorsal Cocos-Nazca, la componente N de la expansión de esta y la componente E de la expansión de la dorsal del pacífico apoyada también por las fuerzas de la paleo subducción de Nazca, mientras que, el movimiento E de Nazca está influenciado en gran parte por la componente E de la dorsal del pacífico. El movimiento de la corteza hacia el norte fue compensado por una serie de grandes saltos hacia el sur a los 19.5 Ma y 14.5 Ma. Estos saltos pueden estar relacionados con una reorganización tectónica global y con la subducción a diferente velocidad de las placas Cocos y Nazca.

Etapas II) Hace 14.5 Ma se produce el último salto de dorsal, lo cual aparentemente genera la Zona de Fractura Inca (ZFI) y provoca la configuración actual de las cordilleras submarinas. Aproximadamente a los 12 Ma la ZFI migra en sentido E-O pasando por encima del punto caliente, este evento provocaría la separación de las cordilleras Cocos y Carnegie.

Etapas III) A los 10 Ma la subducción de un segmento en la parte oriental de la placa Cocos fue aparentemente bloqueada y sería la causante de la Zona de Fractura Panamá (ZFP), mientras que, el segmento occidental continuó subduciéndose de la mano con la expansión del fondo marino en la dorsal y la migración de esta hacia el norte. Debido a esto la dorsal en el segmento oriental de Cocos disminuyó su actividad hasta terminar siendo parte de la placa Nazca. Producto del movimiento dextral de la ZFP la cordillera Cocos se rompió y dio lugar a la migración de Malpelo hacia el sur, ocurriendo esto de manera muy lenta ya que la expansión del fondo marino hacia el sur fue compensada con la migración de la dorsal hacia el norte. En esta etapa la dorsal pasó sobre el punto caliente y continuó moviéndose hasta ubicarse en su posición actual.

Etapas IV) Hace unos 5 Ma, la ZFI había migrado hacia el este del punto caliente y la cordillera submarina Malpelo ya se separó totalmente de Cocos. Las principales estructuras con respecto al punto caliente se ubican de la siguiente manera: la cordillera Cocos hacia el NNE, Malpelo hacia el ENE, Carnegie hacia el E y la dorsal al N.

Etapas V) Esta representa la configuración actual de la PVG como producto de la interacción del punto caliente, la dorsal y las fuerzas tectónicas globales, lo que provocó la generación de las cordilleras submarinas y zonas de fractura. Probablemente la subducción de la placa Cocos bajo América Central es muy reciente, teniendo lugar aproximadamente hace 2 Ma. Si la dorsal se estuvo generando hacia 23 y 20 Ma sus fragmentos debieron haberse subducido bajo

Sudamérica entre 0° y 2° S, siendo probablemente la continuación de Carnegie y entre 2° y 4° N, como un bloque similar a Malpelo.

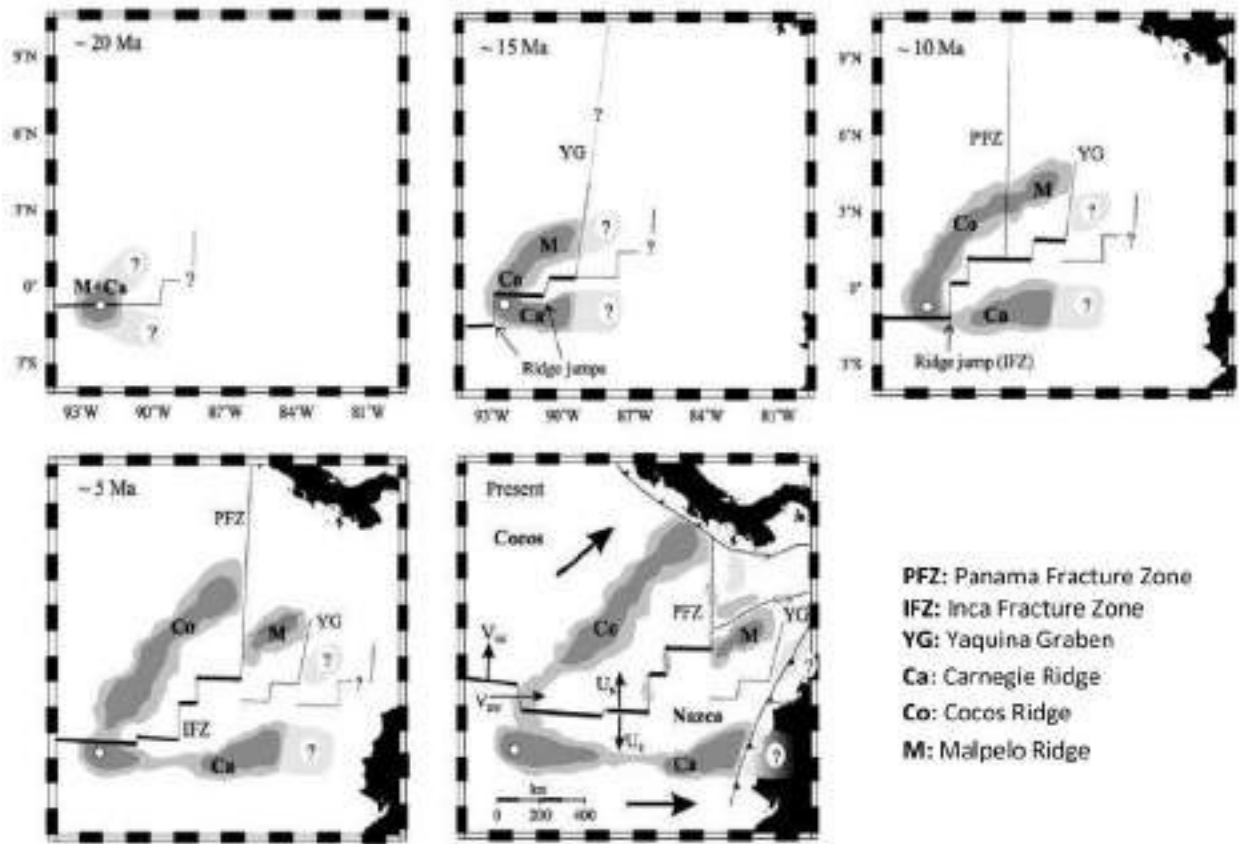


Fig. 1.3. Mapa de la Plataforma Galápagos. Donde se observa la batimetría, las dos cordilleras submarinas de Cocos y Carnegie y sus edades. Tomado de (Sallarès y Charvis, 2003).

1.2. Volcanismo en Galápagos

La PVG está formada por varias cordilleras submarinas y edificios volcánicos expuestos en superficie, siendo estos el resultado de la actividad del punto caliente Galápagos y su interacción con la dorsal o centro de expansión Cocos-Nazca.

Según Sallarès y Charvis (2003) hace 20 Ma, el centro de expansión Cocos-Nazca se encontraba sobre el punto caliente, donde ocurrió una excesiva producción de corteza y se estimó un flujo de material fundido de $9.4 \pm 5.1 \text{ m}^3/\text{s}$, lo cual formó la corteza engrosada sobre la cual se establece la PVG. El conocer este máximo potencial de generación de corteza del punto caliente permitió concluir que es similar al de su par en Islandia y dos veces menor al de Hawái.

Varios autores concuerdan en que la ubicación actual del punto caliente debe estar bajo Fernandina e Isabela, islas que presentan la actividad volcánica reciente más activa. (Kurz y Geist, 1999; Harpp y White, 2001; Gibson y Geist, 2010; Vidito et al., 2013). De acuerdo con el movimiento de las placas Cocos y Nazca sobre el punto caliente, las islas más alejadas de este deben ser las más antiguas, siendo así, Fernandina la más joven con ~32000 años y San Cristóbal la más antigua con ~4 Ma (White et al., 1993; Geist, 1996; Vidito et al., 2013; Kurz et al., 2014).

De acuerdo con datos geoquímicos (elementos mayores, trazas e isótopos) se conoce que las lavas de Galápagos muestran una combinación geoquímica de diversas fuentes las cuales se encuentran interactuando con diferente intensidad dependiendo su ubicación (White et al., 1993; Geist et al., 1998; Kurz y Geist, 1999; Harpp y White, 2001).

De acuerdo con Harpp y White (2001) existen al menos 4 fuentes geoquímicas importantes. La Fig. 1.4 ilustra las firmas isotópicas de estas fuentes en muestras de roca analizadas para todo el archipiélago, donde se puede observar que las rocas de Isabela presentan principalmente aporte de la pluma debido a su ubicación sobre ella. La distribución espacial de los aportes de las diferentes fuentes concuerda con el geodinámica de la zona, es decir, la posición en el tiempo de las distintas estructuras debido al movimiento de las placas Cocos y Nazca (Geist et al., 1998). La contribución de la pluma mantélica es mayor hacia el oeste, norte y sur. La contribución del manto superior es mayor en la parte central y hacia el este del archipiélago. Por otro lado la composición química de las lavas en la dorsal se encuentra fuertemente afectada por su proximidad con el punto caliente (Verma et al., 1983; White et al., 1993; Harpp, 1995; Geist et al., 1998).

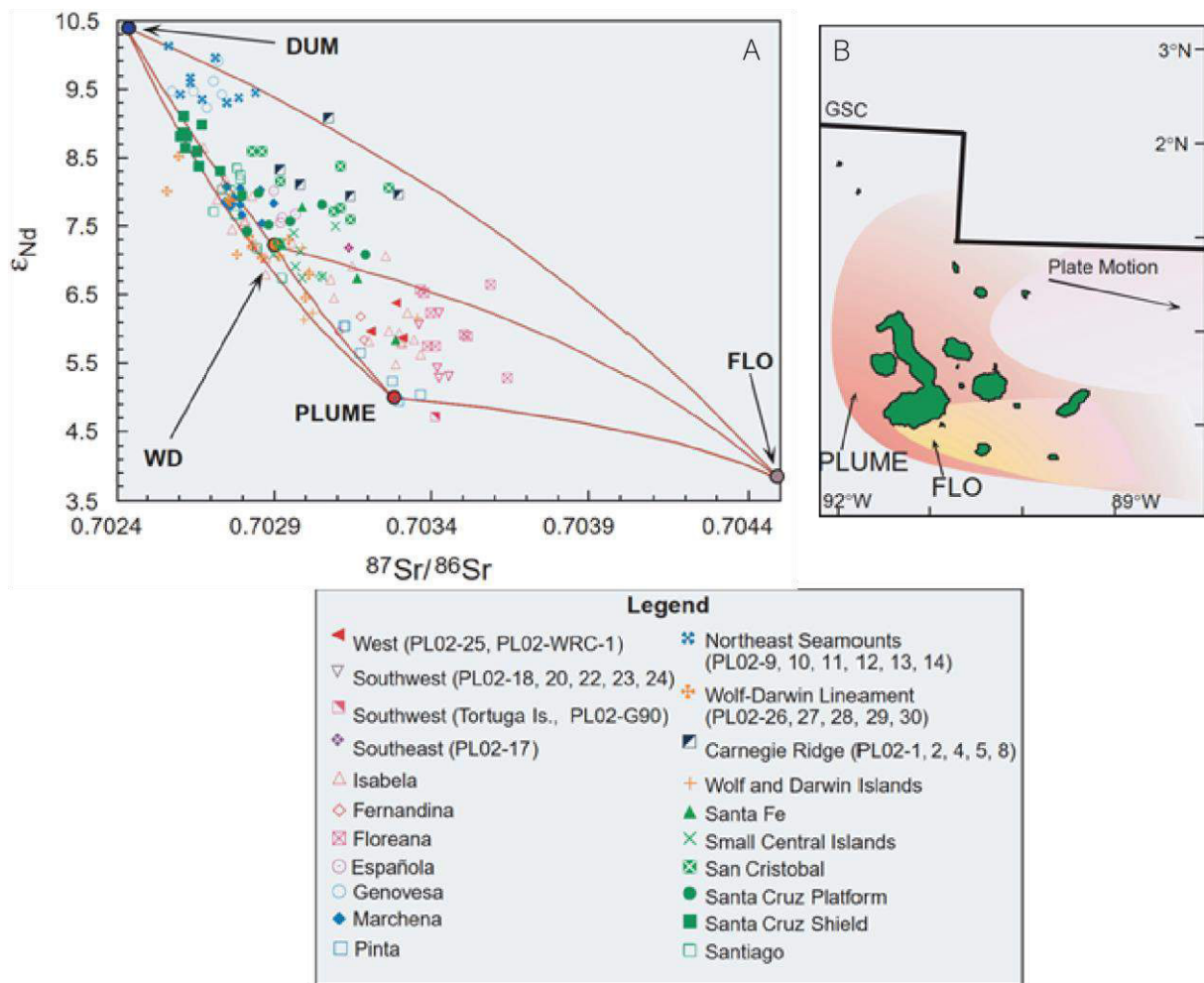


Fig. 1.4. A) Líneas de mezcla obtenidas utilizando la composición isotópica de los reservorios, DUM representa una fuente empobrecida del manto superior; WD es producto a una heterogeneidad del manto de larga duración; FLO representa el metasomatismo del manto en la región de Floreana y PLUME representa la contribución de la pluma mantélica. B) Ilustración que muestra la interacción geoquímica de la pluma mantélica (no a escala). La colores de los símbolos de la figura A están de acuerdo a los de B. Tomado de: Harpp y White (2001).

Según Harpp y Geist (2018) existen diferencias en cuanto a la edad, aporte de magma, morfología y composición entre los volcanes orientales y occidentales del archipiélago.

Los volcanes de la parte occidental presentan morfologías con grandes calderas directamente relacionadas con extensos y someros reservorios magmáticos de larga duración; identificados con estudios sísmicos, de deformación y gravimétricos (Case et al., 1973; Amelung et al., 2000; Geist et al., 2006; Vigouroux et al., 2008; Tepp et al., 2014). La existencia de calderas también está relacionada con fuertes aportes de magma. Además, estos volcanes se caracterizan por

tener grandes aportes de magma y una falta de fuertes esfuerzos desviatorios, a más de ser relativamente jóvenes.

Los volcanes de la parte oriental de las islas no tendrían ni debieron tener reservorios magmáticos someros por lo cual no pudieron generar calderas (Cleary et al., 2020). Las observaciones sugieren que los volcanes de la parte oriental fueron alimentados por aportes de magma pequeños y son elongados ya que se encuentran en un ambiente tectónico relativamente fuerte, con estructuras en la dirección E-O, además de ser los más antiguos del archipiélago (Fig. 1.5) (Harpp y Geist, 2002; Harpp et al., 2003).

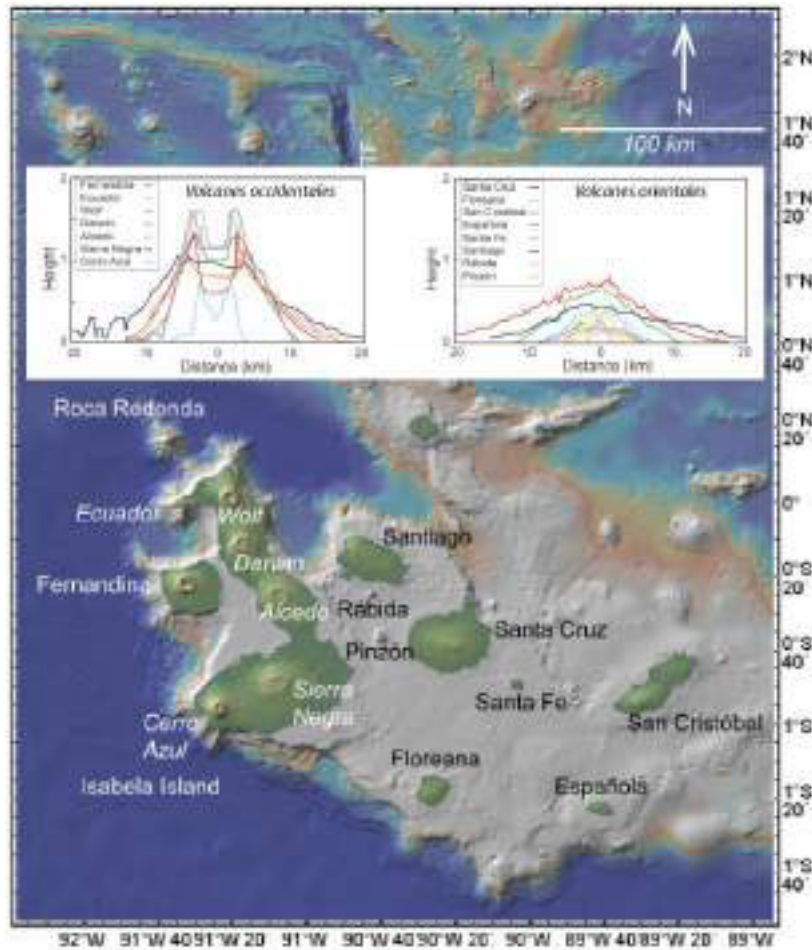


Fig. 1.5. Mapa de la Plataforma Galápagos. En letras blancas se encuentran los nombres de los volcanes occidentales y en letras negras los nombres de los volcanes orientales. En la parte superior se observa la morfología de los volcanes de la parte occidental y oriental respectivamente. Tomado y modificado de Harpp y Geist (2018).

Un modelo de formación para los volcanes de Galápagos fue propuesto en el trabajo de Geist, (1996) en el que se estimó el tiempo de formación de cada isla desde su origen; obteniendo así una aproximación a la edad de formación de las islas y la dinámica de su volcanismo, estos tiempos, así como el modelo fueron afinados recientemente por el mismo autor junto con otros colaboradores (Geist et al., 2014) donde para calcular la edad mínima de formación de cada isla se las dividió en dos grupos; para las más jóvenes <0.8 Ma se midió la tasa de crecimiento actual y se la extrapoló en el tiempo para el volumen total de la isla, es decir, incluyendo la parte sumergida. Para las que tienen edades >0.8 Ma se tomó en cuenta la edad más antigua y confiable de las lavas subáereas de la isla; por otro lado, para la estimación de la edad máxima de formación se tomó en cuenta el principio de que cada isla debió haberse formado en los bordes del punto caliente, es decir, alrededor de la ubicación actual de Fernandina (Fig. 1.1B). Con lo antes mencionado se toma en cuenta la velocidad de movimiento de las placas y las tasas de subsidencia/crecimiento (Tabla 1.1), de esta manera se puede decir que las islas que actualmente conforman el archipiélago de Galápagos se están formando desde hace unos 4 Ma.

Tabla 1.

Estimación de las edades de formación de las islas actuales del archipiélago de Galápagos. Realizada con la información de (Geist et al., 2014).

Isla	Edad mínima de formación (Ma)	Edad máxima de formación (Ma)
Fernandina	0.03	0.1
Isabela	0.5	0.8
Santiago	0.8	1.4
Pinzón	1.3	1.7
Rabida	1.3	1.6
Santa Cruz	1.1	2.3
Floreana	1.5	2.3
Santa Fe	2.9	2.9
San Cristóbal	2.4	4.0
Española	3.0	3.5
Pinta	0.7	0.8
Marchena	0.6	0.8
Genovesa	0.3	0.8
Wolf	1.6	1.7
Darwin	0.4	0.8

1.3. Conceptos generales

1.3.1. Volcanes tipo escudo

Se caracterizan por ser muy extensos, con pendientes suaves y poca altura, estas características se deben al tipo de lavas que los forman; están constituidos por una superposición de flujos de lava de baja viscosidad y productos piroclásticos en menor proporción. La baja viscosidad de las lavas se debe a que estas son principalmente de composición basáltica ya que estos volcanes se encuentran en lugares donde se extruye magma con esta composición. Sin embargo, en algunos volcanes del archipiélago existe evidencia de erupciones con magma más diferenciado como en el caso de las riolitas de Alcedo y las traquitas silíceas de Rábida (McBirney y Williams, 1969; Swanson et al., 1974; Geist et al., 1995; Harpp et al., 2014). De acuerdo con un estudio reciente realizado en los volcanes Wolf y Fernandina (Stock et al., 2020) existen sistemas sub volcánicos extremadamente heterogéneos con magmas de composición incluso riolítica. La morfología de los volcanes de Galápagos es distinta en los edificios occidentales y orientales (ver sección 1.2, Fig. 1.5). Mouginiis-Mark et al. (1996) dividen a los volcanes occidentales en dos tipos; tipo 1: presentan pendientes suaves ($<5^\circ$) desde el pie hasta la caldera poco profunda del volcán (Alcedo, Darwin y Sierra Negra), tipo 2: presentan un cambio de pendiente en la parte intermedia, a la base son suaves y en la parte superior son más fuertes ($>17^\circ$), además sus calderas son profundas (Cerro Azul, Wolf y Fernandina).

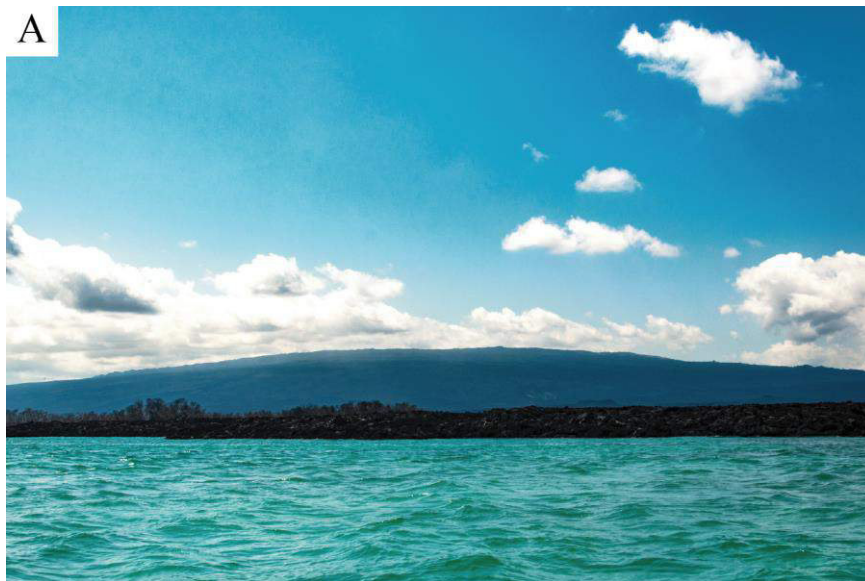


Fig. 1.6. A) Flanco noroccidental del volcán Sierra Negra (Tipo 1). B) Flanco este del volcán Cerro Azul (Tipo 2).



Continuación de la Fig. 1.6.

1.3.2. Conos de salpicadura y escoria

Son formaciones volcánicas que se generan en sitios de extrusión de magma. Cuando la lava es lanzada al aire esta puede caer en la superficie aún como fundido y de esta manera se aglutina formando un cono de salpicadura o “*spatter cone*”, por otro lado, si la lava sufre un enfriamiento más fuerte mientras viaja en el aire esta llegará a la superficie en estado sólido formando así un cono de escoria (Fig. 1.7A, B respectivamente). Por lo general, la formación del tipo de conos está controlada por la temperatura del ambiente, pero también por la tasa de efusión del magma, por lo tanto, en un mismo lugar se puede tener ambas estructuras. Bajas tasas de efusión favorecen la creación de conos, mientras que, las tasas de efusión altas pueden generar el colapso de las paredes del cono para empezar a alimentar un flujo de lava, Fig. 1.7C (Head y Wilson, 1989; Valentine et al., 2005). Los conos suelen ser las primeras estructuras que se forman en una erupción, ya que al inicio del evento el ambiente aún es frío y esto puede favorecer la formación de una primera acumulación de salpicaduras o escoria y en el caso de producirse en una fisura estos estarán alineados. Los cambios en la ubicación del centro de emisión o actividad simultánea en centros de emisión cercanos pueden generar conos sobrepuestos o anidados (Fig. 1.7D). Es común que los conos ocurran en grupos incluso centenares de ellos en un solo campo de lava (Wolff y Sumner, 2000).

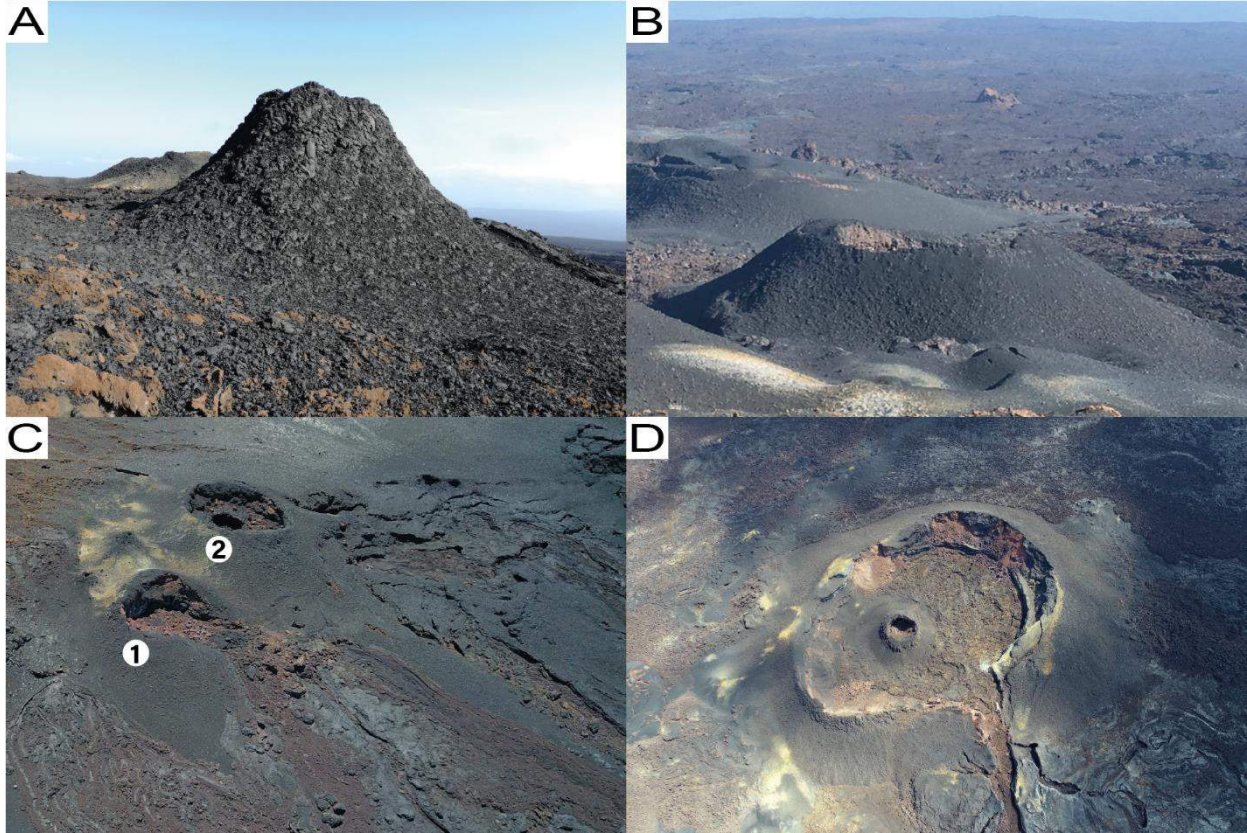


Fig. 1.7. Fotografías de estructura cónicas de la erupción de 2018 del volcán Sierra Negra. A) Cono de salpicadura en la fisura 1. B) Cono de escoria en la fisura 1 (crédito: Oryaelle Chevrel). C) 1: Cono de salpicadura con su flanco colapsado; 2: Cono de salpicadura sin colapso, fisura 4. D) Conos sobrepuestos o anidados, cono de salpicadura dentro de un cono de escoria en la fisura 4 (crédito: Benjamin Bernard).

1.3.3. Fisuras eruptivas

Fisuras radiales

Las fisuras radiales son estructuras más o menos lineales que se forman generalmente en los flancos del volcán, bajo la zona de ruptura de la pendiente y cerca de la costa. Se generan cuando la superficie se rompe debido a intrusiones (diques) que brotan desde la cámara magmática de manera radial (perpendicular a las paredes de la caldera). Mediante las fisuras se extruye magma a la superficie alimentando campos de lava. Durante su actividad estas fisuras pueden generar grandes cortinas de lava (Fig. 1.8) (Chadwick y Howard, 1991; Vasconez et al., 2018). Se piensa que la distribución de las fisuras radiales en los volcanes de Galápagos es el resultado de una

combinación de esfuerzos desde una cámara magmática poco profunda, la carga en superficie, las pendientes pronunciadas y las paredes de la caldera (Chadwick y Dieterich, 1995; Reynolds et al., 1995; Chadwick et al., 2011). De acuerdo con Chadwick y Howard (1991) la presencia de calderas sugiere la existencia de una cámara magmática somera, lo que alimentaría diques también someros y radiales que favorecen la formación de fisuras radiales. Otra alternativa para la formación de fisuras radiales es la ocurrencia de edificios volcánicos adyacentes, según Fiske y Jackson (1972) cuando dos volcanes se encuentran juntos se forma una cresta topográfica natural que los une donde la tensión gravitacional tiende a concentrar diques a lo largo de esta o paralelos a ella. Además, modelos numéricos muestran que la interacción mecánica entre dos reservorios magmáticos presurizados y adyacentes puede favorecer la concentración de diques en el área entre ellos (Chadwick y Howard, 1991). Ejemplos de fisuras radiales pueden observarse en la erupción de Wolf en 1982 (Bernard et al., 2019); Cerro Azul en 2008 (Galletto et al., 2020) y La Cumbre en 2018 (Vasconez et al., 2018).

Fisuras circunferenciales

Son estructuras que tienen formas concéntricas paralelas al borde de la caldera y, por lo general, tienden a formarse en las partes más cercanas a la cumbre del volcán. Su formación también estaría asociada a la ocurrencia de diques que fluyen a través de fracturas o fallas preexistentes que se generan durante la formación de la caldera (colapso). Estas también generan grandes cortinas de lava que alimentan campos de lava hacia los flancos o dentro de la caldera; como en las erupciones de Sierra Negra 2005 y 2018 en Geist et al. (2008); Vasconez et al. (2018) respectivamente y Wolf 2015 en Bernard et al. (2019).

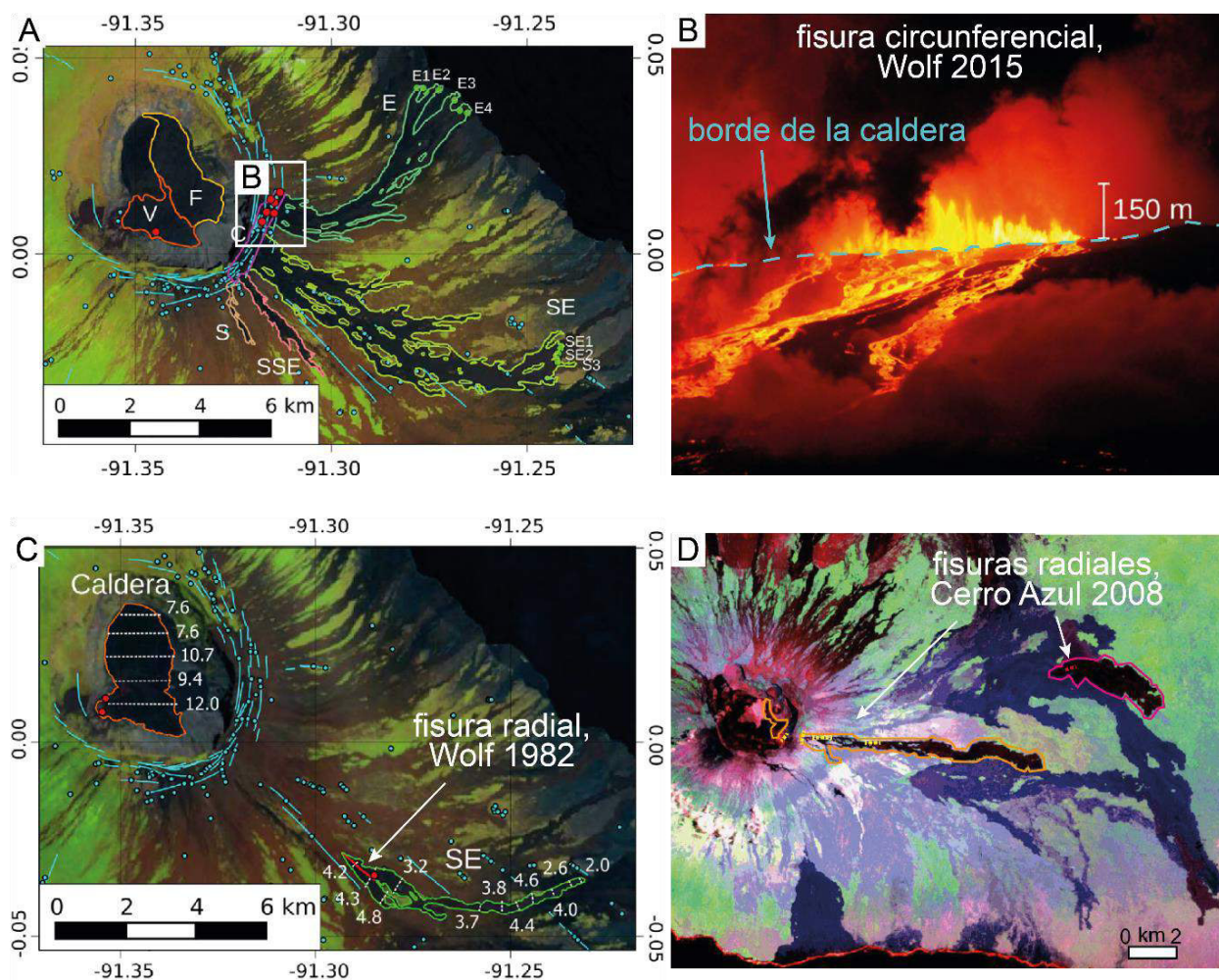


Fig. 1.8. A) Distribución de campos de lava y ventos de la erupción de 2015 en volcán Wolf. B) Cortina de lava en una fisura circular, erupción de 2015 volcán Wolf (cortesía de la tripulación de La Pinta. C) Distribución del campo de lava y ventos de la erupción de 1982 en volcán Wolf, los valores en blanco corresponden al espesor promedio (metros) en cada perfil topográfico. A, B y C tomadas de Bernard et al. (2019). D) Imagen en falso color mostrando la cartografía de los campos de lava de la erupción de 2008 en Cerro Azul, tomado de Galetto et al. (2020).

1.3.4. Flujos de lava

Flujo de tipo 'A'ā

Los flujos de lava 'A'ā se caracterizan por tener una superficie autobrechada, una costra a la base y un núcleo coherente, el cuál es fluido y deformable mientras el flujo está activo; generalmente tienen espesores de entre 0.5 y 20 m, aunque en ocasiones suelen ser más potentes (Harris y Rowland, 2015). En afloramiento se puede apreciar el núcleo coherente entre dos capas de autobrechadas (Fig. 1.9B y C).

Los flujos 'A'ā brechados se caracterizan por presentar en superficie "*clinkers*" (Fig. 1.9D y E) que son clastos irregulares con superficies ásperas, espinosas y dentadas con tendencia vesicular, por lo que se dice que son "escoriáceos". Sin embargo, su diferencia con la escoria es que los "*clinkers*" suelen ser densos en su interior ya que derivan de la parte más externa del núcleo del flujo (Fig. 1.9A) y tienen un diámetro en el orden de varios centímetros. Ocasionalmente en la superficie de los flujos 'A'ā brechados se puede observar bloques de lava sólida del núcleo ('A'ā "*Flow core*") con sus caras estriadas que emergen debido a altos grados de cizallamiento y fuertes gradientes de velocidad dentro del flujo durante su actividad, Fig. 1.9F y G. (Harris y Rowland, 2015).

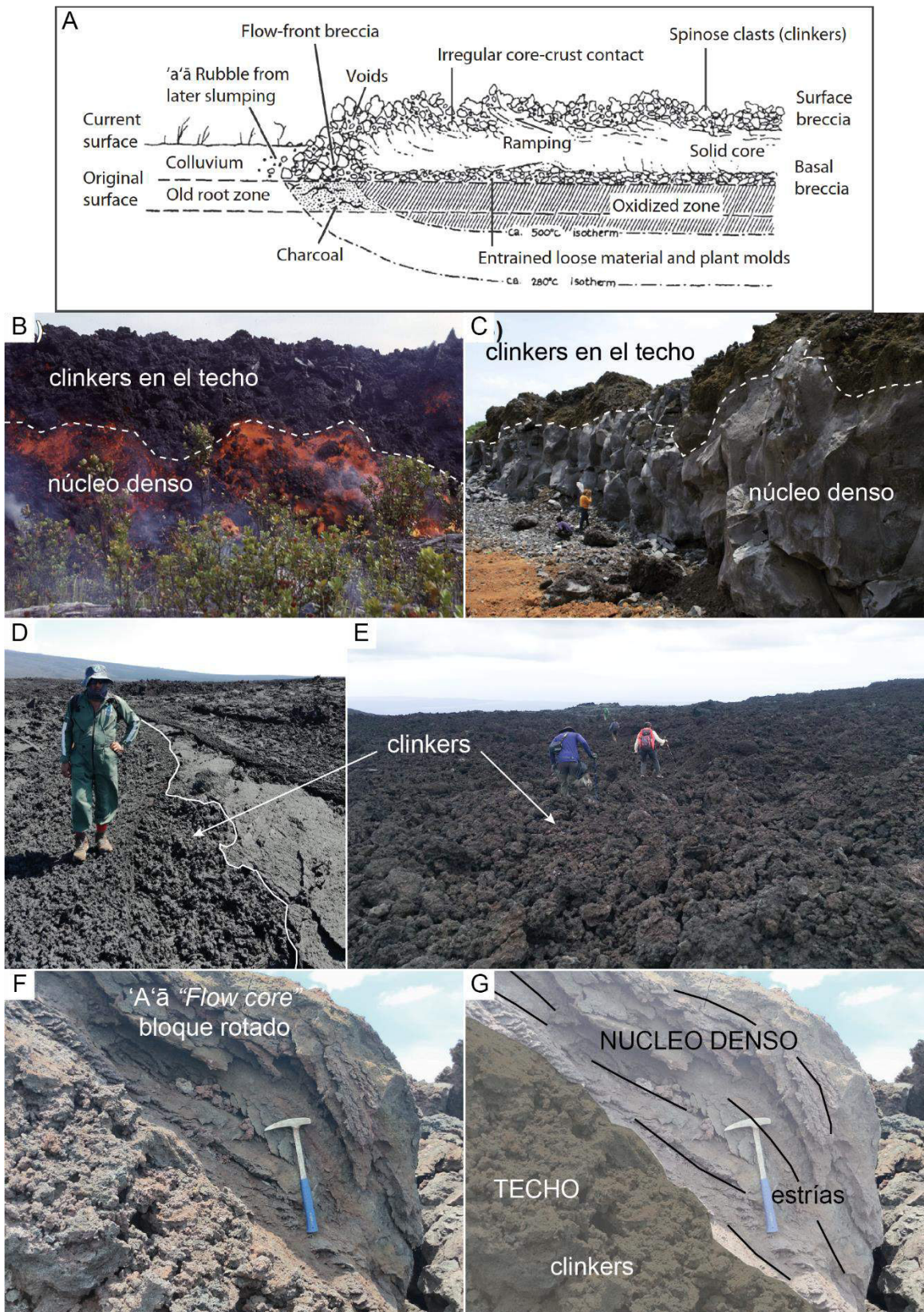


Fig. 1.9. A) Sección esquematizada de un flujo de lava 'A'ā. B) Frente de un flujo de lava 'A'ā activo, donde se observa el núcleo fluido, deformable y la superficie autobrechada. C)

Afloramiento de un flujo de lava ‘A‘ā después de su periodo de actividad. A, B y C tomadas y modificadas de Harris y Rowland (2015) D y E) Flujo de lava ‘A‘ā brechado mostrando *clinkers* de diferentes tamaños en superficie, Sierra Negra 2018-1979. F y G) Bloque ‘A‘ā “*Flow core*” rotado debido a los altos grados de cizallamiento.

Flujo de tipo Pāhoehoe

Los flujos de lava pāhoehoe se caracterizan por tener una superficie lisa, vítrea y coherente, a veces con pliegues superficiales denominados “*ropes*” o cuerdas por su traducción al español (Fig. 1.10A). Normalmente una unidad de pāhoehoe individual tiene una forma lobulada mientras que un campo de flujos pāhoehoe está formado por cientos, miles e incluso decenas de miles de lóbulos individuales; la topografía ondulada de estos flujos es conocida como “*hummocky*” o “*billowy*” (Fig. 1.10C). Están asociados a tasas de efusión y avance muy bajas. Un lóbulo de pāhoehoe activo consiste en un núcleo líquido con una corteza exterior que se engrosa con el tiempo, esta corteza suele fracturarse y de estas fracturas emergen nuevos flujos (Harris y Rowland, 2015). Los lóbulos durante su emplazamiento suelen tener un espesor de <0.5 m; Rowland y Walker (1987) midieron los espesores de 3000 unidades de flujos pāhoehoe en Hawái obteniendo un mínimo de 3 cm y una mediana de 40 cm, sin embargo, algunos pueden llegar a ser muy anchos (215 m) como el emitido por el centro de emisión Pu‘u ‘O‘ō en 1997, Hawaii (Harris y Rowland, 2015).

De acuerdo con Harris y Rowland, (2015) las lavas pāhoehoe se dividen en dos tipos en corte (P y S). Las lavas tipo S “*spongy*” se caracterizan por tener vesículas abundantes, pequeñas y esféricas, lo cual le da un aspecto esponjoso y refleja una pobre desgasificación. Las lavas tipo P “*pipe vesicle-bearing*” se caracterizan por ser menos vesiculares que las tipo S pero en contraste sus vesículas son más grandes y tubulares, lo cual refleja una desgasificación prolongada. Además, existen varios subtipos de lavas pāhoehoe diferenciándose cada uno por su textura particular en superficie, Fig. 1.10 (“*sheet flows*”, “*shelly*”, “*slabby, rough o rubbly*”, “*finger y entrail*”, “*toothpaste lava*” y “*Transitional*”).

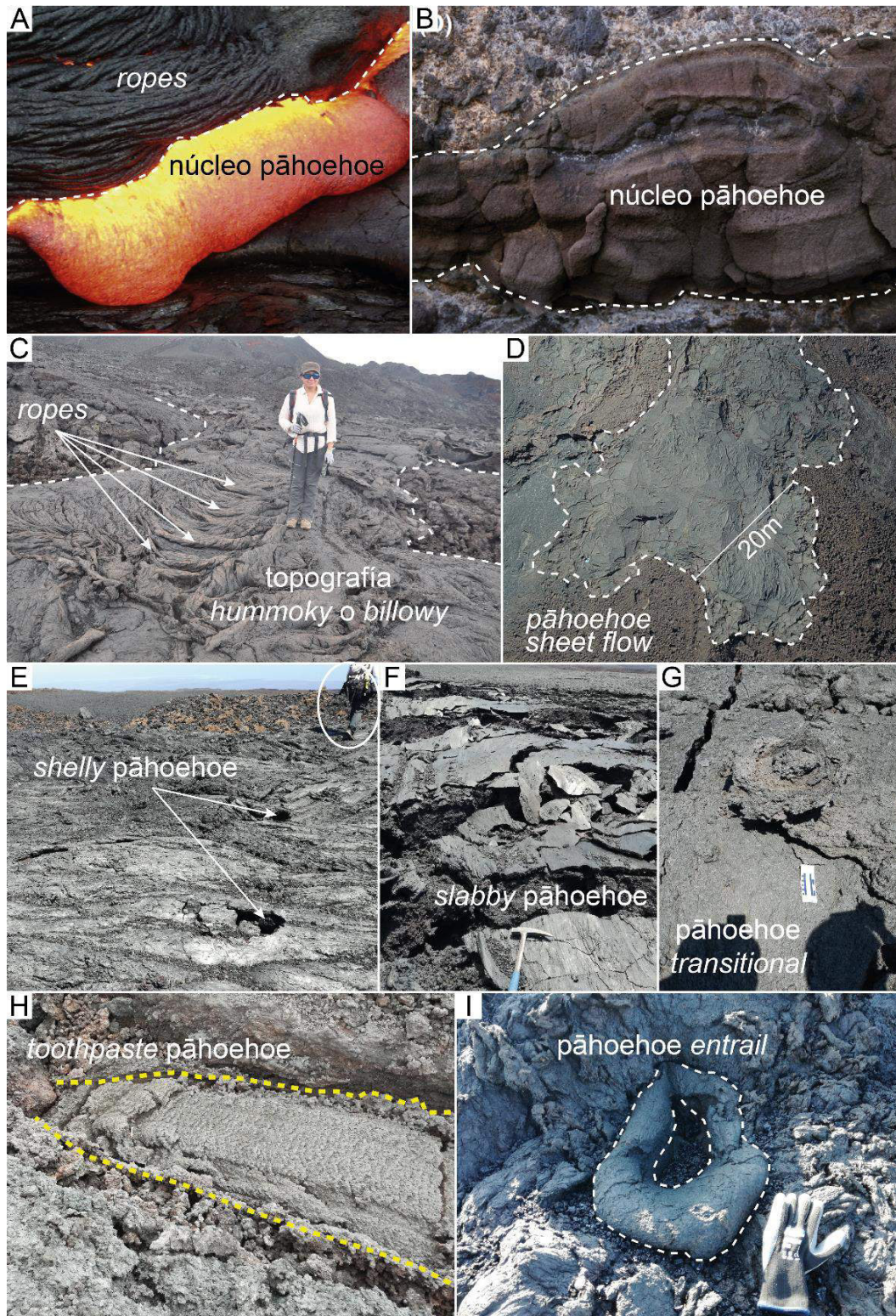


Fig. 1.10. A) Lóbulo activo de lava pāhoehoe, se observa las cuerdas “ropes” en su superficie. B) Afloramiento de lava pāhoehoe donde se observa el núcleo de la misma y tiene un alto de 40 cm. A y B tomadas de Harris y Rowland (2015). C) Flujo de lava pāhoehoe, mostrando su textura. D) Pāhoehoe Sheet Flow. E) Shelly pāhoehoe. F) Slabby pāhoehoe. G) Pāhoehoe transitional.

H) *Toothpaste* pāhoehoe. I) Pāhoehoe *entail*. C, D, E, F, G, H, I pertenecen a los depósitos del volcán Sierra Negra, 2018.

1.3.5. Kipukas

Una kipuka es un área de tierra rodeada por uno o más flujos de lava más jóvenes, se forman cuando la lava fluye a ambos lados de una colina, cresta o cono de salpicadura/escoria más antiguo a medida que esta avanza pendiente abajo (Fig. 1.11). A menudo las kipukas parecen islas dentro de una mar de flujos de lava y suelen estar cubiertas de vegetación. Kipuka es una palabra hawaiana relacionada con la vulcanología que significa variación o cambio de forma (Pukui, 1983).



Fig. 1.11. Kipuka en el flanco norte del volcán Sierra Negra.

1.3.6. Levees

De acuerdo con Harris y Rowland (2015) los *levees* son estructuras estacionarias que se forman en los bordes de los canales de lava, suelen formarse al inicio de la vida de un flujo de lava y normalmente se extienden casi toda la longitud de este. En un estudio realizado en *Mount Etna*, Sicilia, Sparks et al. (1976) clasificaron a los *levees* en cuatro tipos (Fig. 1.12):

Levees iniciales (Initial levees)

Formados por lava estacionaria a cada lado y justo detrás de un frente de flujo que avanza

Levees de escombros (Rubble levees)

Son una forma de *levee* inicial que comprende la brecha del frente de flujo que ha sido empujada por la corriente que avanza.

Levees de sobre flujo (*Overflow levees*)

Están formados por lava que sobre fluye el canal de lava y deposita material sobre los *levees* anteriores, la repetición de sobre flujo y drenado del canal puede construir *levees* sobresalientes y con un canal en forma triangular.

Levees de acreción (*Accretionary levees*)

Se forman durante el paso de flujos de lava que no alcanzan las partes más altas de los *levees* anteriores. El nuevo material se acrecienta en las paredes de los *levees* anteriores haciendo crecer a estos hacia el centro del canal.

Posteriormente, en un estudio realizado en la erupción de 1984 de Mauna Loa Lipman y Banks (1987) añadieron un nuevo tipo de *levees* a la clasificación:

Levees de deformación (*Deformation levees*)

Se producen como resultado de la presión lateral ejercida por la lava que fluye por el canal de lava. Esta presión puede empujar a los *levees* estacionarios, pero aun plásticos hacia arriba en crestas paralelas a la dirección de avance del flujo de lava.

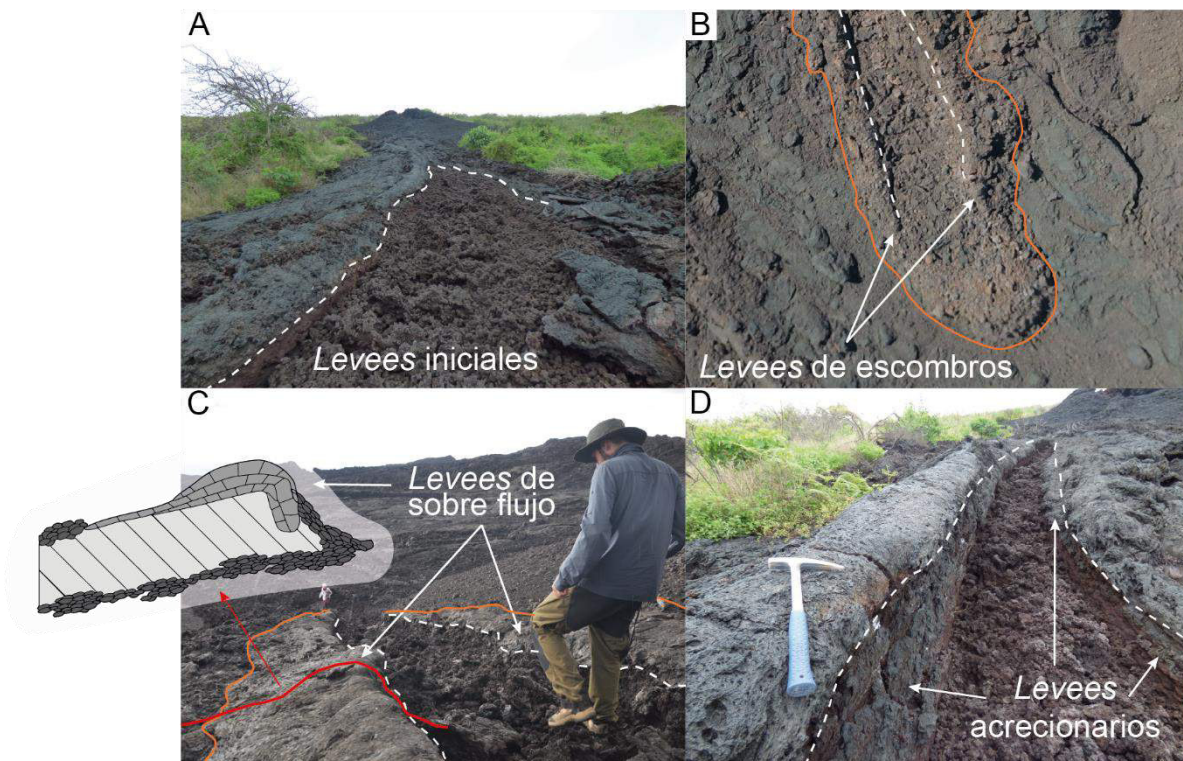


Fig. 1.12. Distintos tipos de levees de acuerdo con la clasificación de Sparks et al. (1976), observado en los depósitos de Sierra Negra, 2018. A) Levees iniciales. B) Levees de escombros. C) Levees de sobre flujo, modelo tomado de Lipman y Banks (1987). D) Levees acrecionarios. A y D cortesía de Oryaelle Chevrel.

1.4. Volcán Sierra Negra

El Sierra Negra (lat. 0.83°S, long. 91.17°W, 1124 msnm) es un volcán tipo escudo que se encuentra en el archipiélago de Galápagos (Fig. 1A y 1.6A) a unos 1150 km al oeste del Ecuador continental. Forma parte de la Isla Isabela junto con otros volcanes del mismo tipo como: Cerro Azul, Alcedo, Darwin, Wolf y Ecuador. Hacia el sur este, a los pies del Sierra Negra se encuentra la ciudad turística de Puerto Villamil.

De acuerdo con Geist (1996) y Reynolds et al. (1995) el Sierra Negra emergió del mar hace aproximadamente 700 mil años con una tasa de crecimiento (cantidad de magma expulsado) de $1.2E+7 \text{ m}^3/\text{año}$. Cerca del 90% de las rocas que cubren la superficie de Sierra Negra son relativamente jóvenes ya que tienen edades que van desde los 4500 años (Reynolds y Geist, 1995) hasta las más recientes que se formaron en la erupción de junio de 2018, Fig. 1.13 (Vasconez et al., 2018).

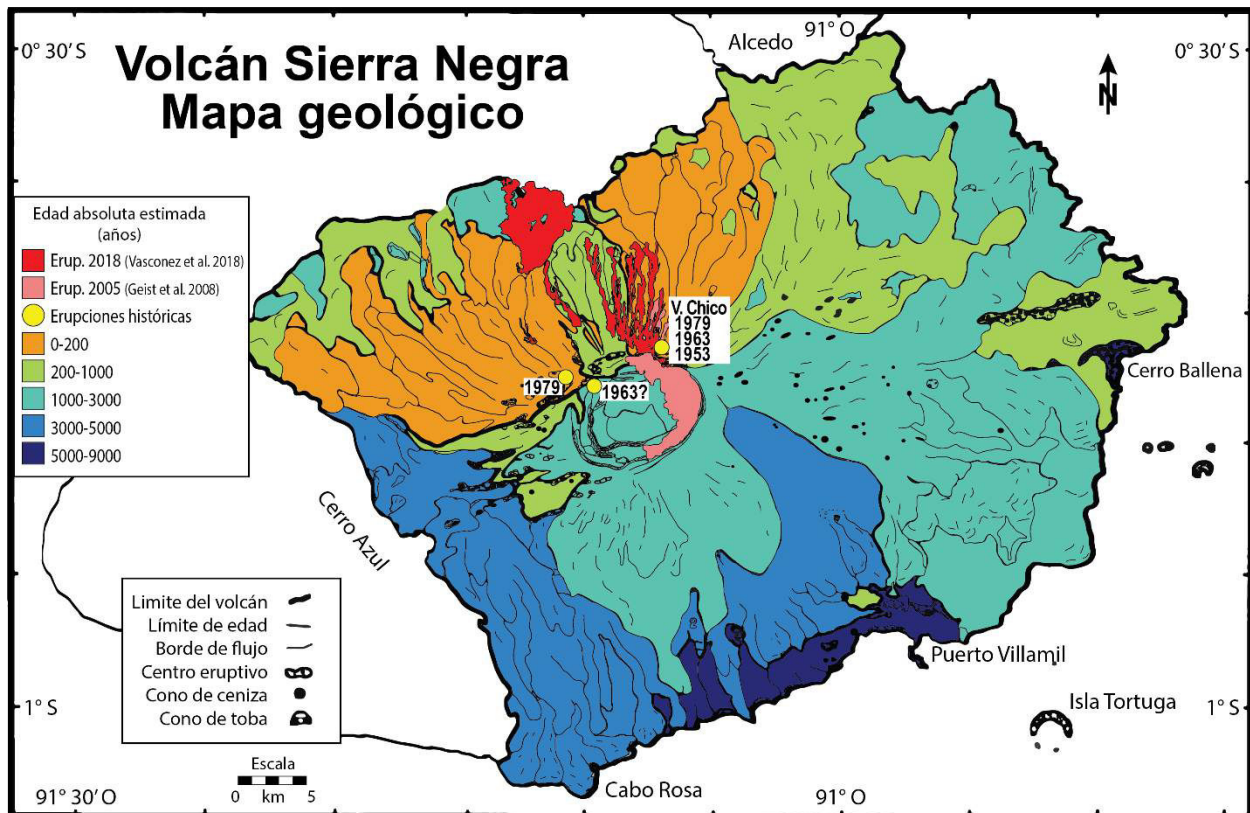


Fig. 1.13. Mapa geológico del volcán Sierra Negra. Modificado de Reynolds y Geist (1995). Incluye los límites de Geist et al. (2008 y Vasconez et al. (2018) para las erupciones de 2005 y 2018 respectivamente. Las ubicaciones de las erupciones históricas fueron tomadas del Global Volcanism Program (2013).

1.4.1. Morfología y estructuras

El Sierra Negra tiene una forma elíptica de aproximadamente 60 x 40 km y está alargado en la dirección OSO-ENE. Otra característica que es típica en los volcanes tipo escudo son sus suaves pendientes: en sus partes bajas $<5^\circ$ y en sus flancos más altos estas llegan a ser $>10^\circ$, clasificado como un volcán tipo 1 de acuerdo con Mouginiis-Mark et al. (1996). Su caldera tiene dimensiones de 9.3 x 7.4 km la cual replica la dirección de alargamiento del volcán (Munro y Rowland, 1996; Bernard, 2017); rodeando el borde oeste de esta gran depresión se encuentra una cresta sinusoidal en forma de "C" con ~100 m de altura, la cual alberga un campo fumarólico activo conocido como Minas de Azufre, un sitio muy visitado por los turistas (Reynolds et al., 1995). En los volcanes como Sierra Negra es común tener erupciones por medio de fisuras circunferenciales y radiales con pequeños conos de salpicadura o escoria (Bernard, 2017).

1.4.2. Actividad histórica y reciente

Sierra Negra ha experimentado 13 erupciones históricas (Global Volcanism Program, 2013), siendo las más recientes las de 2005 y 2018; siete de ellas han tenido observaciones directas que confirman su pertenencia a este volcán. La actividad volcánica en Sierra Negra es típicamente hawaiana, es decir, emisiones de flujos de lava basálticos de baja viscosidad (alta movilidad) lo cual les permite formar grandes campos de lava 'A'ā y pāhoehoe.

Durante las erupciones en Sierra Negra se puede observar la apertura de fisuras de manera explosiva con columnas de gas y ceniza de hasta más de 10 km sobre el volcán (e.j. 1979 y 2005), la formación de cortinas de lava con alturas de más de 100 m, alimentando flujos de lava y formando distintas estructuras como conos de salpicadura o escoria, túneles de lava, etc. Los eventos ocurridos en el volcán antes de la Segunda Guerra Mundial fueron monitorizados exclusivamente desde localidades remotas o por barcos que pasaban. Sin embargo, se pudo determinar que el intervalo más corto entre eventos fue de 4 años y el más largo de 37 años, con erupciones que tuvieron duraciones mínimas de 1 solo día y tan largas como 4 meses (Geist et al., 2008; Bernard, 2017; Vasconez et al., 2018).

Tabla 2.

Registro de actividad histórica confirmada del volcán Sierra Negra. Tomado de Global Volcanism Program (2013).

Inicio de la erupción	Fin de la erupción	VEI	Evidencia	Área activa
2018 Jun 26	2018 Ago 23	2	Observaciones históricas y evidencia instrumental	Cráter en la cumbre y flanco NNO
2005 Oct 22	2005 Oct 30	3	Observaciones históricas	Borde norte de la caldera
1979 Nov 13	1980 Ene 14 (en o después)	3	Observaciones históricas	Flancos NO y NE superiores (Volcán Chico)
1963 Abr 13	1963 May 16 ± 15 días	2	Observaciones históricas	Volcán Chico y borde NO de la caldera
1957 Jul 2 ± 182 días	Desconocido		Desconocido	Volcán desconocido: Isla Isabela
1954 Nov 9	Desconocido	2	Desconocido	Volcán desconocido: originalmente Alcedo
1953 Ago 27	1954 Ene 16 ± 15 días	3	Observaciones históricas	Volcán Chico y borde NO de la caldera
1948 Ago	1949 Feb (?)	2	Observaciones históricas	
1911 Dic 31 ± 365 días	Desconocido		Observaciones históricas	
1860	Desconocido	2	Desconocido	Volcán desconocido: Isla Isabela
1844	Desconocido	0	Desconocido	Volcán desconocido: Isla Isabela
1817	Desconocido		Desconocido	Volcán desconocido: Isla Isabela
1813 Jul 13	Desconocido	2	Desconocido	Volcán desconocido: extremo sur de la isla Isabela
1350 ± 500 años	Desconocido	0	Exposición en superficie	
1060 ± 500 años	Desconocido	0	Exposición en superficie	
0370 ± 1100 años	Desconocido	0	Exposición en superficie	
1250 ADC ± 100 años	Desconocido	0	Radiocarbono (sin corregir)	Flanco SE
8250 ADC ± 1600 años	Desconocido	0	Exposición en superficie	

Según Bell et al. (2021), después de la erupción de 2005 el levantamiento del piso de la caldera inició inmediatamente y alcanzó >6.5 m en el centro de la caldera. En los informes especiales emitidos por el IG-EPN sobre el volcán Sierra Negra se describe un incremento de la actividad sísmica desde octubre de 2017 con eventos localizados bajo la caldera y en las proximidades del volcán (IG-EPN, 2017-2018); estos eventos llegaron a ser sentidos y reportados por la población de Puerto Villamil. Como resultado de evaluación de los peligros asociados a una posible erupción del Sierra Negra se emitió el Informe Especial N°2 (IG-EPN, 2018), donde el IG-EPN describe el estado de agitación interna del volcán y los posibles escenarios eruptivos. Gracias a esto por primera vez desde el inicio de la vigilancia instrumental en las islas se pudo dar varios avisos a las autoridades y la población antes de la erupción que finalmente ocurrió el 26 de junio de 2018 y fue evidenciada en el resto de parámetros de vigilancia como gases y anomalías termales (Fig. 1.14) (IG-EPN, 2018). Esta erupción tuvo lugar en el flanco norte y nor occidental (lugar donde se han concentrado la mayor parte de erupciones históricas del volcán) y ocurrió a través de 6 fisuras eruptivas de las cuales 5 de ellas estuvieron activas por menos de 24 horas (Fig. 1B), mientras que, la fisura 4 tuvo actividad durante 58 días. Los flujos de lava llegaron al mar el 6 de julio, incrementando la superficie del territorio ecuatoriano en 1.5 km^2 en el sector de Bahía Elizabeth (Vásconez et al., 2018). Los resultados preliminares muestran que el material expulsado por Sierra Negra en 2018 cubrió un área de $\sim 30.6 \text{ km}^2$ que es el equivalente a la superficie que ocupa la ciudad de Cuenca (IG-EPN, 2018).

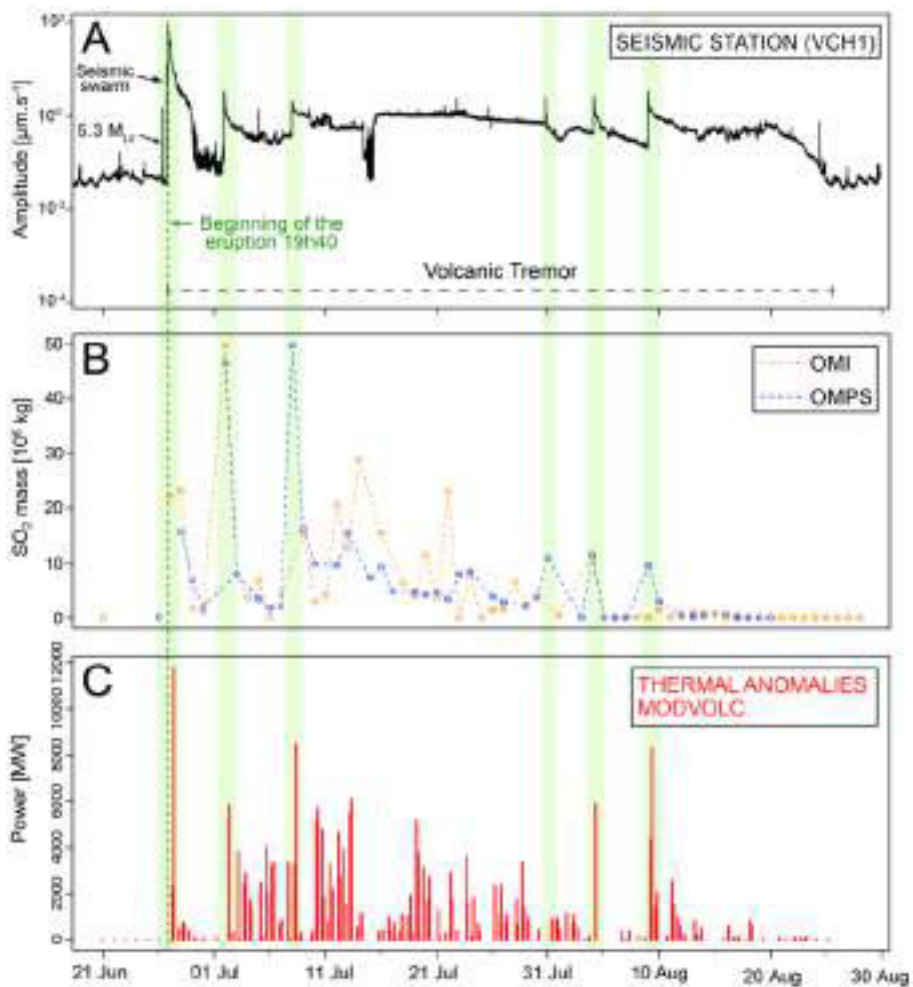


Fig. 1.14. Gráfico multiparamétrico de la vigilancia del volcán Sierra Negra desde el 21 de junio hasta el 30 de agosto de 2018. Las líneas punteadas verdes marcan el inicio de la erupción y las barras verdes los pulsos eruptivos principales. Tomado de Vasconez et al. (2018).

CAPITULO II

METODOLOGÍA

El primer paso para realizarse dentro de la metodología de este trabajo fue la recopilación y análisis bibliográfico. Gracias a lo cual se contó con publicaciones científicas, tesis de grado, libros, mapas, fotos y demás material bibliográfico relacionado con el tema y la zona de estudio. Además, gracias a la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA, por sus siglas en inglés) se obtuvo un MDE con una resolución de 30 metros por píxel.

2.1. Misión de campo

Se realizó una misión de campo en marzo de 2020 en la parte norte, nor occidental y occidental del volcán Sierra Negra. Ésta tuvo una duración de 16 días donde se trabajó en todos los campos de lava generados en la erupción de 2018. Se establecieron 2 sitios de acampada desde los cuales se accedió a las fisuras eruptivas de acuerdo con el itinerario ilustrado en la Fig. 2.1. En la fisura 3, objetivo principal de este manuscrito, se trabajó durante 1 día. El recuadro rojo marca la zona de estudio de este trabajo.

Durante la misión se tomaron 48 muestras de roca; 45 de la erupción de 2018 en todos los campos de lava y 3 de 1979. En la zona de estudio de la fisura 3 se tomaron un total de 9 muestras de roca; 1 de escoria en las cercanías de la fisura eruptiva y 8 de lavas a lo largo de todo el campo de lava (Fig. 3.26). De las muestras antes mencionadas una es un duplicado (dos muestras del mismo sitio), la cual será utilizada para verificar la precisión de los resultados. Con el VANT DJI Mavic Pro se realizaron 6 planes de vuelo y se obtuvieron 978 imágenes aéreas, cartografiando así, todo el campo de lava de la fisura 3, además, se realizaron varias observaciones y descripciones en distintos puntos del campo.

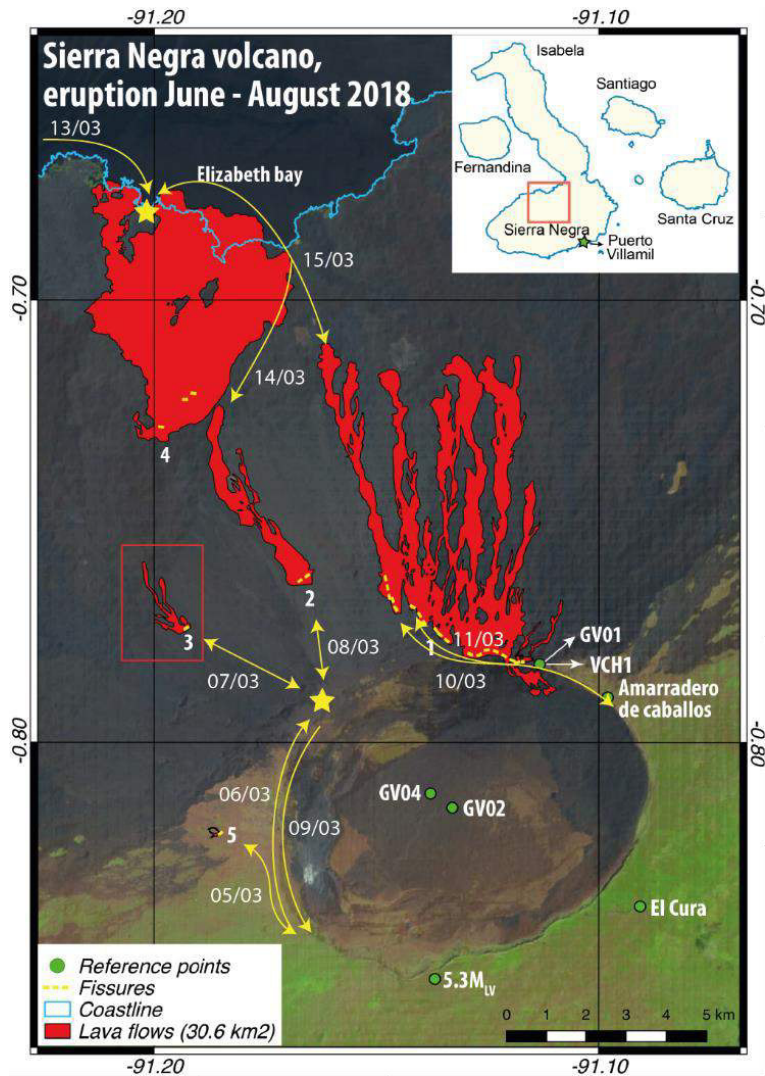


Fig. 2.1. Mapa de distribución de los flujos de lava de la erupción de 2018 del volcán Sierra Negra (modificado de Vasconez et al. (2018)). El recuadro rojo presenta la zona de estudio de este trabajo. Las estrellas amarillas indican los sitios de campamento. Las flechas amarillas muestran el camino recorrido y la fecha de visita a los distintos sitios.

2.2. Cartografía de alta resolución

2.2.1. Obtención y procesamiento de imágenes

Para obtener la cartografía de alta resolución se utilizaron 978 imágenes obtenidas con un VANT siguiendo la metodología presentada por Favalli et al. (2018). Debido a las dimensiones del depósito (1.7 km²) se modificó la altura de vuelo de 70 m a 120 m (altura máxima definida por la Dirección de Aviación Civil) con esto se consiguió una resolución de entre 3.4 y 4.2 cm/píxel, la cual es similar a la obtenida en el estudio antes mencionado.

Para optimizar el área cartografiada y el tiempo de trabajo en campo, los planes de vuelo fueron preparados con anterioridad utilizando los límites obtenidos por Vasconez et al. (2018), el MDE de la JAXA y el programa de cartografía *Drone Harmony*, el cual permite realizar planes de vuelo con seguimiento de la topografía, manteniendo así, la resolución de las imágenes durante todo el proyecto. Para lograr cubrir el área total del campo de lava de la fisura eruptiva 3 del volcán Sierra Negra-2018 se realizaron 6 planes de vuelo.

A continuación, se explicará e ilustrará (Fig. 2.2) como generar un plan de vuelo con seguimiento de la topografía utilizando el programa antes mencionado: primero se importan los límites de los campos de lava en formato .kml, pasos 1, 2 y 3 en la Fig. 2.2. Después se importa y carga el modelo digital de elevación (MDE), pasos 4, 5, 6, 7, 8, 9 y 10 en la Fig. 2.2., en este caso se utilizó el modelo publicado por la JAXA, mismo que, fue recortado de acuerdo con el área de estudio. Posteriormente se delimita el área que se desea cartografiar utilizando la herramienta “*create polygon*”, pasos 11 y 12 en la Fig. 2.2., en este caso se trató de que cada plan de vuelo cubra alrededor de 0.5 km² ya que experiencias pasadas han demostrado que la autonomía de vuelo de la aeronave alcanza para proyectos de estas dimensiones. A continuación, se genera el plan de vuelo con seguimiento de topografía utilizando la herramienta “*terrain map*”, pasos 13, 14 y 15 en la Fig. 2.2., y finalmente se establecen los parámetros del vuelo como, por ejemplo: altura, velocidad, traslape de las fotografías, etc., pasos 16 y 17 en la Fig. 2.2.

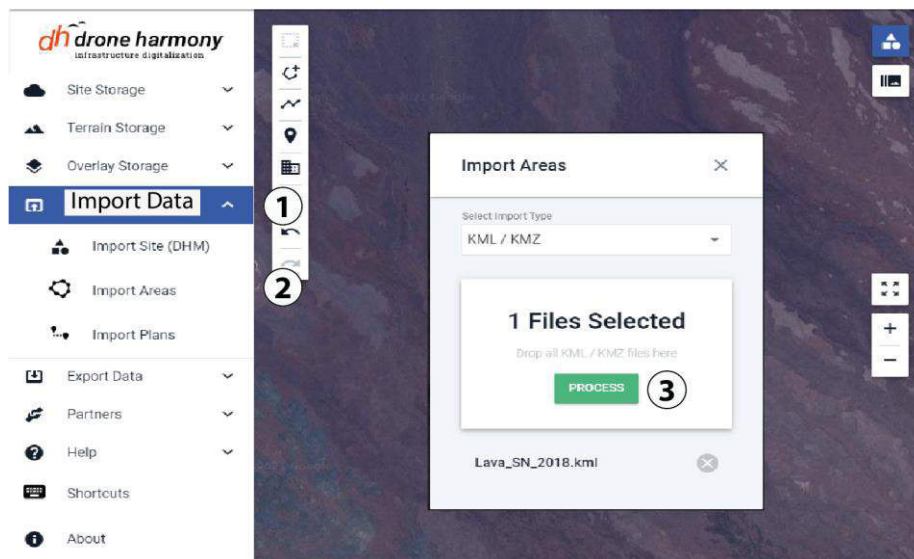
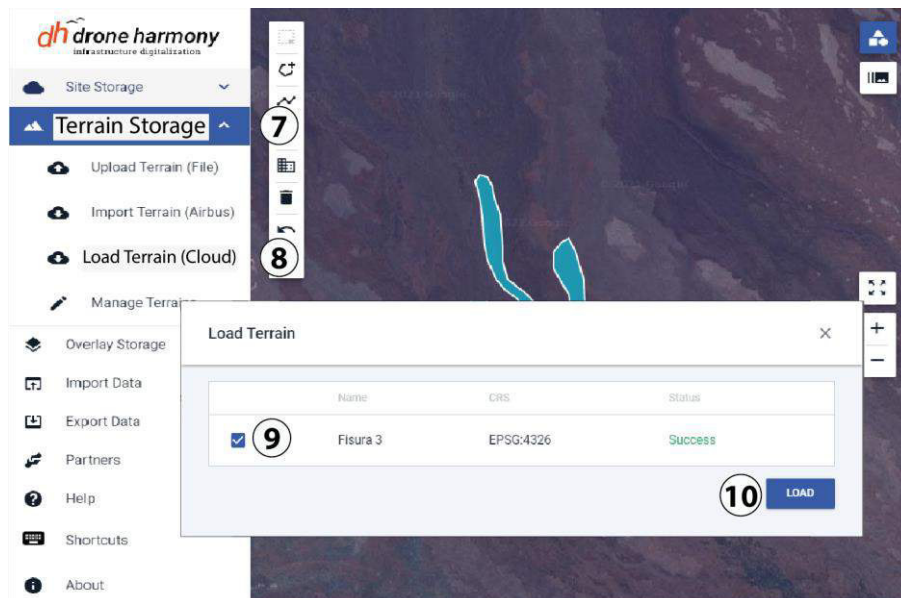
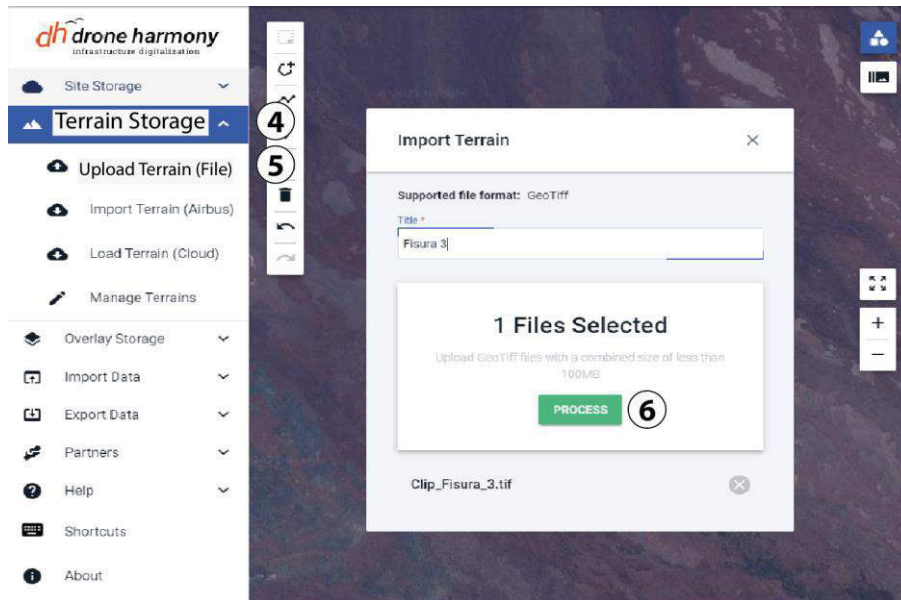
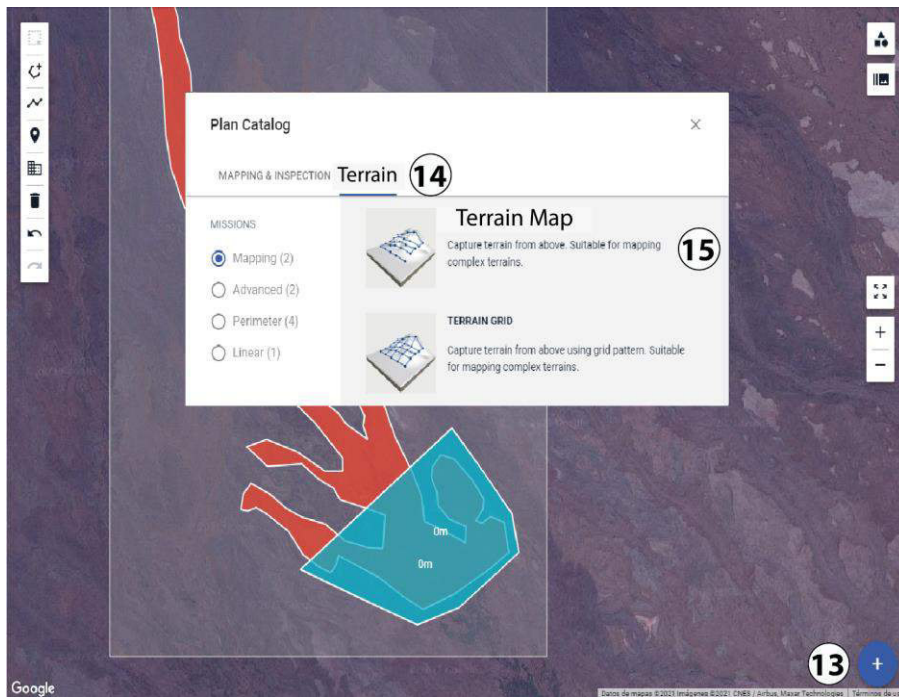
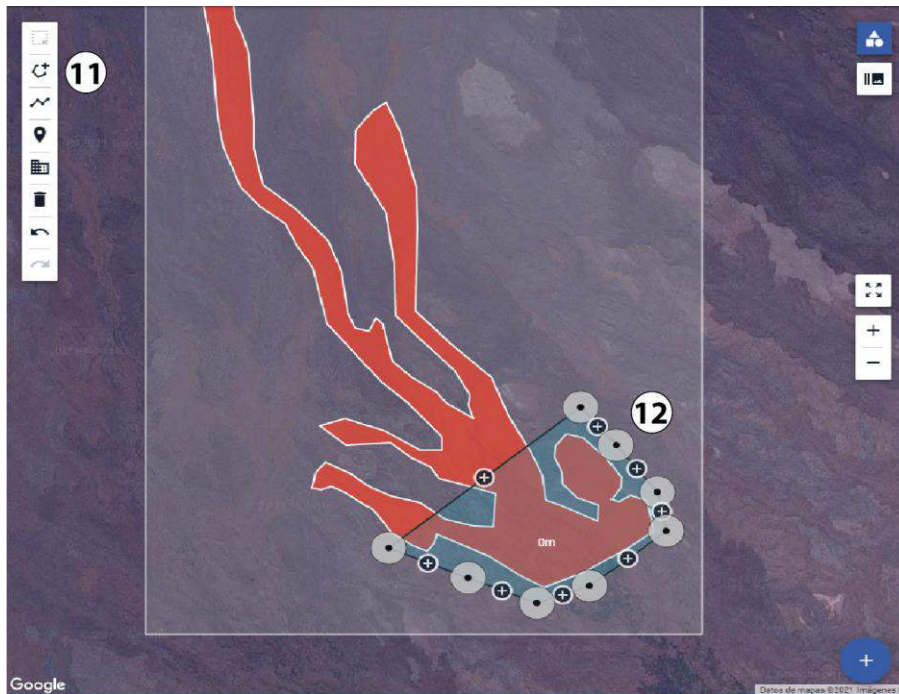


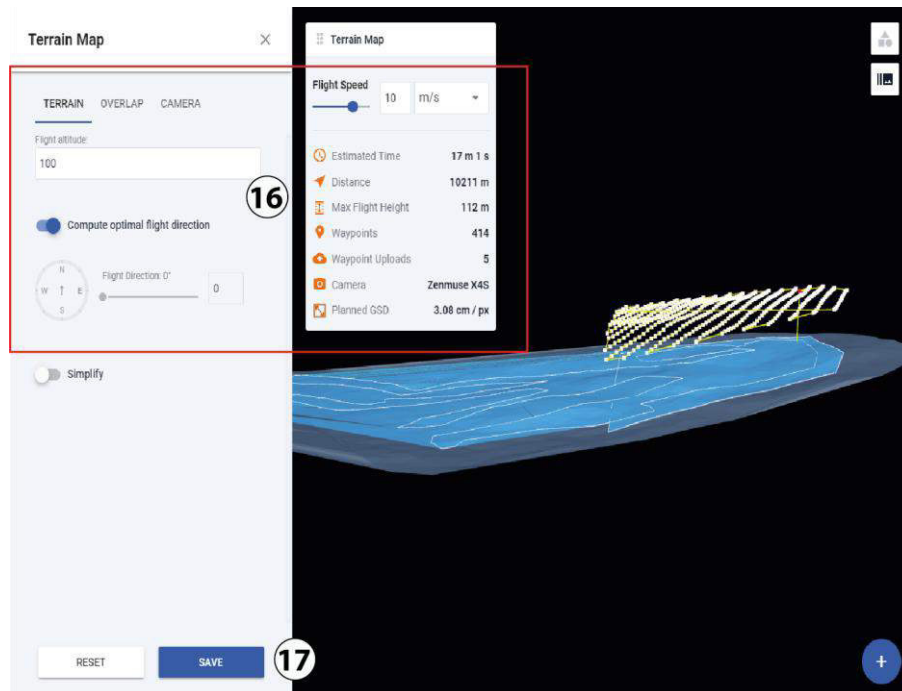
Fig. 2.2. Pasos a seguir para la generación de un plan de vuelo con seguimiento de topografía utilizando el programa *Drone Harmony*. Ejemplo en la fisura 3, volcán Sierra Negra-2018.



Continuación Fig. 2.2.



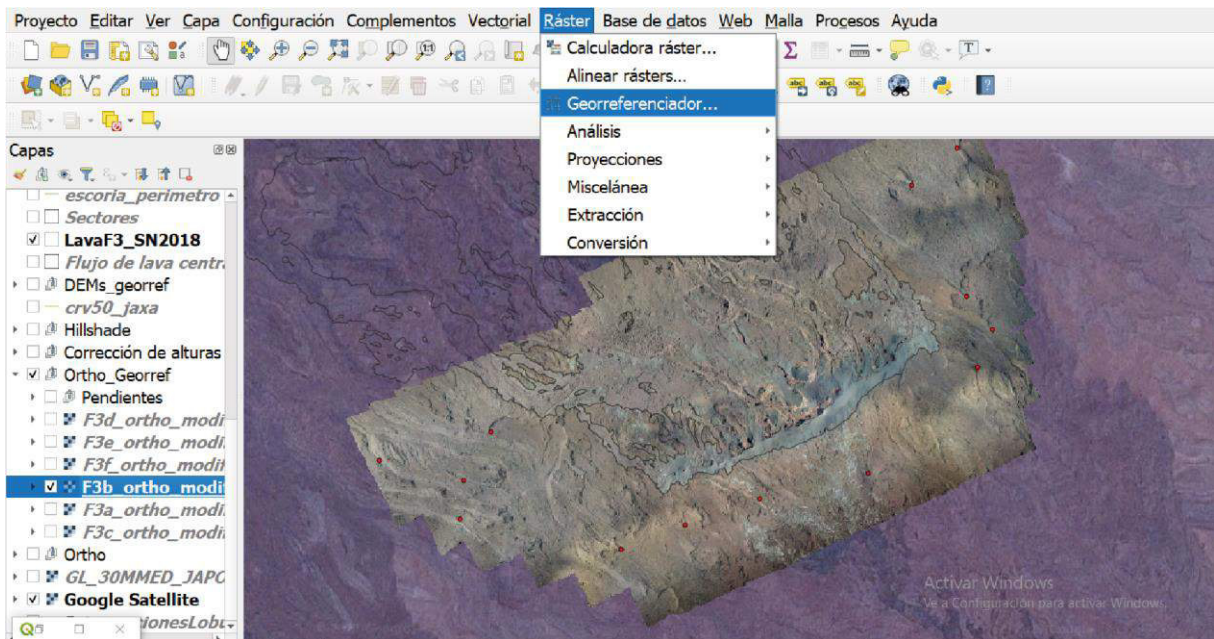
Continuación Fig. 2.2.



Continuación Fig. 2.2.

La obtención de ortofotografías y modelos digitales de elevación (MDE) se la realizó mediante el programa de fotogrametría *Agisoft Metashape Professional*, el cual es un software que permite realizar el procesamiento fotogramétrico de imágenes digitales y generar modelos espaciales en 3D para su uso en sistemas de información geográfica.

El análisis de los productos obtenidos se lo realizó con la ayuda del software de información geográfica Q-GIS (versión 3.12.3 București) de acceso libre, el cual permite manejar formatos vectoriales, raster, bases de datos y demás herramientas para realizar geoprocesamiento. Utilizando la herramienta **Raster>> Georreferenciador** de Q-GIS (Fig. 2.3) se ubicaron e ingresaron puntos comunes entre las ortofotos obtenidas y el mapa *Satellite* de Google (Google, s. f.); se georreferenciaron los MDEs con los mismos puntos.



Visible	ID	X de origen	Y de origen	X de destino	Y de destino	dX (píxeles)	dY (píxeles)	Residual (píxeles)
✓	0	701195	9,91462e+06	701198	9,91462e+06	0	0	0
✓	1	701291	9,91445e+06	701298	9,91444e+06	0	0	0
✓	2	701260	9,91448e+06	701266	9,91448e+06	0	0	0
✓	3	701248	9,91466e+06	701254	9,91467e+06	0	0	0
✓	4	701272	9,9144e+06	701279	9,9144e+06	0	0	0

Rotación: 0,0 ° Transformación: No establecido 0070.99145 EPSG:32715

Fig. 2.3. Proceso de georreferenciación de una ortofoto y MDE en la fisura 3, utilizando Q-GIS.

2.2.2. Corrección de alturas

Debido a que la información de altura tomada por el VANT es un dato referencial con respecto al punto de despegue, esta suele tener un error considerable con respecto a la realidad, por lo cual es necesario realizar una corrección de alturas.

El procedimiento de corrección de alturas se basa en la comparación y análisis estadístico de los MDEs obtenidos con la aeronave en este proyecto y el obtenido por la JAXA, esto se realizó con la ayuda de Q-GIS y el programa EXCEL del paquete de Microsoft; primero, en Q-GIS se crea una nueva capa: **Capa>> Crear capa>> Nueva capa de archivo shape**, estableciendo su geometría como polígonos e ingresando los datos requeridos. Se edita esta capa “Fb3_pre2018” y con la ayuda de la herramienta **Añadir polígono** se delimita áreas comunes entre las ortofotos y el mapa *Satellite* de Google (Fig. 2.4), asegurándose que estas áreas no estén afectadas por el flujo de lava de 2018 (debido a que el MDE de la JAXA es previo a la erupción de esta fecha).

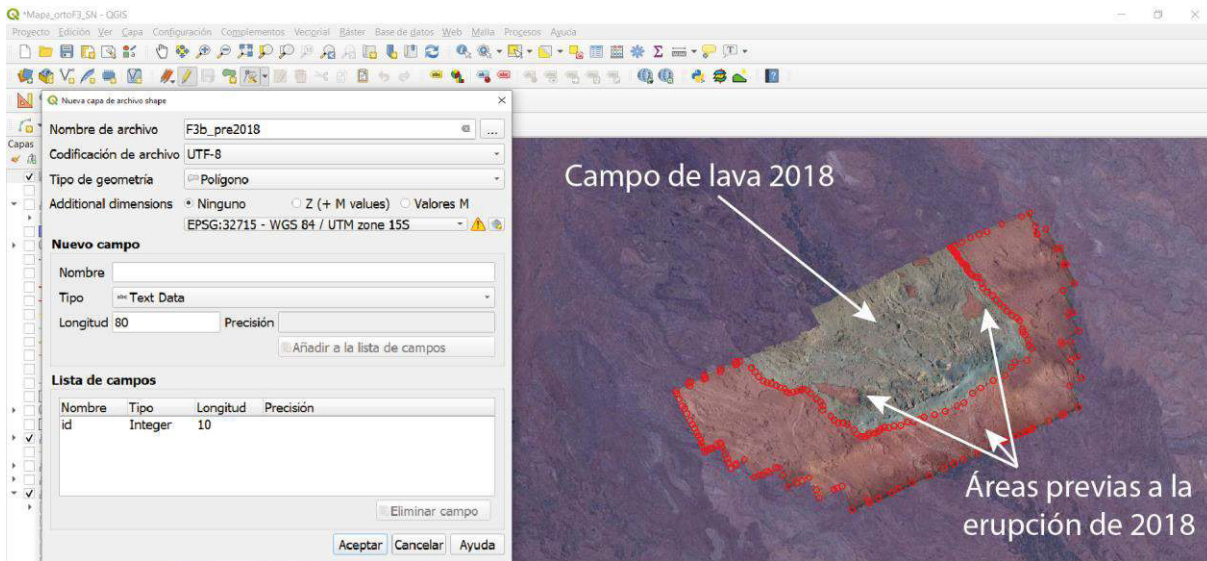


Fig. 2.4. Creación de una nueva capa de polígonos y creación de estos en áreas previas a la erupción de 2018, Fisura 3 Sierra Negra, utilizando Q-GIS.

Una vez establecidos estos límites utilizamos la herramienta **Vectorial>> Herramientas de investigación>> Create grid**, ingresando los datos requeridos, en este caso queremos obtener una malla de puntos con la extensión del MDE obtenido con el VANT “F3b_dem_modificado_corregido” y con espaciado horizontal-vertical de 5 metros (es importante guardar la capa de la malla “F3b_GrillaCompleta”). A continuación, con ayuda de la herramienta **Vectorial>> Herramienta de geoprocreso>> Cortar**, ingresamos como capa de entrada la malla

de puntos “F3b_GrillaCompleta” y como capa de superposición la capa de polígonos con las áreas previas a la erupción de 2018 “F3b_pre2018”. Con esto obtenemos una capa con mallas de puntos en las áreas de las cuales queremos obtener información “F3b_cortado” (Fig. 2.5).

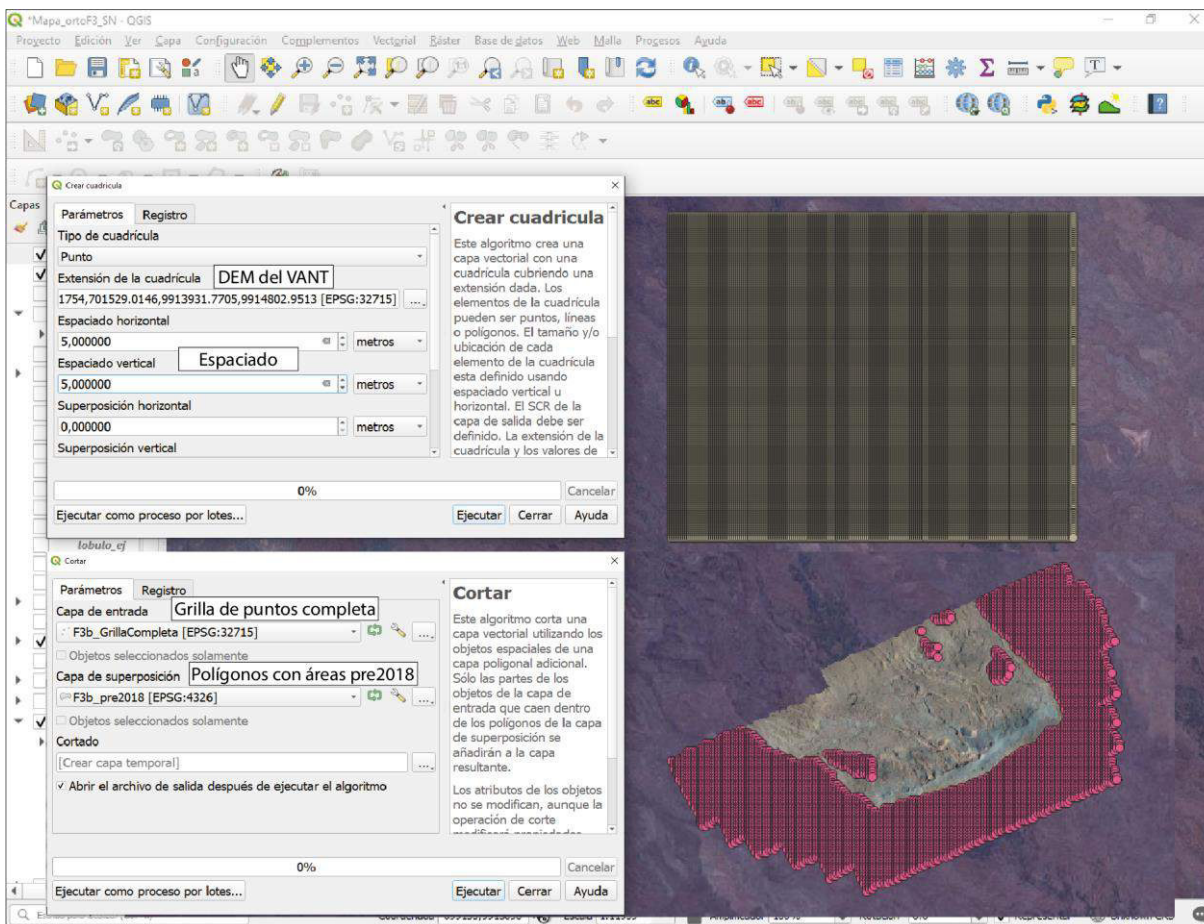


Fig. 2.5. Generación de la malla de puntos y posterior recorte de está utilizando la capa de polígonos que contiene las áreas previas a la erupción de 2018, Sierra Negra, utilizando Q-GIS.

A continuación, utilizaremos las mallas de puntos “F3b_cortado” para extraer información de los modelos digitales de elevación y poder compararlos/analizarlos. Con ayuda del plugin de Q-GIS **“Point Sampling Tool”** el cual nos permite extraer información de una capa *raster* utilizando una capa que contiene puntos de muestreo se procede a extraer la información de los MDEs, uno por uno (las capas deben estar activadas); el resultado son capas de puntos, las cuales en sus tablas de atributos guardan la información extraída de los MDEs “F3b_cortadoMavicPro” y “F3b_cortadoJAXA30” (Fig. 2.6).

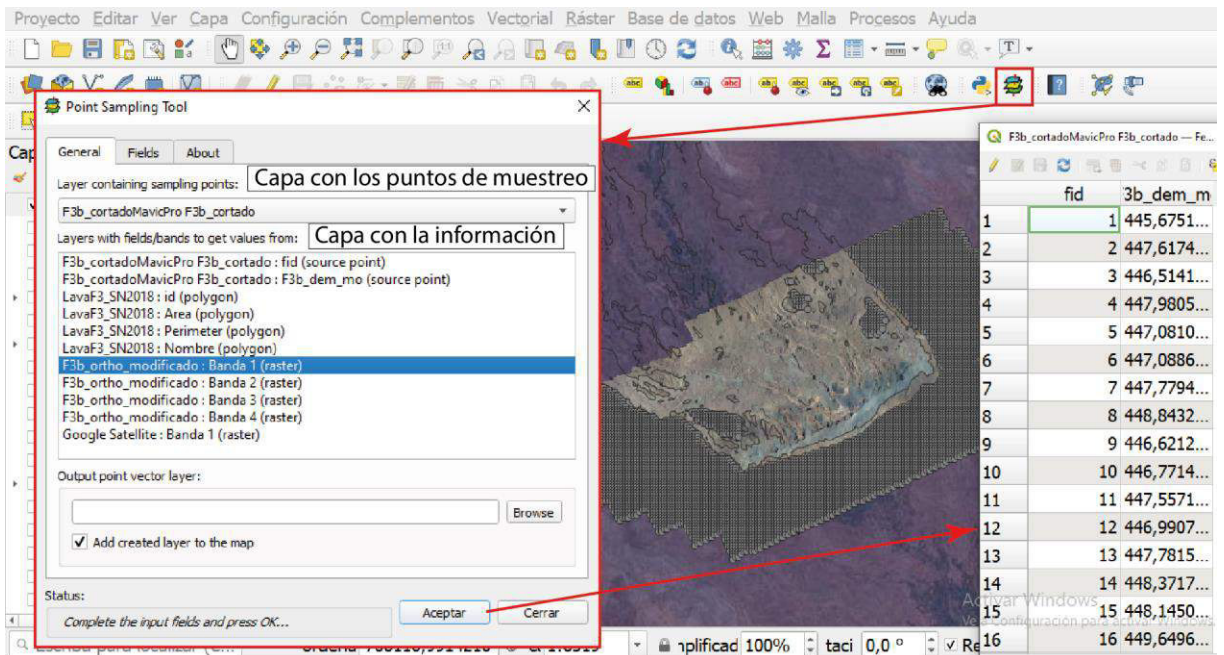


Fig. 2.6. Extracción de información del MDE generado con imágenes tomadas por un VANT utilizando el plugin “*Point Sampling Tool*” de Q-GIS. A la derecha se muestra la tabla de atributos con la información obtenida. El mismo proceso se aplica con el MDE de la JAXA.

La información de las tablas de atributos se copia y pega en una hoja de cálculo para su análisis (Fig. 2.7), se obtiene la diferencia entre las alturas de ambos modelos y a partir de esta, varios datos estadísticos como el valor máximo y mínimo, mediana, promedio y desviación estándar. Los valores máximos y mínimos en la diferencia de alturas: 40.9 m y 18.7 m respectivamente, se encuentran fuera del rango de error del MDE de JAXA (5-10 m) lo cual nos dice que es necesario realizar una corrección de alturas. La desviación estándar: 3.42 m indica la dispersión de los datos con respecto a la mediana. Para que un estudio de este tipo sea confiable es recomendable utilizar al menos 150 puntos de muestreo (Congalton y Green, 2019), sin embargo, en el presente estudio se obtuvieron entre 7000 y 15000 puntos en cada uno de los 6 MDEs obtenidos mediante el procesamiento de imágenes, lo cual permite obtener mayor precisión al momento de realizar la corrección de alturas.

	DEM JAXA 30m			DEM MavicPro									
	wkt_geom	Elev	GL_30MMED	wkt_geom	Elev	F3b_dem_mo	Diferencia	Maximun_Dif	Minimun_Dif	Max/Min_Dif	Median	Average	Dev
Point (7008)	2700	541	Point (7008)	2700	516.21	24.79	40.58	18.74	22.24	29.67	29.75	3.42	
Point (7008)	2701	541	Point (7008)	2701	516.93	24.07							
Point (7008)	2738	547	Point (7008)	2738	521.44	25.56							
Point (7008)	2739	547	Point (7008)	2739	521.40	25.60							
Point (7008)	2736	547	Point (7008)	2736	519.57	27.43							
Point (7008)	2737	547	Point (7008)	2737	519.90	27.08							
Point (7008)	2742	550	Point (7008)	2742	520.80	29.20							
Point (7008)	2736	550	Point (7008)	2736	520.74	29.26							
Point (7008)	2737	550	Point (7008)	2737	520.51	29.49							
Point (7008)	2690	553	Point (7008)	2690	520.66	32.34							
Point (7008)	2693	553	Point (7008)	2693	520.67	32.33							
Point (7008)	2688	550	Point (7008)	2688	520.13	28.87							
Point (7008)	2689	553	Point (7008)	2689	520.90	32.05							
Point (7008)	2694	553	Point (7008)	2694	524.42	28.58							
Point (7008)	2695	554	Point (7008)	2695	523.77	30.23							
Point (7008)	2680	553	Point (7008)	2680	523.03	29.88							
Point (7008)	2693	553	Point (7008)	2693	523.78	29.22							
Point (7008)	2688	536	Point (7008)	2688	513.88	22.12							
Point (7008)	2699	541	Point (7008)	2699	514.77	28.23							
Point (7008)	2696	554	Point (7008)	2696	524.05	29.95							
Point (7008)	2697	554	Point (7008)	2697	524.00	30.00							

Fig. 2.7. Hoja de cálculo donde se muestran los datos obtenidos por medio de la malla de puntos para uno de los MDE, evidenciando la diferencia de alturas entre los dos modelos (JAXA y Mavic Pro) y varios datos estadísticos.

Con la diferencia de alturas de los datos de los dos MDEs (columna G en Fig. 2.7), se grafica un histograma (Fig. 2.8A) en el que se puede observar una distribución normal de los datos, lo que nos indica que la diferencia de alturas en ambos modelos es casi constante. Con la información de las alturas de ambos modelos (Mavic Pro vs JAXA) se contruye una gráfica (Fig. 2.8B) en la que se puede observar que los datos se acoplan muy bien a una regresión lineal, esto nos indica que no existe una deformación entre los datos de mayor y menor altura. El resultado de este análisis estadístico gráfico indica que el uso de planes de vuelo con seguimiento de la topografía ha permitido obtener datos confiables de altura pero que necesitan una corrección.

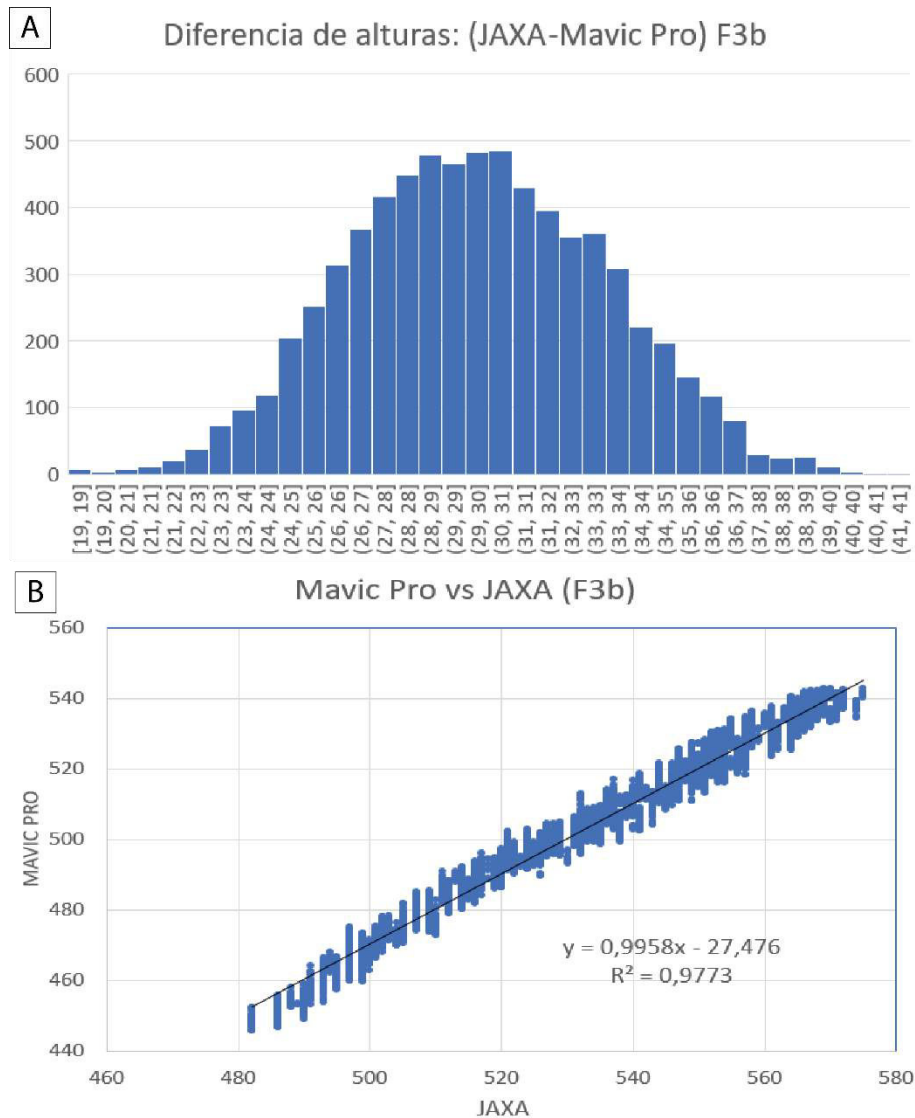


Fig. 2.8. Análisis estadístico gráfico con los datos obtenidos en el modelo de la JAXA y con el VANT Mavic Pro. A) Histograma de frecuencias utilizando la diferencia de alturas B) Gráfica de las alturas del modelo de la JAXA vs Mavic Pro.

Después de haber realizado el análisis estadístico y tener confianza en los datos con los que se está trabajando se utiliza el valor de la mediana (29.7 m en este caso) para sumarlo al MDE del Mavic Pro y que este se ajuste más a la realidad. Esto se lo hace con ayuda de la herramienta **Ráster>>Calculadora ráster** de la siguiente manera: se selecciona la capa *raster* que se quiere modificar “F3b_dem_modificado” y se digita la acción a realizar “+29.7”, a continuación, se establece el nombre de la capa de salida “F3b_dem_modificado_corregido”, es importante revisar que el sistema de referencia se encuentre en *UTM* ya que se está trabajando con la

unidad de medida metros. Una vez establecido todos los parámetros se ejecuta la acción “aceptar”.

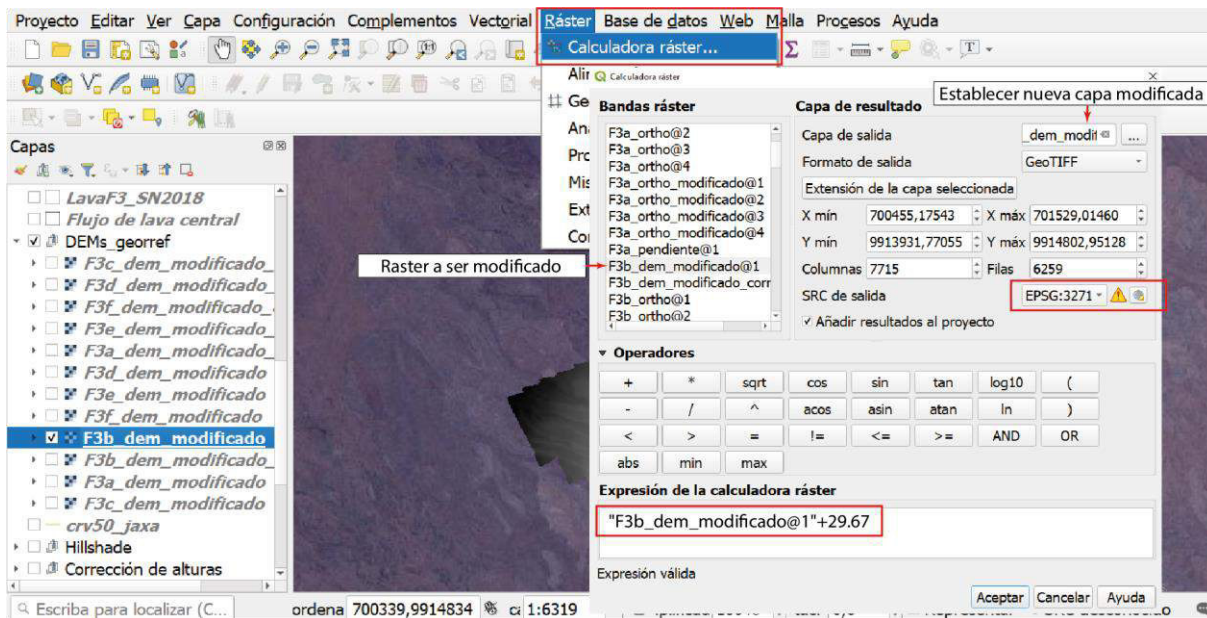


Fig. 2.9. Interfaz de QGIS mostrando el proceso para realizar la corrección de alturas con el uso de la Calculadora ráster.

2.2.3. Delimitación del campo de lava y estructuras internas

Para delimitar los bordes del campo de lava con sus estructuras internas se utilizó el software QGIS. Siguiendo la metodología de la sección 2.2.2 se crearon capas de polígonos, líneas y puntos para cartografiar los bordes del campo de lava, canales de lava, contactos, ejes de flujo, fisuras eruptivas y centros de emisión. Se utilizaron las herramientas **Añadir Polígono**; **Añadir Línea** y **Añadir Punto** en cada capa correspondiente para cartografiar las estructuras de interés. Para visualizar de mejor manera las morfologías y sus límites se utilizaron las ortofotos, modelos de sombras (*hillshade*) y la herramienta **Terrain Profile**, esta última permite realizar perfiles topográficos donde se observan los límites de las estructuras (Fig. 2.10). Este procedimiento se lo realizó en todo el campo de lava. El resultado final de la cartografía de alta resolución se encuentra en el Anexo I.

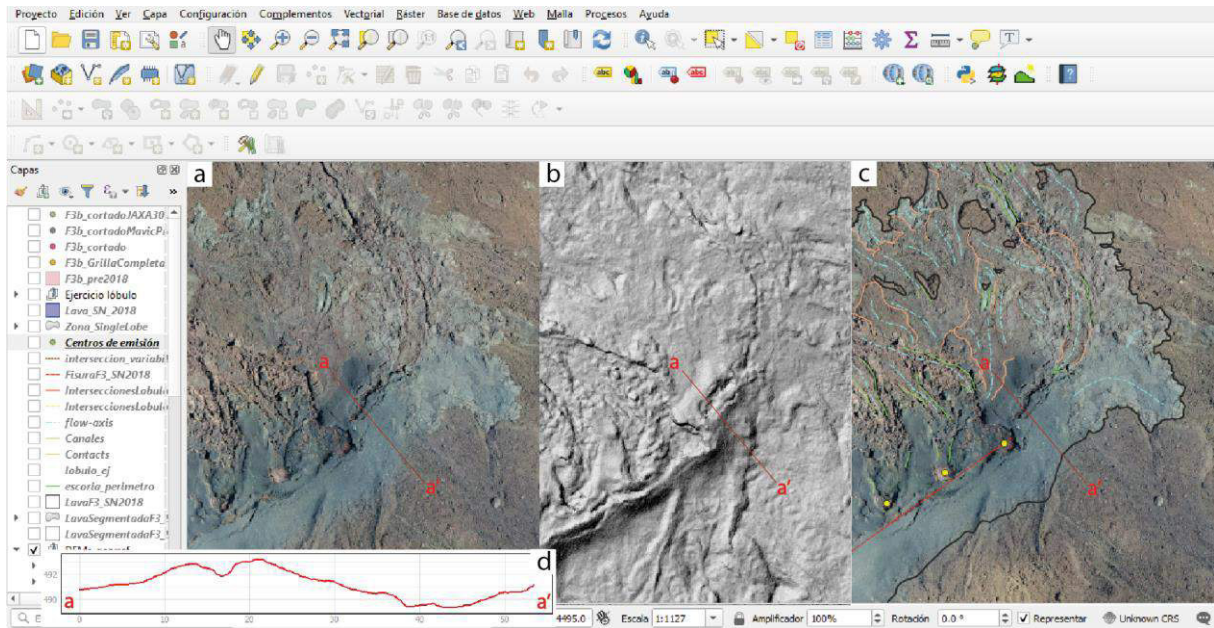


Fig. 2.10. Cartografía realizada para la delimitación de los bordes y estructuras en el campo de lava de la fisura 3. A) Ortofoto. B) Modelo de sombras. C) Cartografía del campo de lava. D) Corte topográfico realizado en la sección a-a' con la herramienta *Terrain Profile*.

2.2.4. Análisis estadístico para justificar el error en la ubicación de los límites del campo de lava

El error en la ubicación se refiere al error humano al momento de delimitar el campo de lava, este error se lo utilizará para estimar el error en el área del campo de lava utilizando la siguiente fórmula:

$$(1) \quad Error_{\text{área}} = Error_{\text{ubicación}} * Perimetro$$

Para encontrar un valor adecuado para el error en la ubicación se realizó un análisis estadístico utilizando los resultados de 12 voluntarios en la cartografía de un pequeño lóbulo del campo de lava. Se proporcionó a los participantes una ortofoto del área que comprende el lóbulo, un modelo de sombras, un modelo digital de elevación, un modelo de pendientes y se les solicitó que utilicen el software Q-GIS con una escala 1:200 para delimitar el lóbulo antes mencionado (Fig. 2.11), a continuación, se mostrarán los resultados ilustrados y estadísticos de este ejercicio.

En la Fig. 2.11 se puede observar que la cartografía realizada por todos los participantes se asemeja a la realizada por el autor, a excepción de la realizada por el participante 6 por lo cual se decidió no incluir los datos de dicho participante en el análisis final.

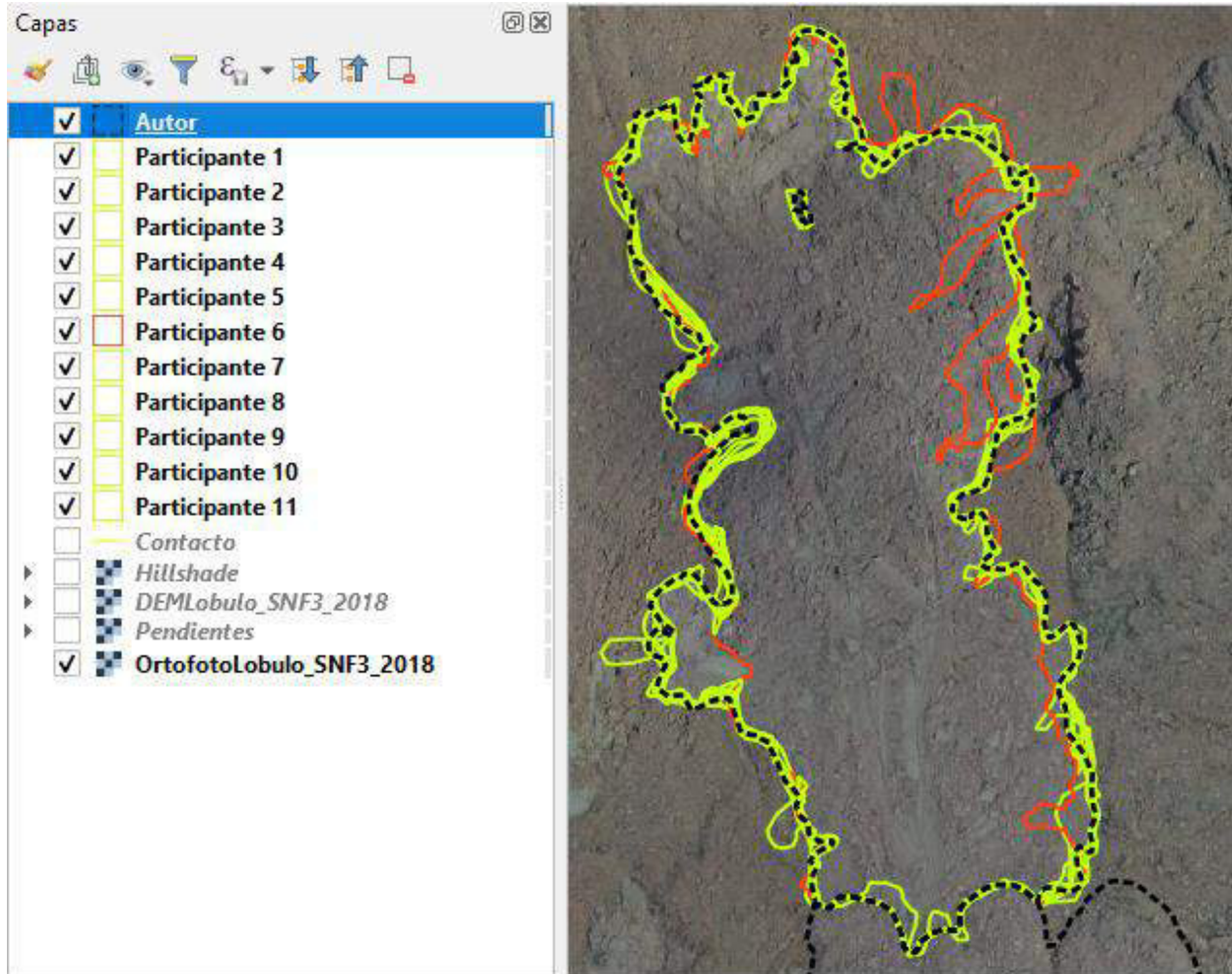


Fig. 2.11. Resultados del ejercicio de cartografía para el análisis del error de ubicación. Las líneas entrecortadas negras muestran los límites realizados por el autor de este trabajo, las líneas verdes muestran los límites realizados por 11 de voluntarios y las líneas rojas muestran los límites realizados por el participante 6.

Para el análisis estadístico se propusieron 3 valores para el error de la ubicación con el objetivo de encontrar el que más se acerca a los resultados del experimento, estos valores fueron: 0.05 m, 0.1 m y 0.2 m. En la Tabla 3 se observan los resultados del análisis estadístico.

Tabla 3.

Resumen del cálculo de errores para los resultados reportados por los participantes y los valores propuestos.

Cálculo de errores para cada participante							
Participantes	Área	*E (0.05m)	*E (0.1m)	*E (0.2m)	EA (A)	ER (A)	Perímetro
Autor	1911 m ²	15.0 m ²	30.0 m ²	60.1 m ²	28.6 m ²	1.5 %	300 m
1	1890 m ²	14.2 m ²	28.3 m ²	56.6 m ²	7.6 m ²	0.4 %	283 m
2	1886 m ²	16.4 m ²	32.8 m ²	65.5 m ²	3.6 m ²	0.2 %	328 m
3	1867 m ²	13.3 m ²	26.6 m ²	53.2 m ²	15.8 m ²	0.8 %	266 m
4	1886 m ²	16.3 m ²	32.6 m ²	65.1 m ²	3.5 m ²	0.2 %	326 m
5	1900 m ²	14.8 m ²	29.6 m ²	59.1 m ²	17.8 m ²	0.9 %	296 m
7	1838 m ²	15.6 m ²	31.2 m ²	62.4 m ²	44.7 m ²	2.4 %	312 m
8	1892 m ²	15.6 m ²	31.1 m ²	62.2 m ²	9.9 m ²	0.5 %	311 m
9	1839 m ²	14.4 m ²	28.8 m ²	57.6 m ²	43.3 m ²	2.3 %	288 m
10	1869 m ²	14.8 m ²	29.6 m ²	59.2 m ²	13.7 m ²	0.7 %	296 m
11	1865 m ²	14.3 m ²	28.7 m ²	57.3 m ²	17.7 m ²	0.9 %	287 m
12	1946 m ²	12.6 m ²	25.2 m ²	50.4 m ²	64.1 m ²	3.4 %	252 m
Resultados finales, Errores promedio							
Experimento				±22.5			
Error de ubicación 0.05 m				±14.8			
Error de ubicación 0.1 m				±29.5			
Error de ubicación 0.2 m				±59.1			

EA y ER: Error absoluto y error relativo respectivamente, en el experimento.

*E: Error calculado tomando en cuenta los valores propuestos para el error de ubicación.

El error del área a partir de los valores propuestos (0.05 m, 0.1 m y 0.2 m) se lo obtuvo utilizando la ecuación (1).

El error del área en el experimento se lo obtuvo como el promedio de los errores absolutos de cada medida (participante). La estimación de los errores absolutos de cada medición se la realizó de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$(2) \quad EA = |\bar{x} - x_i|$$

Donde, \bar{x} es el promedio de las mediciones y x_i el valor medido por cada participante.

La Fig. 2.12 muestra los errores obtenidos en el experimento y utilizando los valores propuestos como error de ubicación para todos los participantes, así como los resultados promedio.

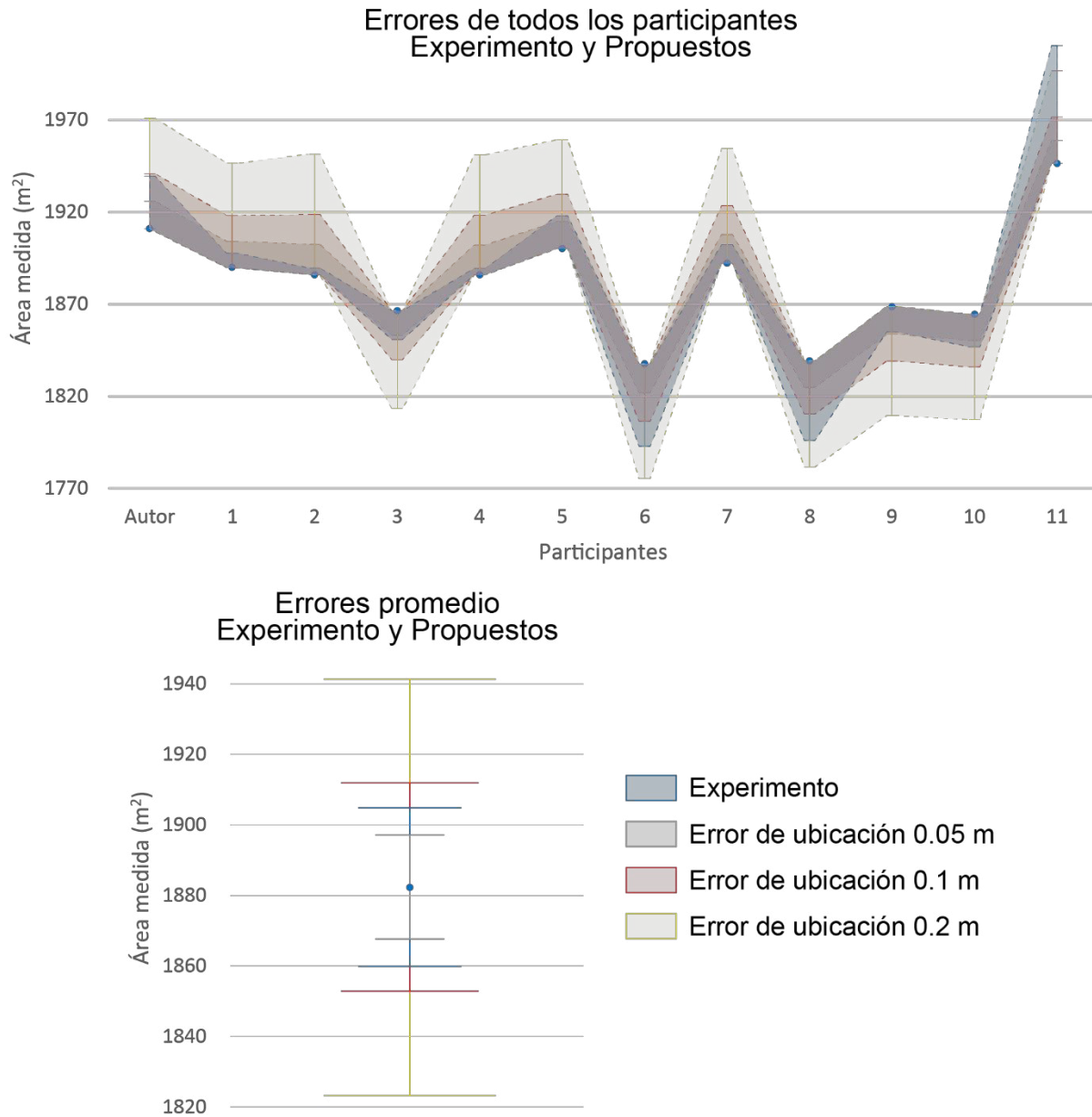


Fig. 2.12. Resultados del experimento de análisis de errores. Los puntos azules representan el área medida. Arriba se presentan los valores del área medidos por cada participante y los errores calculados estadísticamente para cada participante y con los valores propuestos para el error en la ubicación. Abajo se muestran los resultados promedio para cada caso: experimento, error de 0.05 m, 0.1 m y 0.2 m.

En los resultados de la Tabla 3 y en la figura anterior se puede observar cómo al asumir el error de ubicación como 0.1 m se obtienen los resultados que más concuerdan con el análisis estadístico del experimento. Esta observación justifica usar un valor de error de ubicación de 0.1 m en las mediciones del área del campo de lava.

2.3. Cálculo del volumen

Debido a que no se cuenta con un MDE previo a la erupción de 2018 de Sierra Negra con suficiente resolución como para realizar una resta de MDEs (ej. Lane et al., 2003; Milan et al., 2011) se siguió la metodología de Chevrel et al. (2013), la cual se describe a continuación:

Para la estimación del volumen total del campo de lava (flujos de lava y conos) se realizó un cálculo por secciones dentro de este, posteriormente se sumaron estos resultados para obtener el volumen total; para explicar la metodología utilizada se presentará el análisis realizado en una sección del campo de lava (Fig. 2.13).

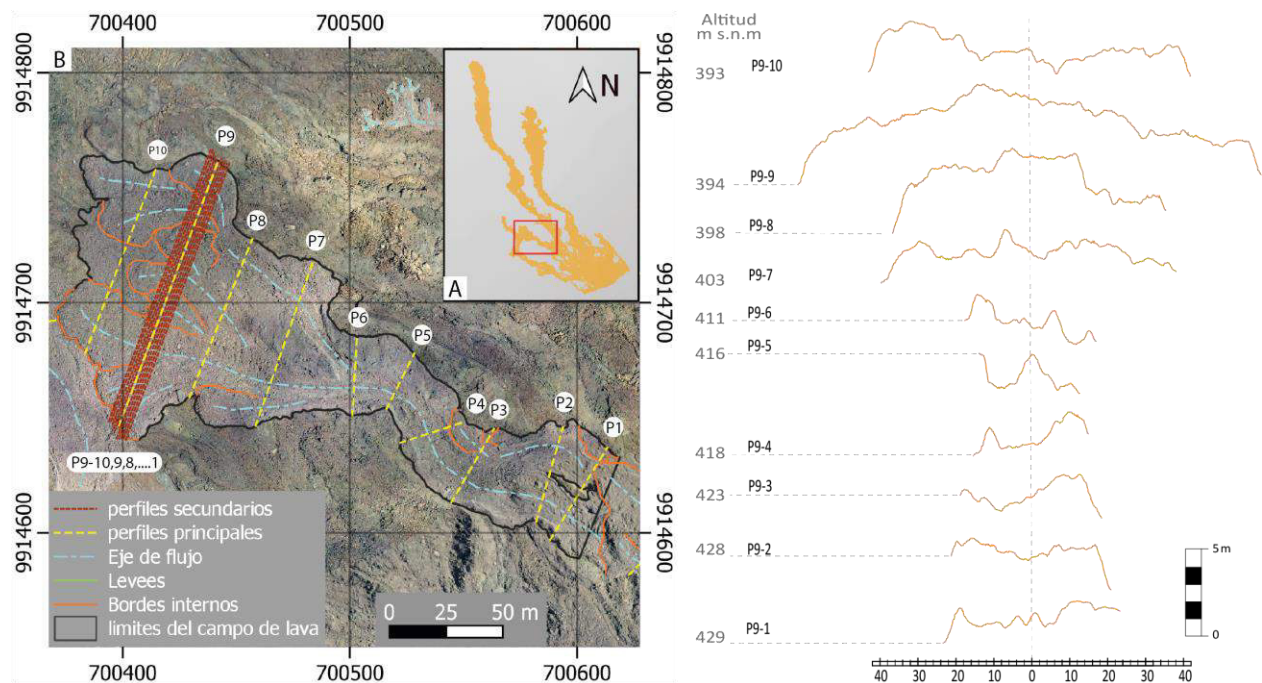


Fig. 2.13. A) Cartografía del campo de lava de la fisura 3 mostrando la ubicación del lóbulo (recuadro rojo). B) Cartografía de una sección del campo de lava de la fisura 3, donde se muestran los cortes topográficos (líneas entrecortadas amarillas y punteadas rojizas) utilizados para estimar el espesor del flujo en distintos puntos a lo largo del mismo. WGS 84/UTM zone 15S. A la derecha se muestran los perfiles topográficos correspondientes.

Para estimar el volumen de una sección se necesita conocer principalmente su área y espesor. El área se obtuvo utilizando la cartografía del campo de lava y varias herramientas en el software Q-GIS, como la herramienta **Calculadora de Campos**. Para la estimación del espesor se realizaron 10 perfiles topográficos equidistantes y perpendiculares al eje del flujo (Fig. 2.13). Como una aproximación a la base del flujo se realizó una regresión lineal entre los límites de los perfiles (Fig. 2.15). El espesor es el promedio de la diferencia de alturas del flujo y su base, esta estimación toma en cuenta todos los valores a lo largo de los perfiles en los flujos (incluyendo los bordes). Utilizando los espesores promedio de cada perfil se obtuvo un espesor estimado ponderado para todo el lóbulo, el cual toma en cuenta en su ponderación la longitud de cada perfil, finalmente, con el producto este valor por el área medida se obtuvo el volumen del lóbulo. Todas las mediciones fueron afinadas con el análisis y propagación de errores. A continuación, se explicará de manera secuencial la metodología aplicada.

Para extraer la información de Q-GIS y poder pasarla a una hoja de cálculo se utilizó la herramienta **Terrain Profile** sobre las geometrías de los perfiles previamente establecidos y se exportó los datos a una hoja de cálculo, el mismo procedimiento se realizó para todos los perfiles (Fig. 2.14).

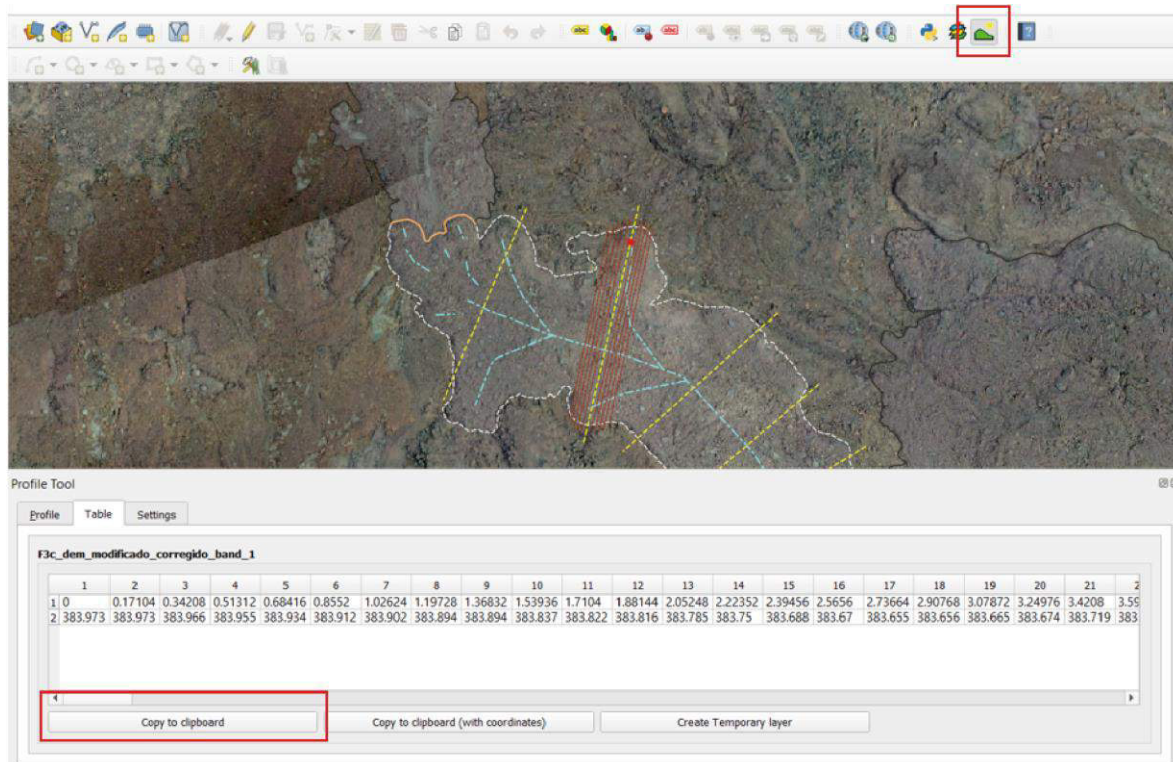


Fig. 2.14. Utilización de la herramienta *Terrain Profile* para exportar la información de los perfiles topográficos.

Se identifican los puntos que marcan el límite del flujo (bordes) para utilizar ese rango de datos en el análisis, la longitud del perfil se obtiene restando las coordenadas X de los límites y se plotean todos los puntos en un gráfico, se realiza una regresión lineal entre los límites del perfil para obtener una aproximación a la base del flujo; utilizando la ecuación de esta recta se calculan las coordenadas de todos los puntos de la base (Fig. 2.15), el espesor en cada punto será el resultado de la resta de la coordenada Y del perfil y el valor calculado en la base para cada punto. Después, se calcula el promedio y la desviación estándar, esta última se toma como el error de la medición debido a la falta de información sobre la topografía pre-eruptiva. El mismo proceso se repite para todos los perfiles.

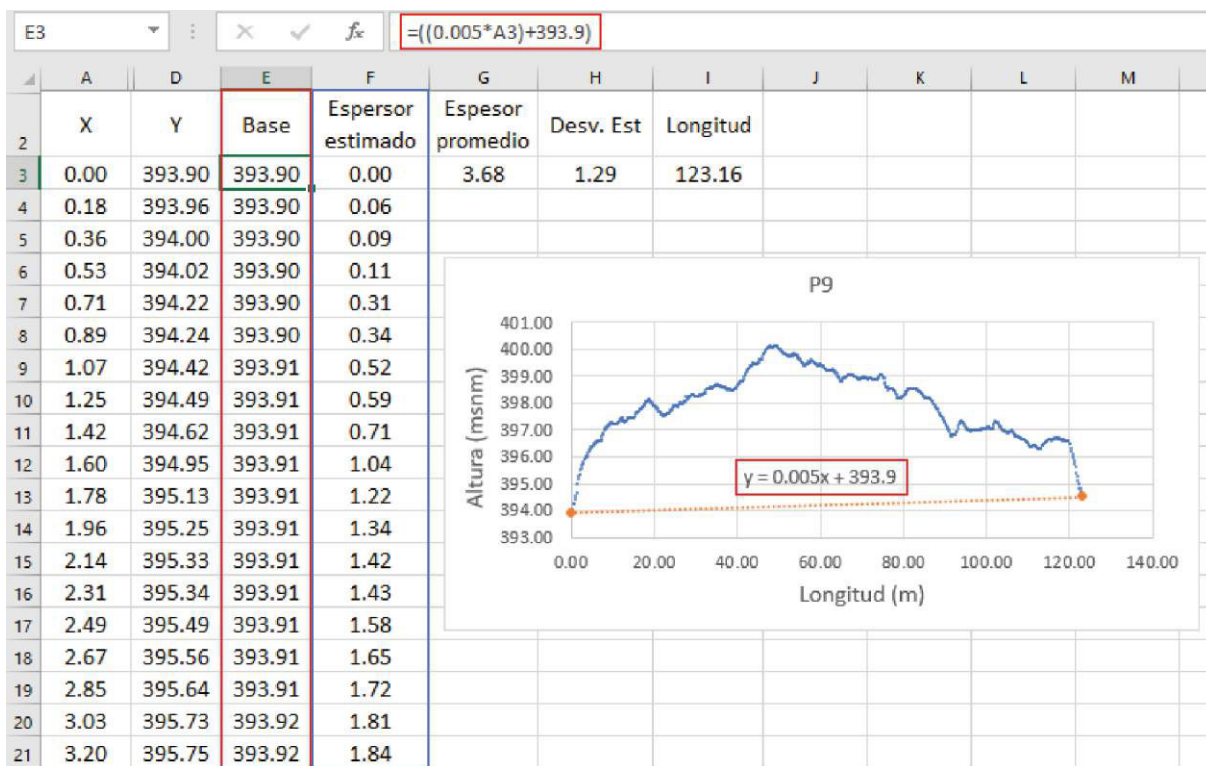


Fig. 2.15. Hoja de cálculo mostrando el análisis realizado para estimar el espesor del flujo de lava a lo largo de un perfil topográfico. La línea punteada anaranjada muestra la regresión lineal entre los bordes del flujo. Los recuadros rojos marcan la ecuación de la regresión lineal utilizada para calcular la altura de la base en cada punto. El recuadro azul muestra el espesor estimado en cada punto.

Para el cálculo de los parámetros de interés se asumió un error en la ubicación de los límites del flujo de 0.1 m (justificado en la sección 2.2.4) y se utilizaron las mediciones realizadas con la **Calculadora de Campos** de Q-GIS, obteniendo así, el perímetro, área y el error del área resultado del producto del error de ubicación y el perímetro. Para calcular el espesor estimado

de todos los perfiles se realizó una ponderación basada en la longitud de cada perfil, es decir, mientras más largo es un perfil su influencia en el resultado será mayor, para esto se utilizó la siguiente ecuación (recuadro azul en Fig. 2.16):

$$(3) \quad H = \frac{\sum_{i=1}^n h w_i}{\sum_{i=1}^n w_i} = \frac{h_1 w_1 + h_2 w_2 + h_3 w_3 + \dots + h_n w_n}{w_1 + w_2 + w_3 + \dots + w_n}$$

Donde, h es el espesor para cada perfil y w es la longitud o ancho de estos.

A continuación, se presentan los resultados en una hoja de cálculo. La misma metodología se aplicó para el cálculo del error estimado en el espesor.

SUMA		X		✓		f _x		=SUMAPRODUCTO(C6:C15,B6:B15)/SUMA(B6:B15)	
	A	B	C	D	E	F	G	H	
1	Error ubicación (m)	Perímetro (m)	Área (m ²)	Error área (m ²)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)	Volumen estimado (m ³)	Propagación de error Volumen (m ³)	
2	0.1	906	15642	91	/SUMA(B6:B15)	0.8	28377	13033	
3									
4	Datos de entrada								
5	Perfiles	Longitud	Espesor	Error promedio (m)					
6	P1	41.63	0.66	0.46					
7	P2	41.34	0.85	0.56					
8	P3	37.12	0.99	0.82					
9	P4	30.47	0.59	0.52					
10	P5	26.34	0.64	0.62					
11	P6	34.13	0.68	0.50					
12	P7	75.32	1.46	0.59					
13	P8	73.40	2.49	1.22					
14	P9	123.16	3.68	1.29					
15	P10	85.59	1.50	0.69					
16	Resultados								
17			Error						
18	Perímetro	906	52						
19	Área	15642	91						
20	Espesor total	1.8	0.8						
21	Volumen total	28377	13033						

Errores relativos	
Área	0.01
Espesor	0.46
Volumen	0.46

Fig. 2.16. Cálculo del espesor estimado ponderado del lóbulo utilizando la ecuación (1).

Utilizando el espesor estimado ponderado (1.8 m) y el área calculada anteriormente se estimó el volumen del sector (2.8E+4 m³). Para estimar el error en esta medida se utilizó la fórmula general para la propagación de errores, la cual define que, sean las medidas de x, y, \dots, w con errores $\delta x, \delta y, \dots, \delta w$ usadas para calcular:

$$q = f(x, y, \dots, z)$$

Si los errores son independientes y aleatorios, entonces el error de q es la suma en cuadratura.

$$(4) \quad E_q = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x} E_x\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y} E_y\right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial f}{\partial z} E_z\right)^2}$$

Para nuestro caso f sería el volumen y se encuentra en función del área y el espesor, por lo cual la propagación de errores se calcula con la siguiente ecuación:

$$(5) \quad EV = \sqrt{(A * EH)^2 + (H * EA)^2}$$

Donde, EV es el error en el volumen, A el área del sector, H el espesor estimado para todo el sector, EA y EH sus errores respectivamente. Todos las mediciones y resultados obtenidos en esta sección se muestran en el Anexo II.

A continuación, se muestra la hoja de cálculo con la operación realizada (Fig. 2.17).

SUMA		X		✓		fx		=RAIZ(((C2*F2)^2)+((E2*D2)^2))	
	A	B	C	D	E	F	G	H	
1	Error ubicación (m)	Perímetro (m)	Área (m2)	Error área (m2)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)	Volumen estimado (m3)	Propagación de error Volumen (m3)	
2	0.1	906	15642	91	1.8	0.8	28377	2)+((E2*D2)^2))	
3									
4	Datos de entrada								
5	Perfiles	Longitud	Espesor	Error promedio (m)					
6	P1	41.63	0.66	0.46					
7	P2	41.34	0.85	0.56					
8	P3	37.12	0.99	0.82					
9	P4	30.47	0.59	0.52					
10	P5	26.34	0.64	0.62					
11	P6	34.13	0.68	0.50					
12	P7	75.32	1.46	0.59					
13	P8	73.40	2.49	1.22					
14	P9	123.16	3.68	1.29					
15	P10	85.59	1.50	0.69					
16	Resultados								
17			Error						
18	Perímetro	906	52						
19	Área	15642	91						
20	Espesor total	1.8	0.8						
21	Volumen total	28377	13033						

Errores relativos	
Área	0.01
Espesor	0.46
Volumen	0.46

Fig. 2.17. Cálculo de la propagación de errores en el volumen utilizando la ecuación (3). Además, con el objetivo de observar la variabilidad en los espesores se realizaron 10 perfiles adicionales equidistantes (~1 m) en las cercanías del perfil más representativo, (P9 en la Fig. 2.13B y 2.18).

Los resultados obtenidos del análisis estadístico de los perfiles topográficos adicionales se muestran en la Tabla 4, de lo cual se puede concluir que la variabilidad en las mediciones se encuentra en la mayoría de los casos dentro del rango esperado por lo cual el método aplicado para el cálculo del volumen puede considerarse confiable.

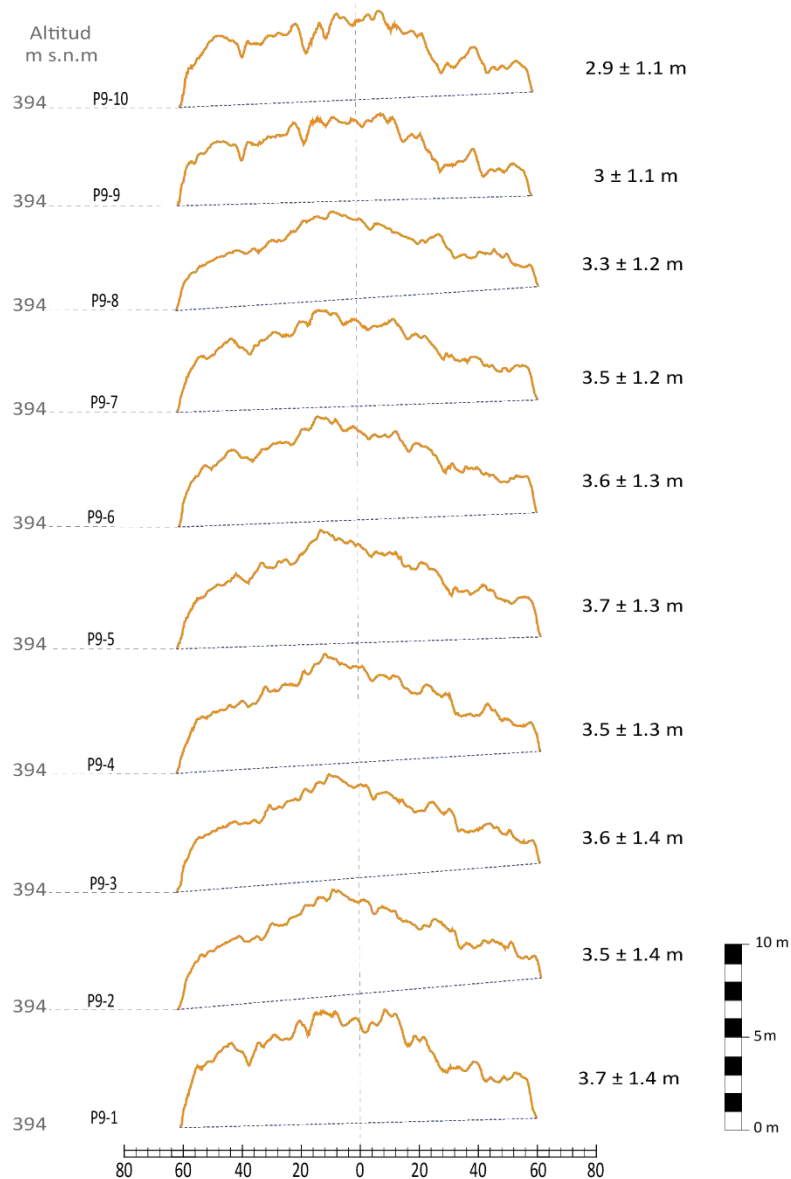


Fig. 2.18. Perfiles topográficos adicionales en las cercanías del Perfil 9 (Fig. 2.13) donde se muestra el esesor promedio estimado para cada uno, los perfiles fueron realizados con ~ 1 m de distancia entre cada uno y paralelos a P9.

Tabla 4.

Resumen de parámetros físicos calculados para observar la variabilidad de espesores en las cercanías del Perfil 9 (Fig. 2.13).

Variabilidad de P9			
Perfil	Longitud	Espesor	Diferencia
P9	123.2 m	3.7 ± 1.3 m	0 m
P9-1	125.3 m	3.7 ± 1.4 m	0.02 m
P9-2	125.3 m	3.6 ± 1.4 m	0.1 m
P9-3	124.6 m	3.6 ± 1.4 m	0.1 m
P9-4	124.6 m	3.5 ± 1.4 m	0.1 m
P9-5	124.5 m	3.7 ± 1.3 m	0.02 m
P9-6	122.7 m	3.6 ± 1.3 m	0.03 m
P9-7	123.1 m	3.5 ± 1.2 m	0.2 m
P9-8	122.1 m	3.3 ± 1.2 m	0.4 m
P9-9	120.2 m	3 ± 1.1 m	0.7 m
P9-10	119.2 m	2.9 ± 1.1 m	0.8 m
Resultados			
*Espesor		3.5 ± 1.3 m	
Espesor de P9		3.7 ± 1.3 m	
Diferencia máxima		0.81 m	
Diferencia mínima		0.02 m	

*Espesor representa el espesor estimado utilizando todos los perfiles, donde se puede observar que dicho valor se ajusta al calculado para P9. También se muestra la diferencia entre el espesor de cada perfil y P9 donde se observa una diferencia máxima de 81 cm y mínima de 2 cm.

2.4. Estimación de parámetros reológicos

La estimación de parámetros reológicos y dinámicos (tasa de efusión, viscosidad, velocidad y límite elástico) se realizó trazando 10 perfiles topográficos equidistantes a lo largo del flujo de lava más distal del campo de lava. En cada perfil se trazaron 5 perfiles auxiliares con una separación de 1 m entre sí. Para ilustrar la metodología utilizada se mostrará el análisis realizado en uno de los 10 perfiles (Fig. 2.19), este procedimiento fue repetido a lo largo de todo el flujo de lava.

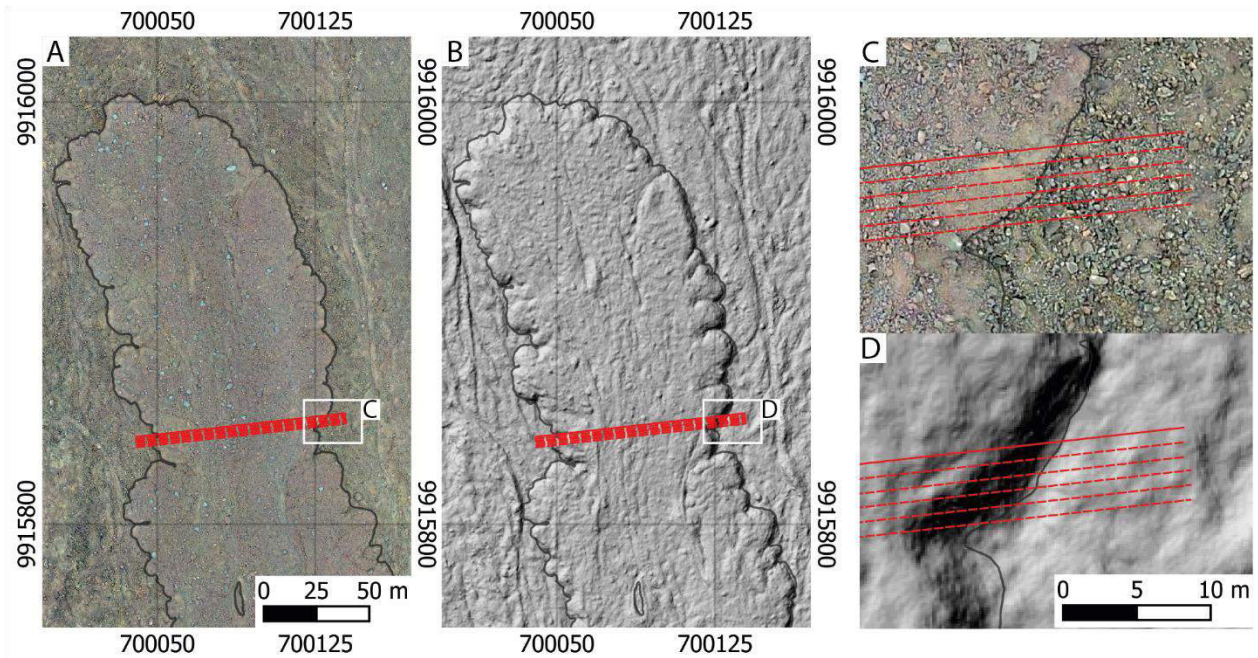


Fig. 2.19. Frente del flujo de lava más distal del campo de lava, mostrando uno de los perfiles topográficos con sus 5 perfiles auxiliares para la estimación de los parámetros reológicos. A) Ortofoto. B) Modelo de sombras. C y D) Acercamiento al límite de los perfiles.

La tasa de efusión volumétrica Q fue calculada utilizando la ecuación dada por Pinkerton y Wilson (1994):

$$(6) \quad Q = \frac{G_z k L W}{H}$$

Donde; G_z es el número de Gräatz, (Pinkerton y Wilson, 1994; concluyeron un valor adimensional de 300 para el límite de enfriamiento de flujos basálticos), k es la difusividad térmica ($4.2E-7 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ para lavas basálticas; Kilburn y Lopes, 1991), L es la longitud del flujo ($2084 \pm 3 \text{ m}$) medida desde su origen en el centro de emisión C6 (Fig. 3.3), W es el ancho del flujo, H es el espesor del flujo.

La viscosidad η de las lavas fue calculada asumiendo un comportamiento newtoniano, utilizando la ecuación 2 en Bernard et al. (2019), tomada de Jeffreys (1925) y modificada por Nichols (1939):

$$(7) \quad \eta = \frac{\rho g H^3 W \sin \alpha}{3 Q}$$

Donde; ρ es la densidad de la lava; 2600 kg.m^{-3} para un basalto de Galápagos según Murase y McBirney (1973), g es la fuerza de la gravedad (9.8 m.s^{-2}), α es la pendiente (medida en cada perfil y todo el flujo), 3 es una constante empírica para flujos cuyo ancho excede su profundidad.

La velocidad del flujo v fue calculada utilizando la ecuación 1 en Belousov y Belousova (2017), tomada de Jeffreys (1925):

$$(8) \quad v = \frac{\rho g H^2 \sin \alpha}{3 \eta}$$

El límite elástico del flujo de lava τ fue estimado considerando una reología de Bingham y utilizando la ecuación de Hulme (1974):

$$(9) \quad \tau = \rho g H \sin \alpha$$

El espesor y ancho del flujo fueron medidos en el perfil principal y sus auxiliares, tomando en cuenta que la ecuación de Jeffreys (1925) funciona para flujos cuyo ancho es mayor a su espesor y fluyen por un conducto similar al de la línea negra punteada, la cual es una aproximación a la base y techo del flujo de lava durante su período de actividad como se muestra en la Fig. 2.20. Debido a lo antes mencionado el espesor del flujo se lo tomó sin tener en cuenta los bordes, ya que los valores bajos de los extremos disminuirían significativamente el valor promedio del espesor. Para el error de las mediciones se utilizó la desviación estándar.

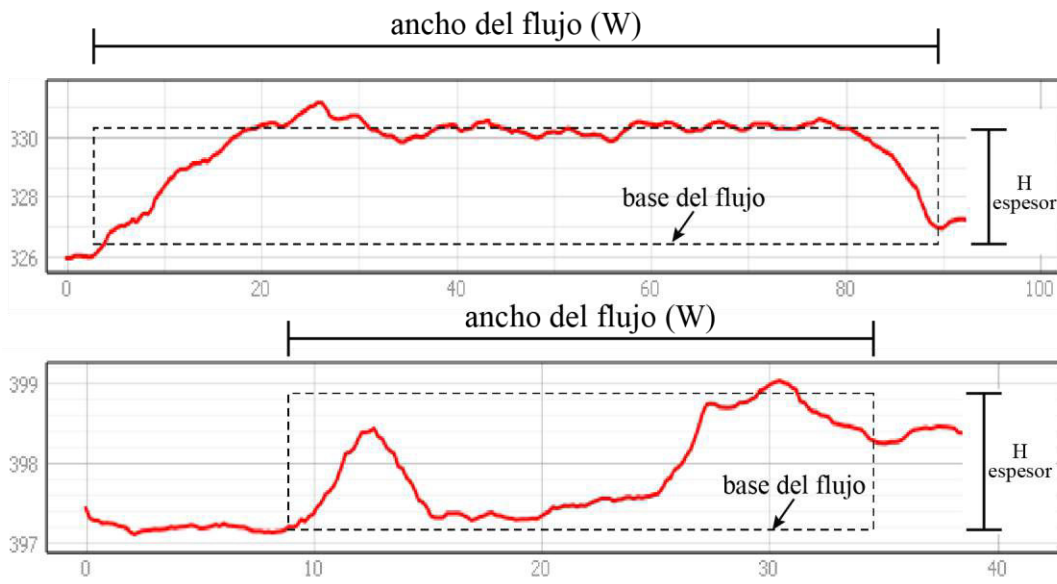


Fig. 2.20. Esquema donde se muestran las mediciones realizadas en cada perfil topográfico. Arriba se indica el caso de un lóbulo bien formado y abajo donde un canal con *levees* está bien formado.

La longitud del flujo fue medida desde su inicio en el centro de emisión C6, esta medición se realizó 5 veces para estimar su error. Para obtener la pendiente (α) se utilizó la herramienta **Terrain Profile** en QGIS para obtener los catetos de un triángulo rectángulo (Fig. 2.21) y utilizando fórmulas trigonométricas obtener el ángulo de la pendiente:

$$(10) \quad \alpha = \tan^{-1}\left(\frac{ab}{L}\right)$$

Donde, α [rad] es el ángulo de la pendiente, ab es la diferencia de alturas entre los extremos de la sección a ser estudiada y L es la distancia en el eje x entre los extremos de la sección a ser estudiada, Este procedimiento fue realizado 5 veces sobre el flujo y en el terreno adyacente.

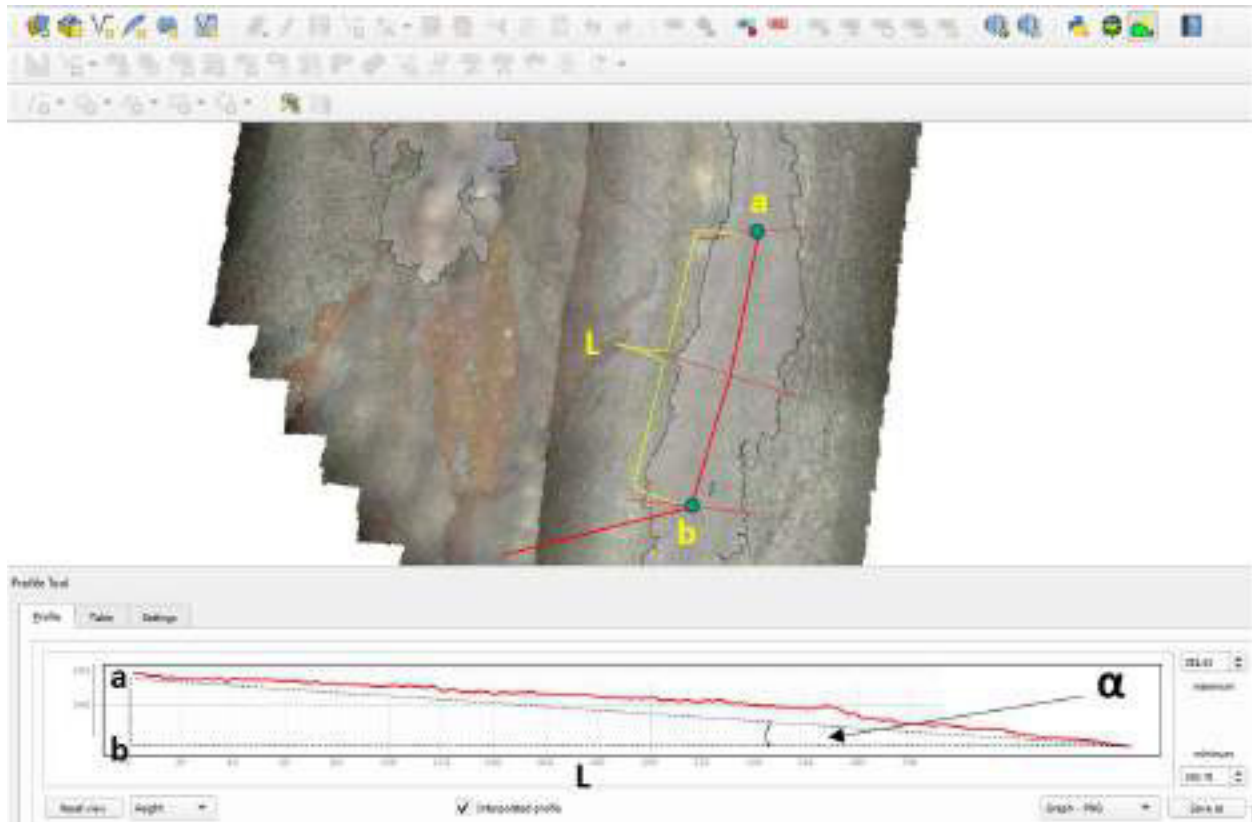


Fig. 2.21. Ilustración de la metodología seguida para el cálculo de la pendiente del lóbulo.

Finalmente, para obtener el error en los parámetros reológicos se realizó la propagación de errores utilizando la ecuación (4). De acuerdo con lo mencionado en Chevrel et al. (2013) la propagación de los pequeños errores en las mediciones morfológicas puede ocasionar que el error en los parámetros reológicos se extienda más de lo adecuado. Por ejemplo, en la

propagación del error de la viscosidad (ec. 7) el espesor afecta al resultado en un factor de 2 y 3 en los 4 términos de la ecuación (4), esto ocurre de manera similar en la velocidad. En consecuencia, se realizó la propagación de errores utilizando solo el error de los parámetros reológicos y tratando a las mediciones morfológicas como constantes (excepto para la tasa de efusión y el límite elástico).

A continuación, se presentan las ecuaciones utilizadas para la propagación del error en la tasa de efusión, viscosidad, velocidad y límite elástico respectivamente.

$$(11) \quad EQ = \sqrt{(G_z k)^2 * \left[\left(\frac{W}{H} EL \right)^2 + \left(\frac{L}{H} EW \right)^2 + \left(\frac{LW}{H^2} EH \right)^2 \right]}$$

$$(12) \quad E\eta = \eta \sqrt{\left(\frac{EQ}{Q} \right)^2}$$

$$(13) \quad Ev = v \sqrt{\left(\frac{E\eta}{\eta} \right)^2}$$

$$(14) \quad E\tau = \sqrt{(\rho g)^2 * [(\sin \alpha EH)^2 + (H \cos \alpha E\alpha)^2]}$$

A continuación, se muestra la Tabla 5, la cual presenta las mediciones y parámetros reológicos obtenidos para el perfil presentado. En el Anexo III se muestran las mediciones y parámetros reológicos obtenidos para todos los perfiles analizados.

Tabla 5.

Mediciones morfológicas y parámetros reológicos del perfil 1 en el frente del flujo de lava.

MORFOLOGÍA PERFIL 1

Mediciones	Altura techo del flujo (msnm)	Altura base 1 del flujo (msnm)	Altura base 2 del flujo (msnm)	Ancho W (m)
1	330.4	326.0	326.9	87.3
a	330.4	326.3	326.9	86.1
b	330.4	326.4	326.8	84.9
c	330.4	326.7	326.7	84.0
d	330.4	326.6	327.0	83.3
e	330.4	326.9	326.8	81.9
Promedio (m)	330.4	326.5	326.8	84.6
Error (m)	0.02	0.3	0.1	2.0
Promedio B1-B2 (m)	326.7			
Error (m)	0.3			
Espesor H (m)	3.7			
Error (m)	0.3			

PENDIENTE PERFIL 1

N° de mediciones	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
1a	174.0	334.9	322.8	12.1	0.07	0.07	4.0
1b	174.0	336.1	326.4	9.7	0.06	0.06	3.2
1c	174.0	337.1	326.8	10.4	0.06	0.06	3.4
1d	174.0	338.2	327.6	10.6	0.06	0.06	3.5
1e	174.0	335.2	324.2	10.9	0.06	0.06	3.6
				Promedio	0.06	0.06	3.5
				Error	0.01	0.01	0.3

LONGITUD DEL FLUJO

N° de mediciones	Longitud L (m)
1	2078.7
2	2085
3	2087.4
4	2084.3
5	2085.9
Promedio (m)	2084.3
Error (m)	3.3

REOLOGÍA PERFIL 1

Tasa de efusión volumétrica Q (m ³ /s)	5.8
Error Q (m ³ /s)	0.8
Viscosidad η (Pa.s)	4.00E+05
Error η (Pa.s)	6.00E+04
Velocidad v (m/s)	0.02
Error v (m/s)	0.003
Límite elástico τ (Pa)	6.00E+03
Error τ (Pa)	1.00E+03

Este procedimiento se lo realizó en todos los perfiles topográficos a lo largo del flujo de lava. Los parámetros reológicos para todo el flujo son el promedio de los resultados individuales en cada perfil.

2.5. Análisis químicos

Se realizaron análisis químicos a 48 muestras de roca recolectadas durante la misión de campo, estas muestras fueron tomadas a lo largo de los campos de lava de las fisuras eruptivas 1, 2, 3, 4, 5 y 6. Dentro de las muestras antes mencionadas se analizaron 4 duplicados: SN2018-F1-02a y b; SN2018-F2-01a y b; SN2018-F2-03a y b; SN2018-F3-05a y b, los cuales se utilizaron para verificar que los análisis no superen el error teórico.

En este estudio se analizaron e interpretaron únicamente las 8 muestras de la fisura eruptiva 3.

La preparación de las muestras se la realizó en las instalaciones del IG-EPN, primero se las trituró manualmente utilizando un mortero de titanio hasta obtener tamaños de grano <3 mm, posteriormente con la ayuda del molino de ágata Retsch RM 200 se redujo el tamaño de grano hasta ~ 17 μm (Fig. 2.22).

Fracciones de polvo de roca fueron enviadas para el análisis de elementos mayores y trazas a los laboratorios de la Universidad de Brest (Francia) donde se utilizó espectroscopia de emisión atómica de plasma acoplado inductivamente (ICP-AES, por sus siglas en inglés) siguiendo los protocolos definidos en Cotten et al. (1995). Las desviaciones estándar relativas son del 1% para el SiO_2 y del 2% para el resto de óxidos de elementos mayores, excepto para concentraciones bajas ($<0.5\%$) para los cuales la desviación estándar absoluta es del 0.01%. Para los elementos traza la desviación estándar relativa es $\sim 5\%$ excepto para el Er ($\sim 20\%$). En el Anexo IV se muestra el resultado de los análisis químicos de roca total para las muestras de la fisura 3.

Adicionalmente, se recopilaron datos geoquímicos de la bibliografía existente. Para Sierra Negra se obtuvieron datos de la erupción de 2005 (Geist et al. 2008) y de todo el edificio volcánico reciente (Reynolds y Geist, 1995), además, se utilizaron datos de Alcedo y Cerro Azul obtenidos de (Geist et al., 1995; Naumann et al., 2002) respectivamente.



Fig. 2.22. Trituración de muestras de roca. Izquierda: mortero de titanio. Derecha: Molino de ágata Retsch RM 200.

CAPITULO III

RESULTADOS

3.1. Cartografía de alta resolución

Se cartografiaron los bordes externos, *kipukas*, contactos internos, *levees* y ejes de flujos del campo de lava de la fisura 3 obteniendo como resultado un mapa a detalle con los elementos cartografiados (Fig. 3.1). En el Anexo I se muestra la cartografía a detalle a escala 1:5000. Se estimó que el área ocupada por el campo de lava es de $42.1 \pm 0.2E+4 \text{ m}^2$, lo cual concuerda y afina los $40E+4 \text{ m}^2$ obtenidos por Vasconez et al. (2018) utilizando datos de imágenes de los satélites Landsat-8 y Sentinel-2 (20 - 30 m/píxel). La Fig. 3.2 muestra una comparación entre la cartografía obtenida en este trabajo con la reportada en Vasconez et al. (2018). Se puede contrastar el nivel de detalle obtenido con las imágenes del VANT (3.4 - 4.2 cm/píxel). La cartografía realizada con imágenes satelitales se ajusta muy bien a la obtenida en este trabajo, sobre todo en cuanto a sus dimensiones. Sin embargo, las deficiencias del trabajo previo se basan en el nivel de detalle en los límites y estructuras internas del campo de lava.

Además, se calculó el volumen total de los depósitos piroclásticos (escoria, spatter) y lava emitidos en esta erupción, obteniendo como resultado $83.1 \pm 36.7E+4 \text{ m}^3$ (Tabla 6). La metodología utilizada para esta estimación se encuentra en la sección 2.3. Para el análisis del volumen total se utilizaron 90 perfiles topográficos distribuidos en todo el campo de lava, obteniendo un espesor de $1.9 \pm 1 \text{ m}$ para todo el campo de lava, afinando los $3 \pm 1.5 \text{ m}$ asumidos por Vasconez et al. (2018). Las mediciones y resultados obtenidos en todos los perfiles se encuentran en el Anexo II.

Asumiendo un porcentaje de espacios vacíos del 25% (Rowland et al., 2003) se calculó un volumen DRE de $62.3 \pm 27.5E+4 \text{ m}^3$ para el campo de lava.

En la siguiente sección se muestra y describe el campo de lava dividido en varios sectores donde se puede observar de manera más detallada la cartografía de la zona.

Tabla 6.

Mediciones y estimación del volumen total de los sectores y el campo de lava.

VOLUMEN TOTAL: SECTORES Y CAMPO DE LAVA

	Perímetro (m)	Área (m ²)	Volumen total (m ³)	Espesor promedio ponderado (m)
Sector A	0.07E+4	1.4 ± 0.01E+4	3.2 ± 2.2E+4	2.3 ± 1.6
Sector B	0.10E+4	0.6 ± 0.01E+4	0.7 ± 0.4E+4	1.1 ± 0.7
Sector C	0.18E+4	5.3 ± 0.02E+4	10.2 ± 6.0E+4	1.9 ± 1.1
Sector D	0.33E+4	3.6 ± 0.03E+4	3.8 ± 2.0E+4	1.0 ± 0.6
Sector E	0.35E+4	6.3 ± 0.04E+4	11.4 ± 8.3E+4	1.8 ± 1.3
Sector F	0.16E+4	1.8 ± 0.02E+4	2.4 ± 1.4E+4	1.3 ± 0.8
Sector G	0.09E+4	1.6 ± 0.01E+4	2.8 ± 1.3E+4	1.8 ± 0.8
Sector H	0.55E+4	12.2 ± 0.05E+4	26.5 ± 7.3E+4	2.2 ± 0.6
Sector I	0.37E+4	9.3 ± 0.04E+4	22.3 ± 7.8E+4	2.4 ± 0.8
Campo de lava	2.0E+4	42.1 ± 0.2E+4	83.1 ± 36.7E+4	1.9 ± 1
		Volumen DRE (m³)	62.3 ± 27.5E+4	

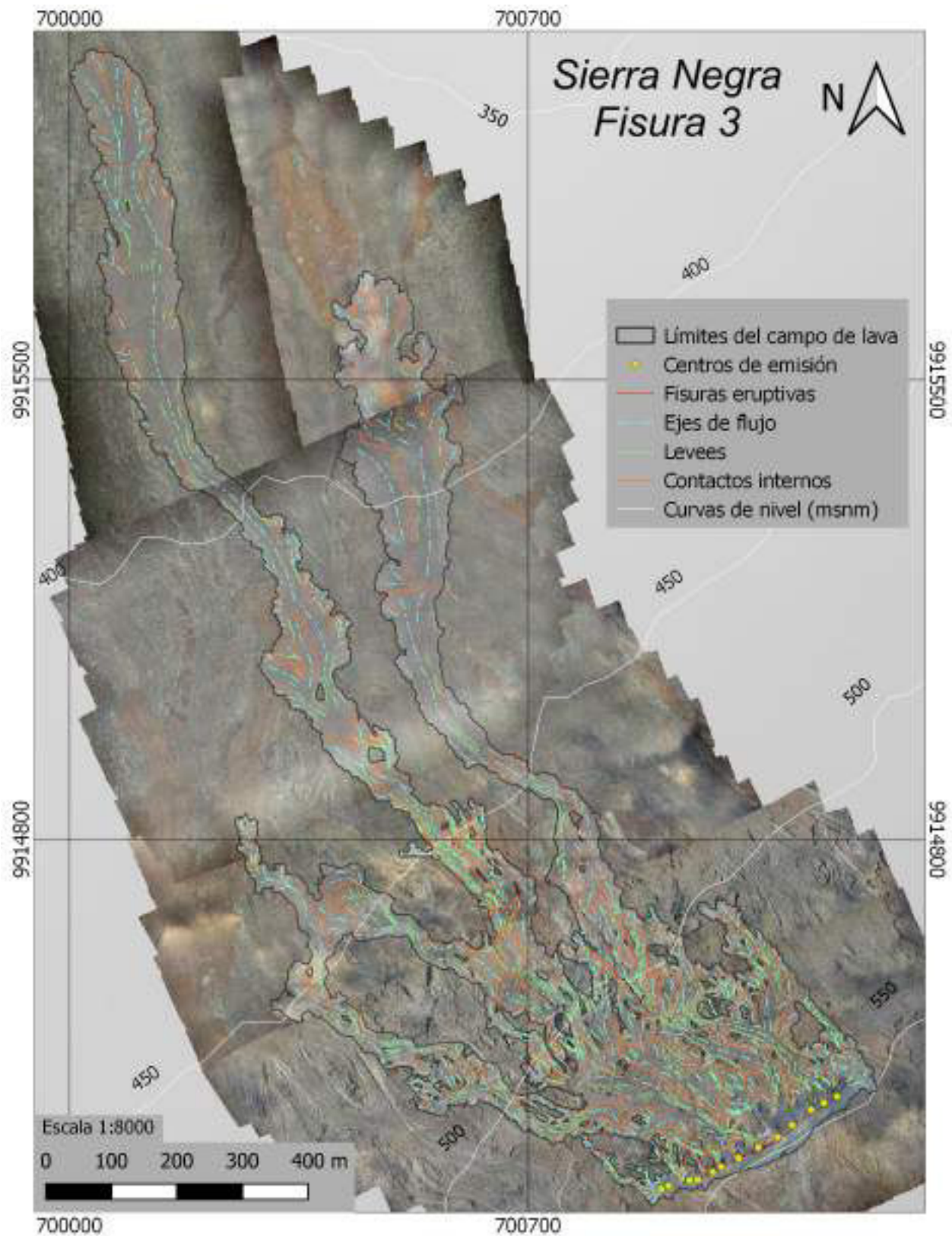


Fig. 3.1. Cartografía a detalle del campo de lava emitido en la fisura 3, Sierra Negra-2018. WGS 84/UTM zone 15S.

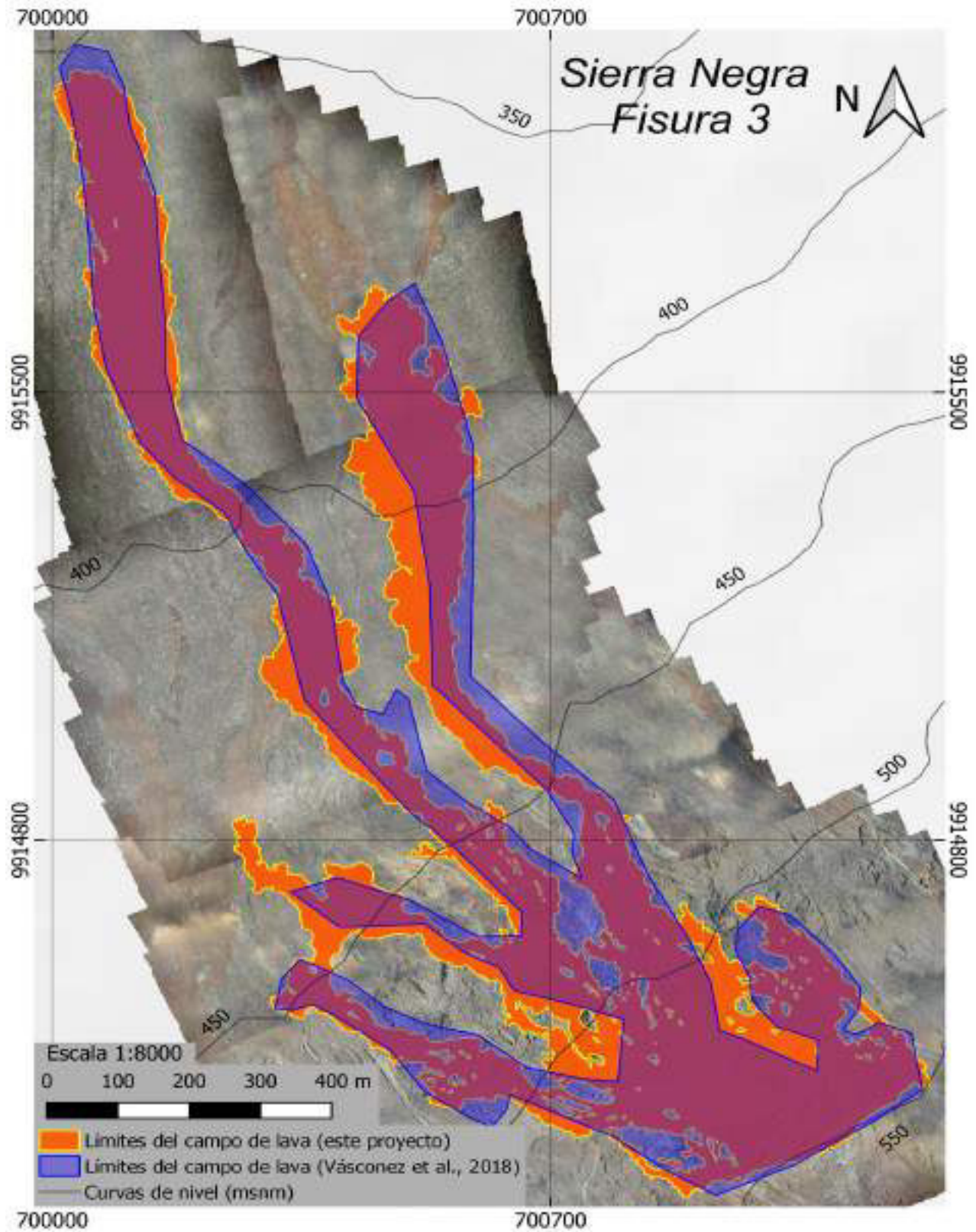


Fig. 3.2. Cartografía del campo de lava de la fisura 3 en Sierra Negra. Este proyecto (campo anaranjado). Vasconez et al. (2018) (campo azul).

3.2. Análisis y descripción del campo de lava

El campo de lava de la fisura eruptiva 3 ha sido dividido en 9 sectores como se muestra en la Fig. 3.3. La sectorización del campo de lava se realizó tomando en cuenta la distancia y características de los depósitos con respecto a la fisura: depósitos proximales y distales, zonas de acumulación e individualización tal como se describe a continuación:

El sector A corresponde a las fisuras eruptivas junto con sus depósitos más proximales. El sector B contiene 3 conos de salpicadura conservados asociados a las fisuras eruptivas y sus depósitos proximales. El sector C corresponde a una zona amplia con canales de lava incipientes y es donde se acumulan varios depósitos de las fisuras. Los sectores D y F corresponden a la individualización más proximal de flujos de lava alimentados principalmente por los bordes de la fisura. El sector E corresponde a la zona donde los flujos de lava distales empiezan a individualizarse. Los sectores G, H e I corresponden a lóbulos de lava distales individualizados. A continuación, se describirán a detalle los sectores antes mencionados con las estructuras presentes en cada uno de ellos.

En el campo de lava se pudo distinguir al menos dos pulsos de emisión importantes; un primer pulso asociado a extensos depósitos de lavas tipo pāhoehoe parcialmente cubiertos por lavas tipo pāhoehoe transicional y flujos de lava 'a'ā dispersos no muy potentes, mientras que, el segundo pulso está asociado principalmente a flujos de lava 'a'ā potentes y bien marcados en el campo de lava, los cuales se extienden hasta las partes más distales del campo de lava.

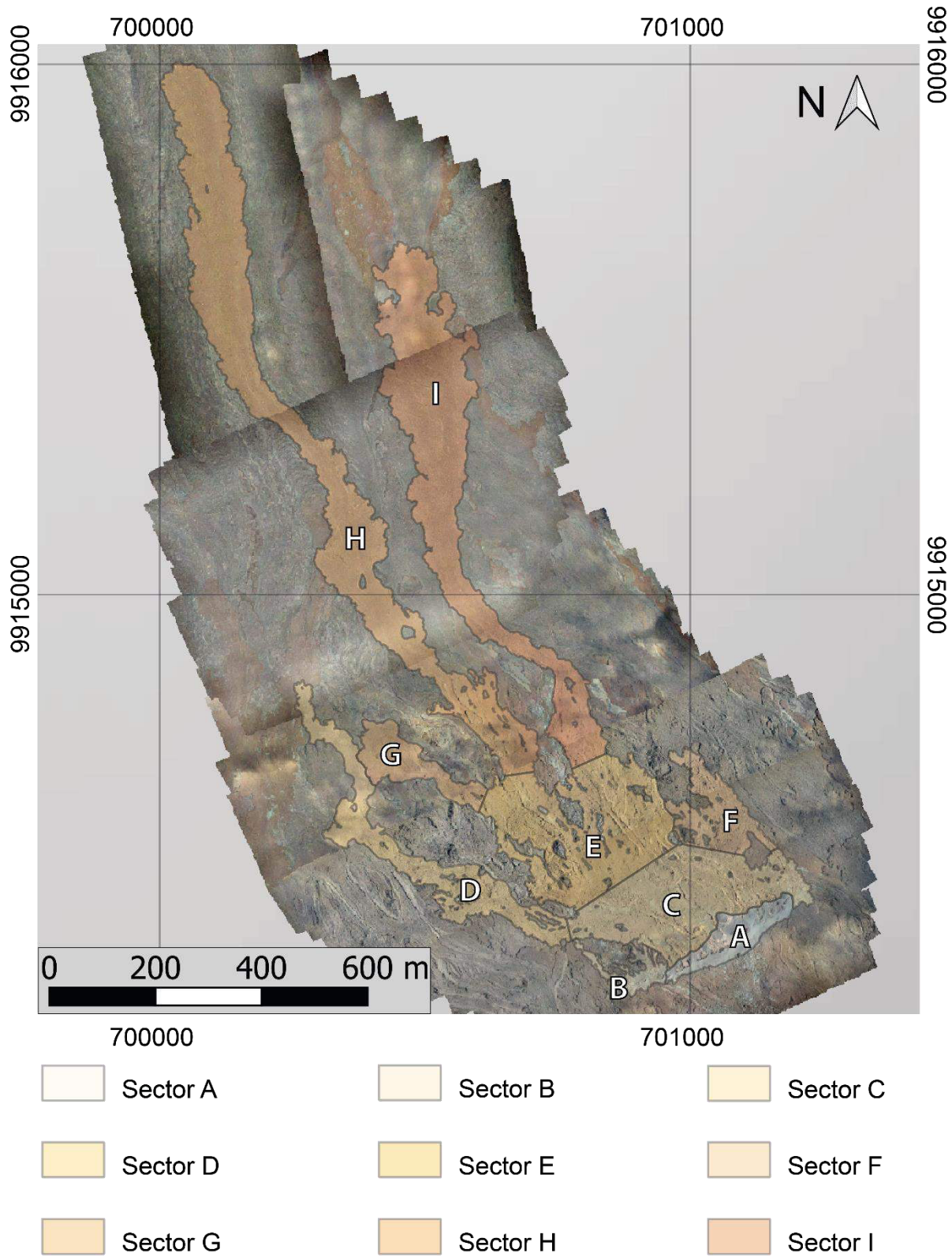


Fig. 3.3. Campo de lava de la fisura eruptiva 3 dividido en sectores.

3.2.1. Fisuras eruptivas

La fisura eruptiva 3 tiene una orientación ENE/OSO con su labio noroccidental colapsado en su mayor parte y está dividida en dos segmentos paralelos denominados: F3a y F3b, separados por aproximadamente 12 m (Fig. 3.5). El segmento F3a corresponde a una fisura de 148 m de longitud orientada N55° la cual formó al menos 6 centros de emisión (algunos en algún momento fueron conos de salpicadura, sin embargo, no se puede reconocer bien sus límites). C1 se mantiene como un cono de salpicadura distinguible. Todos los centros de emisión presentan colapsos en sus flancos. Los tres primeros centros de emisión muestran colapsos parciales; C1 al NO, C2 y C3 al NE, mientras que, C4, C5 y C6 presentan todo su flanco NO colapsado. F3b corresponde a un segmento de fisura de 93 m de longitud orientada N61° la cual formó al menos 4 centros de emisión de los cuales C7, C8 y C9 presentan un colapso parcial de su flanco NO, por otro lado, C10 se mantiene como un cono de salpicadura distinguible sin evidencia de colapso (Fig. 3.4). Si se considera una fisura total para el campo de lava, esta tendría una longitud de ~253 m lo cual concuerda con los 250 m estimados por Vasconez et al. (2018).

Hacia el suroccidente la actividad eruptiva de la fisura produjo 3 centros de emisión más. Todos presentan la geometría de un cono de salpicadura bien marcada. C11 y C13 sufrieron un colapso parcial de sus flancos NNO y NO respectivamente. C12 no tiene señales de colapso alguno (Fig. 3.4).

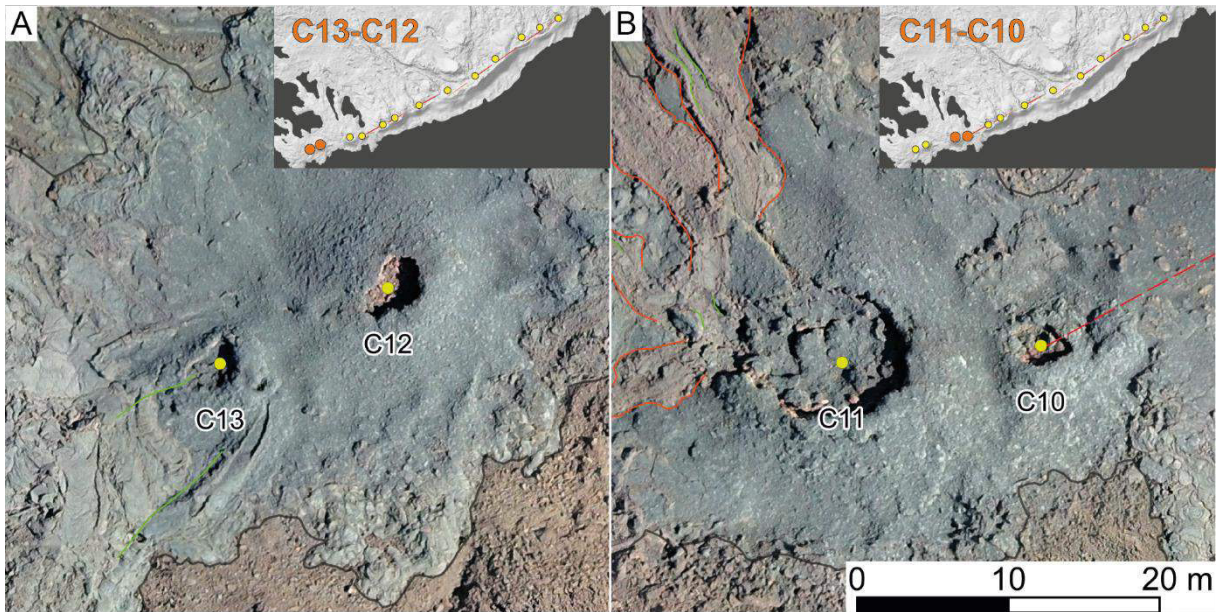
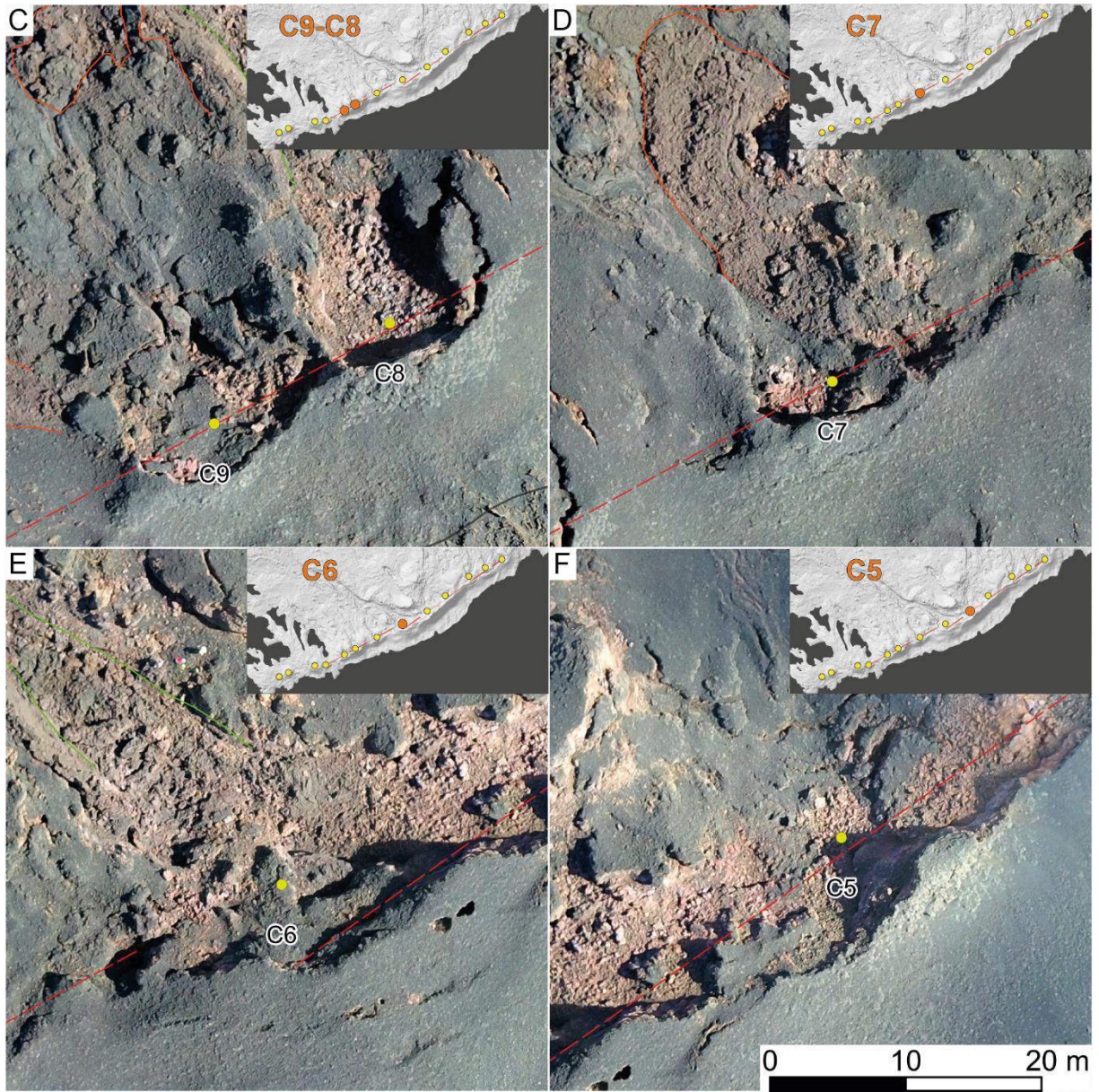
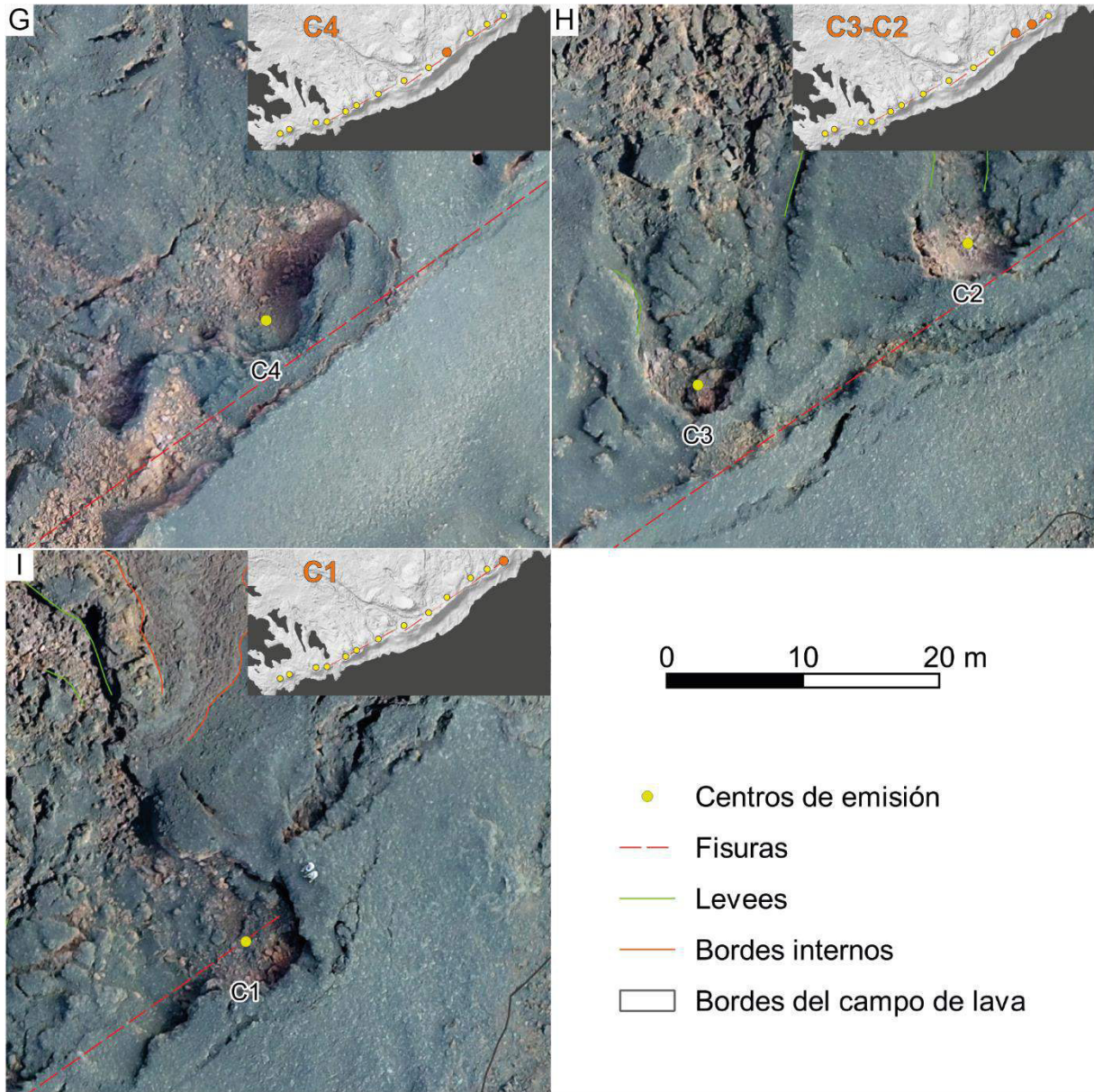


Fig. 3.4. Centros de emisión del campo de lava de la fisura eruptiva 3. Las imágenes muestran a los centros de emisión de Oeste-Este. A) C13 y C12. B) C11 y C10. C) C9 y C8. D) C7. E) C6. F) C5. G) C4. H) C3 y C2. I) C1. La simbología se encuentra al final de la figura.



Continuación de la Fig. 3.4.



Continuación de la Fig. 3.4.

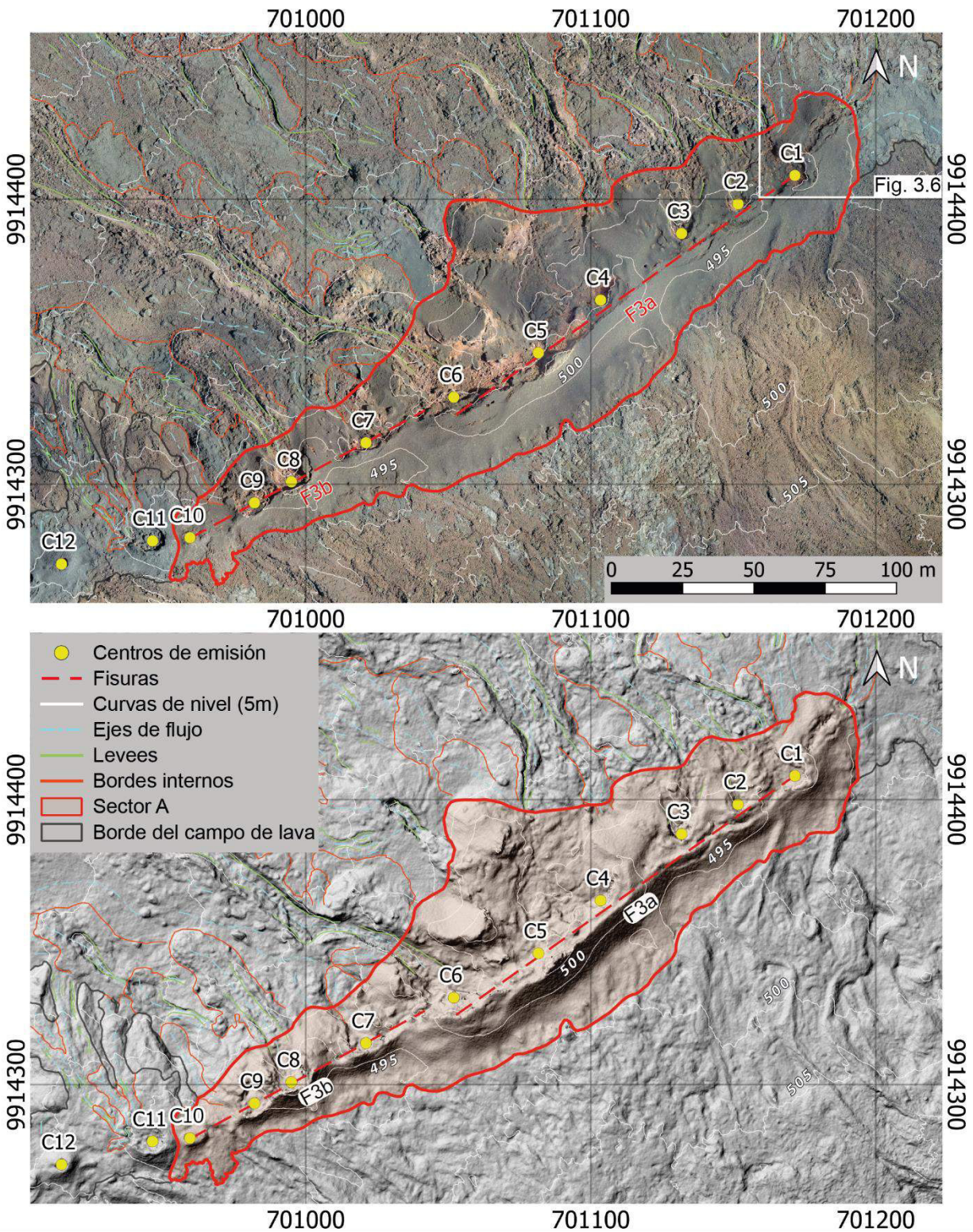


Fig. 3.5. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía de la fisura 3 y el campo de lava proximal. Se observa todo el sector A. WGS 84/UTM zone 15S.

3.2.2. Depósitos proximales

Sector A

El Sector A (Fig. 3.5) comprende ambos segmentos de la fisura: F3a y F3b, junto con los centros eruptivos y sus depósitos asociados, los cuales cubren un área de $1.4 \pm 0.01E+4 \text{ m}^2$, con un volumen de $3.2 \pm 2.2E+4 \text{ m}^3$.

A los extremos se encuentran dos conos de salpicadura distinguibles: C1 y C10 (Fig. 3.4B e I). Este sector se encuentra cubierto principalmente por escoria y salpicadura originada en los centros de emisión correspondientes. Al NE de C1 se observa un canal que no provocó un colapso total de la estructura (Fig. 3.4I), pero alimenta un amplio depósito de lava pāhoehoe del tipo “*sheet flow*” y “*slabby*” perteneciente al primer pulso y que se extiende hacia el sector C (Fig. 3.6). C1 también alimenta un flujo de lava 'a'ā que se extiende hasta el Sector F, el cual pertenece a la fase temprana del segundo pulso de emisión (Fig. 3.7). En el flujo antes mencionado se puede observar fragmentos de lava pāhoehoe “*slabby*”, lo que significaría que este pulso fue un poco más intenso y provocó la destrucción parcial de un túnel de lava anterior, además, este flujo de lava en su parte central y distal se encuentra cubierto por otro flujo 'a'ā perteneciente a una fase tardía del segundo pulso de emisión. C10 presenta pequeños depósitos de lava pāhoehoe en sus flancos (Fig. 3.4B), el resto de los centros de emisión alimentan los flujos de lava más distales del campo de lava. C8 tiene asociado un pequeño flujo de lava 'a'ā tardío.

Sector B

El Sector B (Fig. 3.8) comprende los conos de salpicadura C11, C12 y C13 y sus depósitos asociados ocupando un área de $0.6 \pm 0.01E+4 \text{ m}^2$, con un volumen de $0.7 \pm 0.4E+4 \text{ m}^3$.

Dichos conos corresponden a salpicadura y escoria en sus partes más proximales, después, aparecen depósitos de lava tipo pāhoehoe “*sheet flow*” y al menos 4 flujos pāhoehoe “*slabby*” con canales bien marcados (Figs. 3.8 y 3.9). Las texturas de los flujos antes mencionados fueron formadas por el avance de flujos de lava tipo 'a'ā posteriores, los cuales, se extendieron hasta 150 m pendiente abajo en el margen occidental. Los depósitos de este sector pertenecen al primer pulso de emisión y en sus límites se puede observar la sobreposición de flujos de lava 'a'ā más potentes pertenecientes a una fase tardía del segundo pulso de emisión (Fig. 3.9B).

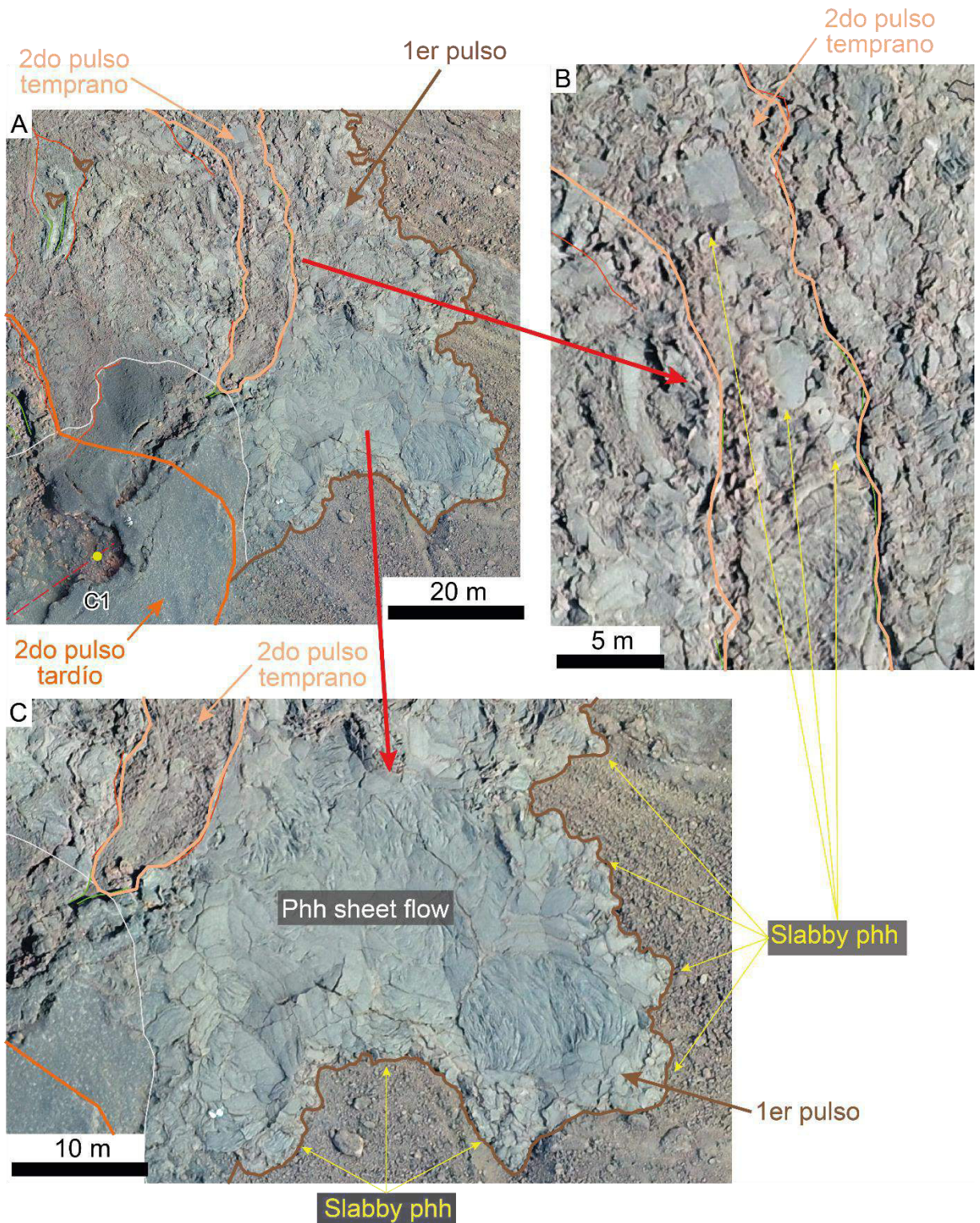


Fig. 3.6. A) Depósitos de lava pāhoehoe del tipo “sheet flow” y “slabby” alimentados por C1. B) Acercamiento al depósito pāhoehoe “sheet flow”. C) Acercamiento al depósito pāhoehoe “slabby”.

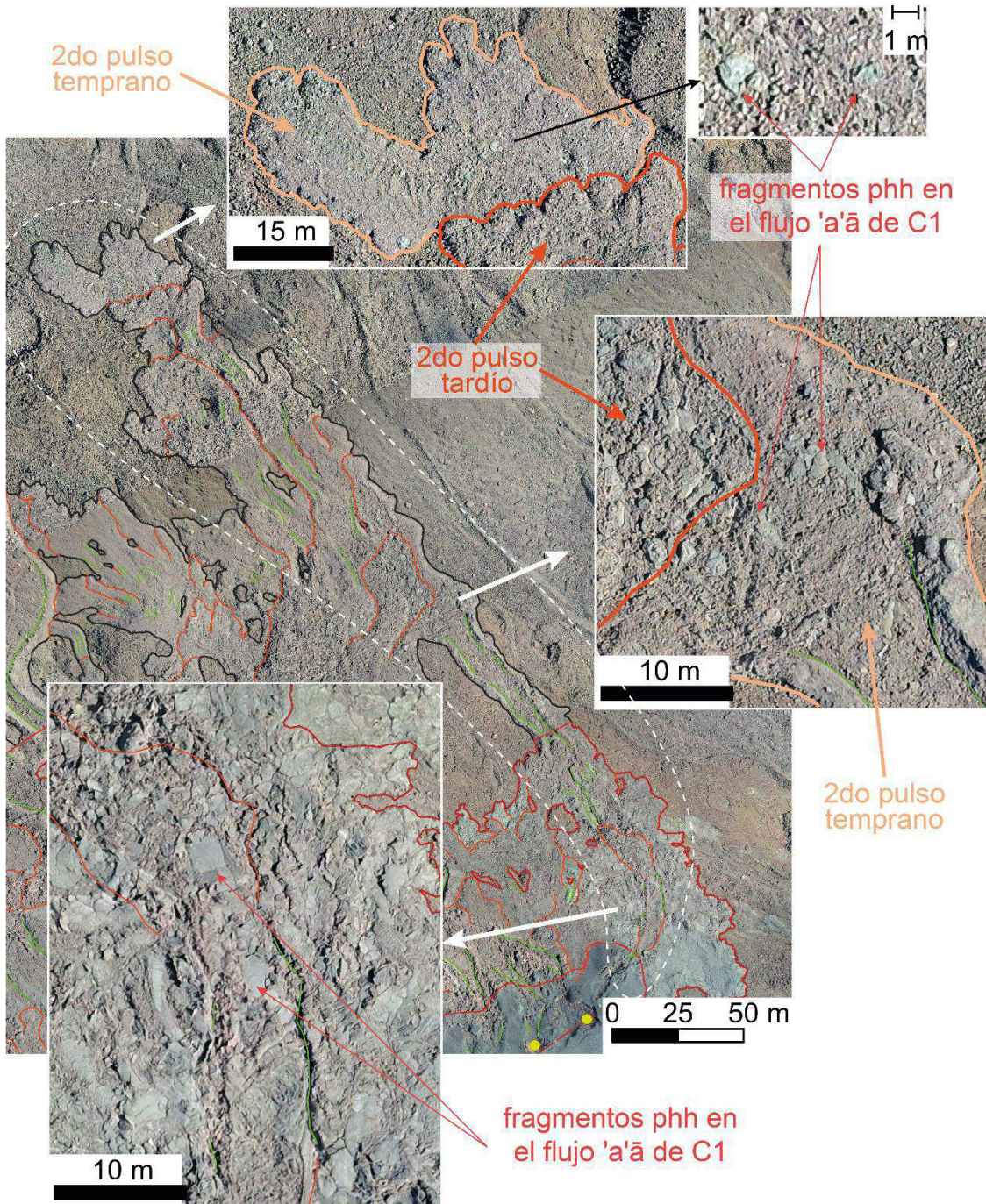


Fig. 3.7. Flujo de lava 'a'ã alimentado por C1 y que se extiende hasta el sector F, mostrando acercamientos a sus partes de interés.

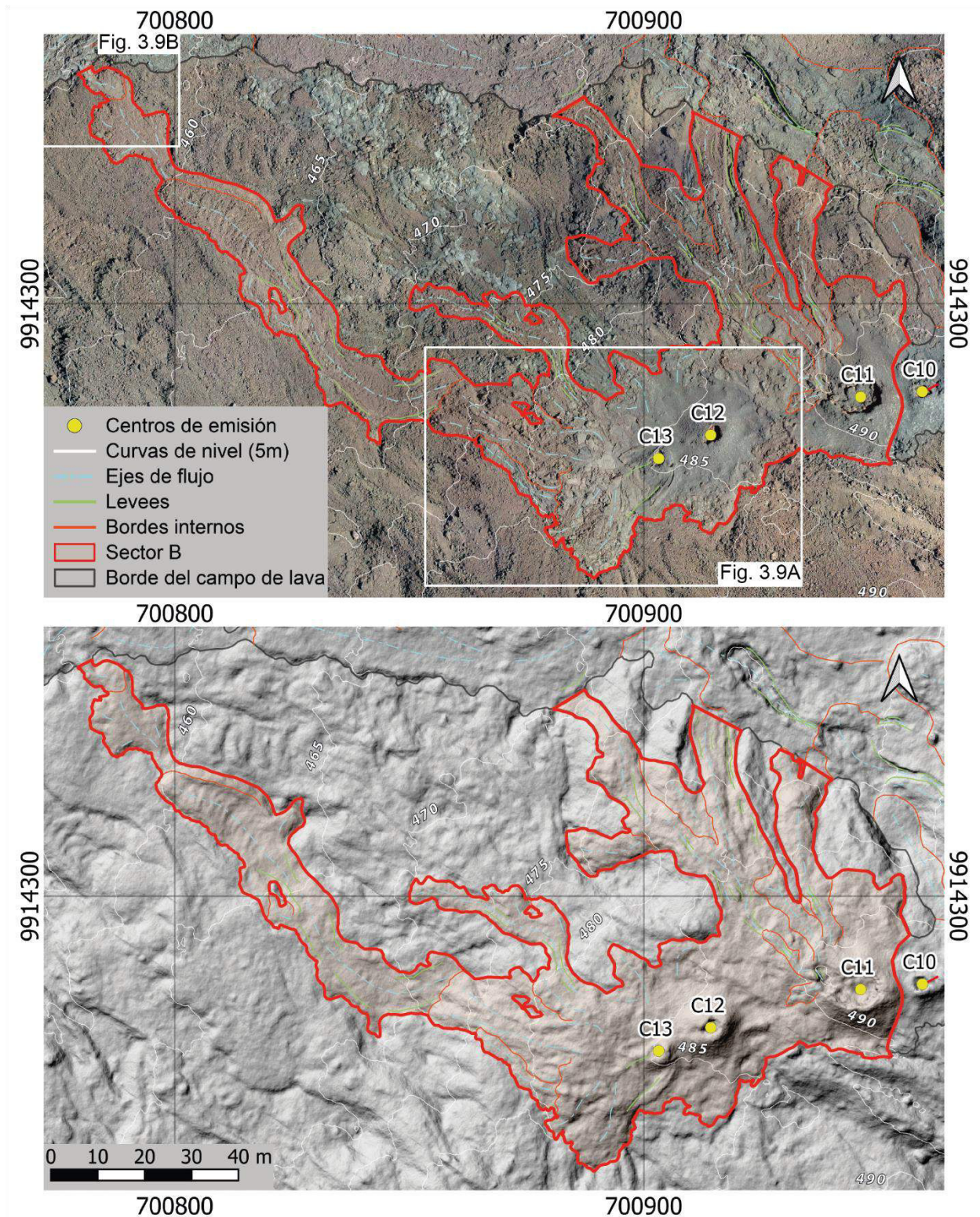


Fig. 3.8. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector B. WGS 84/UTM zone 15S.

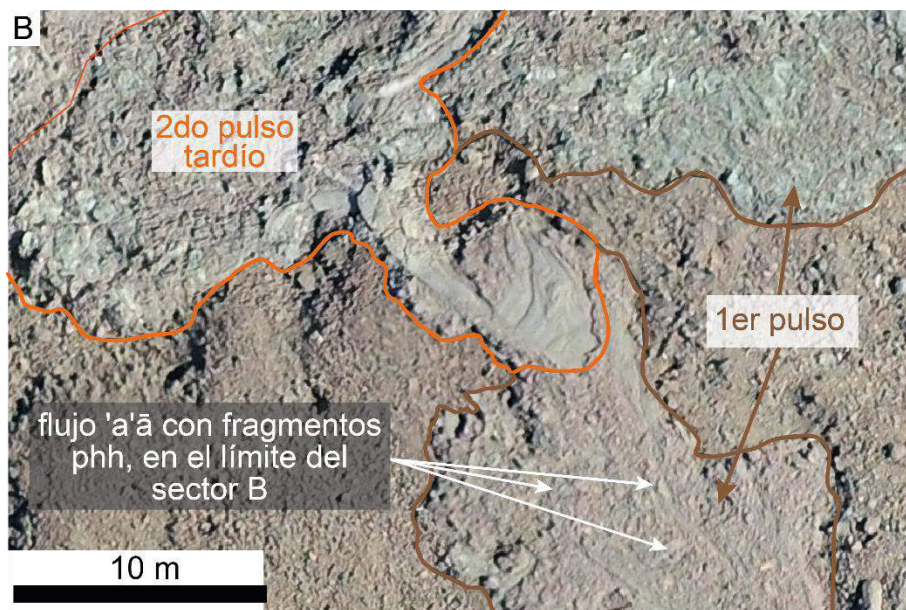
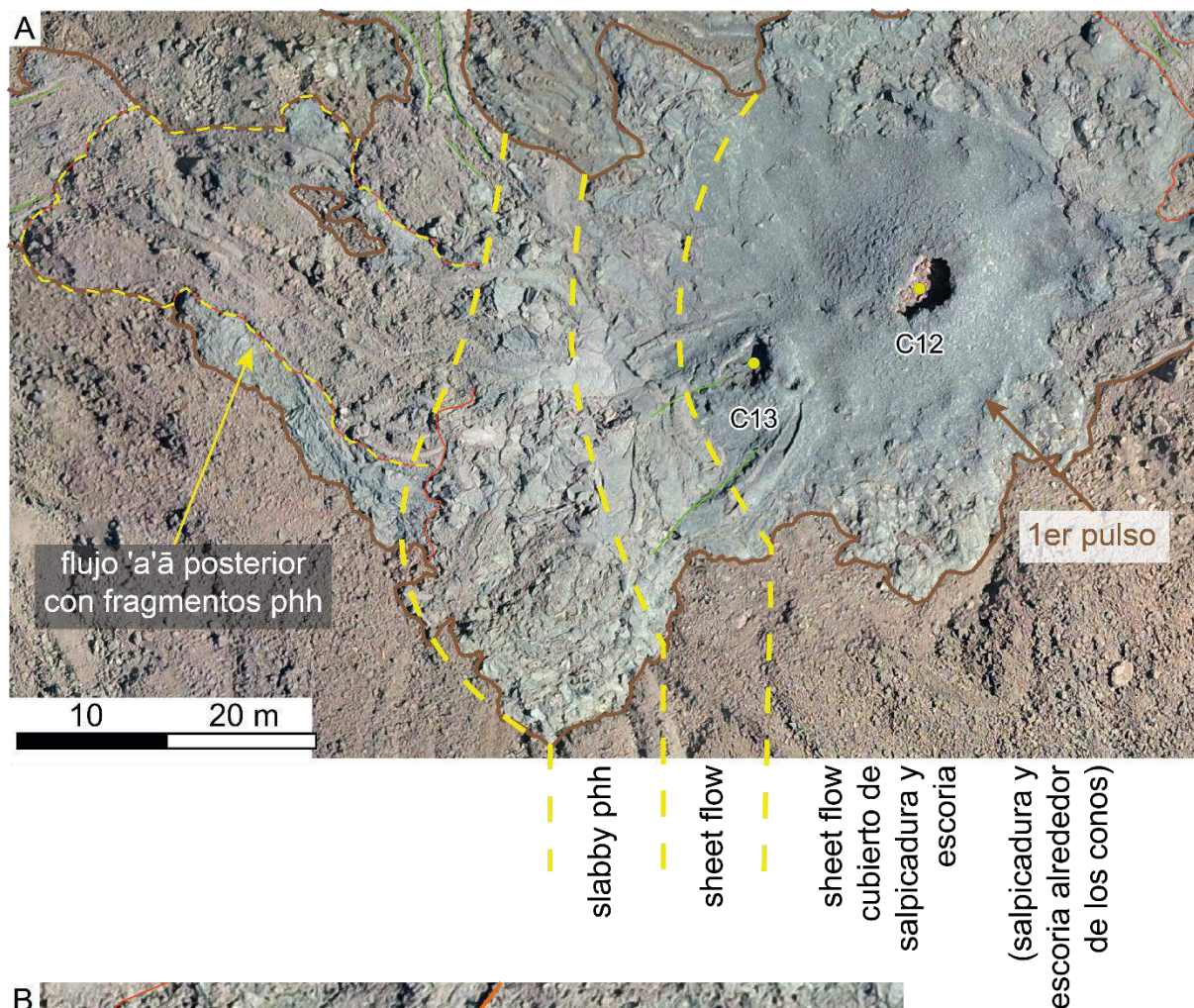


Fig. 3.9. Descripción de los depósitos y estructuras del sector B. A) Depósitos proximales a los centros de emisión del sector B. B) Parte más distal del sector B, mostrando el contacto con los depósitos de la fase tardía del segundo pulso de emisión.

Sector C

El Sector C (Figs. 3.10) comprende un área extensa de $5.3 \pm 0.02E+4 \text{ m}^2$ con un volumen de $10.2 \pm 6E+4 \text{ m}^3$.

Este sector contiene depósitos de lava pāhoehoe, pāhoehoe transicional y 'a'ā (siendo predominantes los primeros) del primer pulso en su base, posteriormente cubiertos de manera parcial por flujos de lava 'a'ā del segundo pulso, estos últimos muestran fragmentos de lava pāhoehoe arrastrados en su superficie confirmando así su cronología. En este sector se presentan varios canales de lava bien marcados siendo los más anchos de todo el campo de lava ~43 m (Fig. 3.11). La parte occidental esta principalmente compuesta por depósitos de lava pāhoehoe del tipo “*sheet flow*” y “*slabby*” del primer pulso (descritos en el sector A, Fig. 3.6), similar al Sector B. En este sector el segundo pulso está asociado a la formación de al menos 2 canales de lava principales originados por los centros de emisión C4 y C6, en ambos segmentos de la fisura, los cuales alimentaron a los lóbulos más distales de todo el campo de lava.

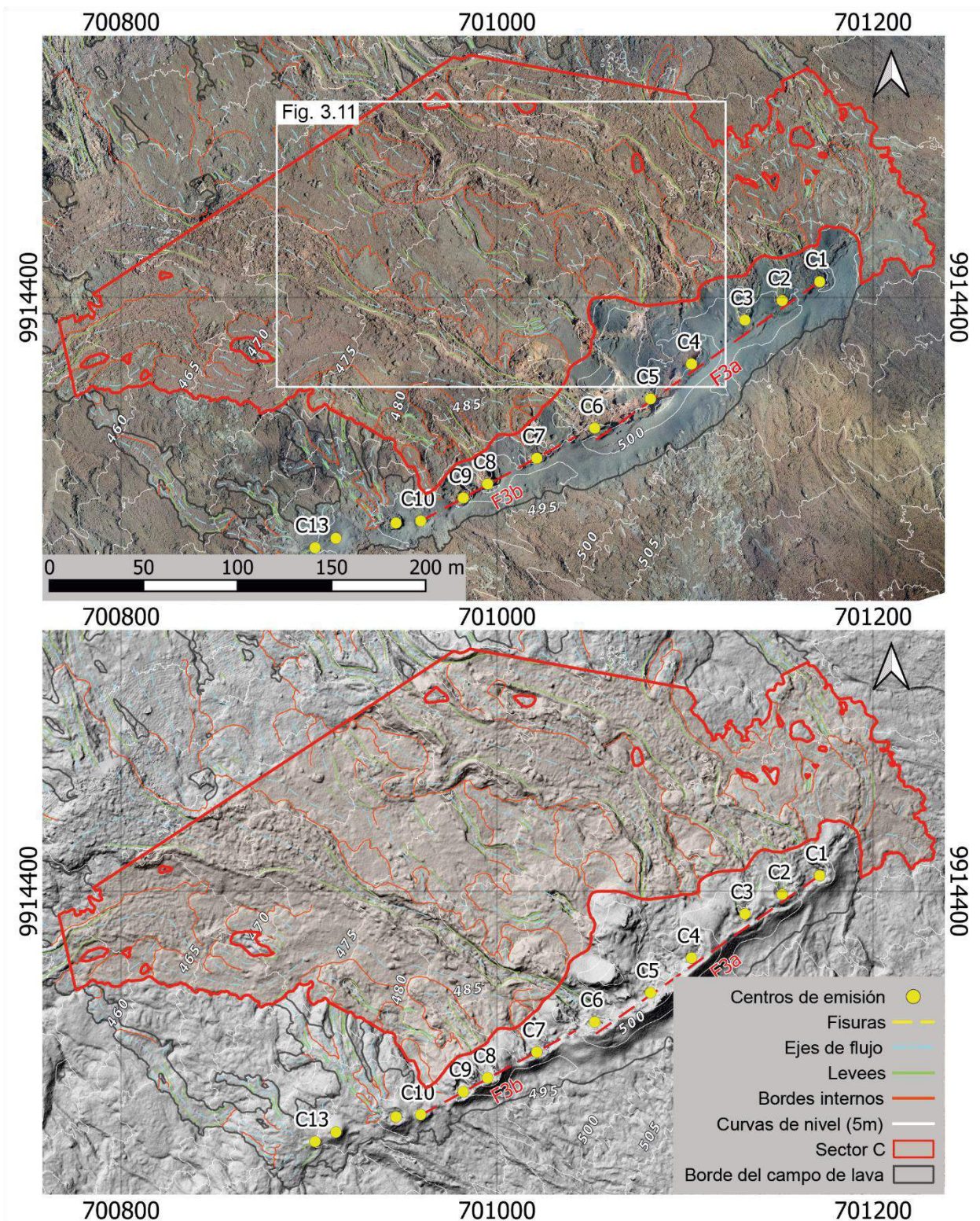


Fig. 3.10. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector C. WGS 84/UTM zone 15S.

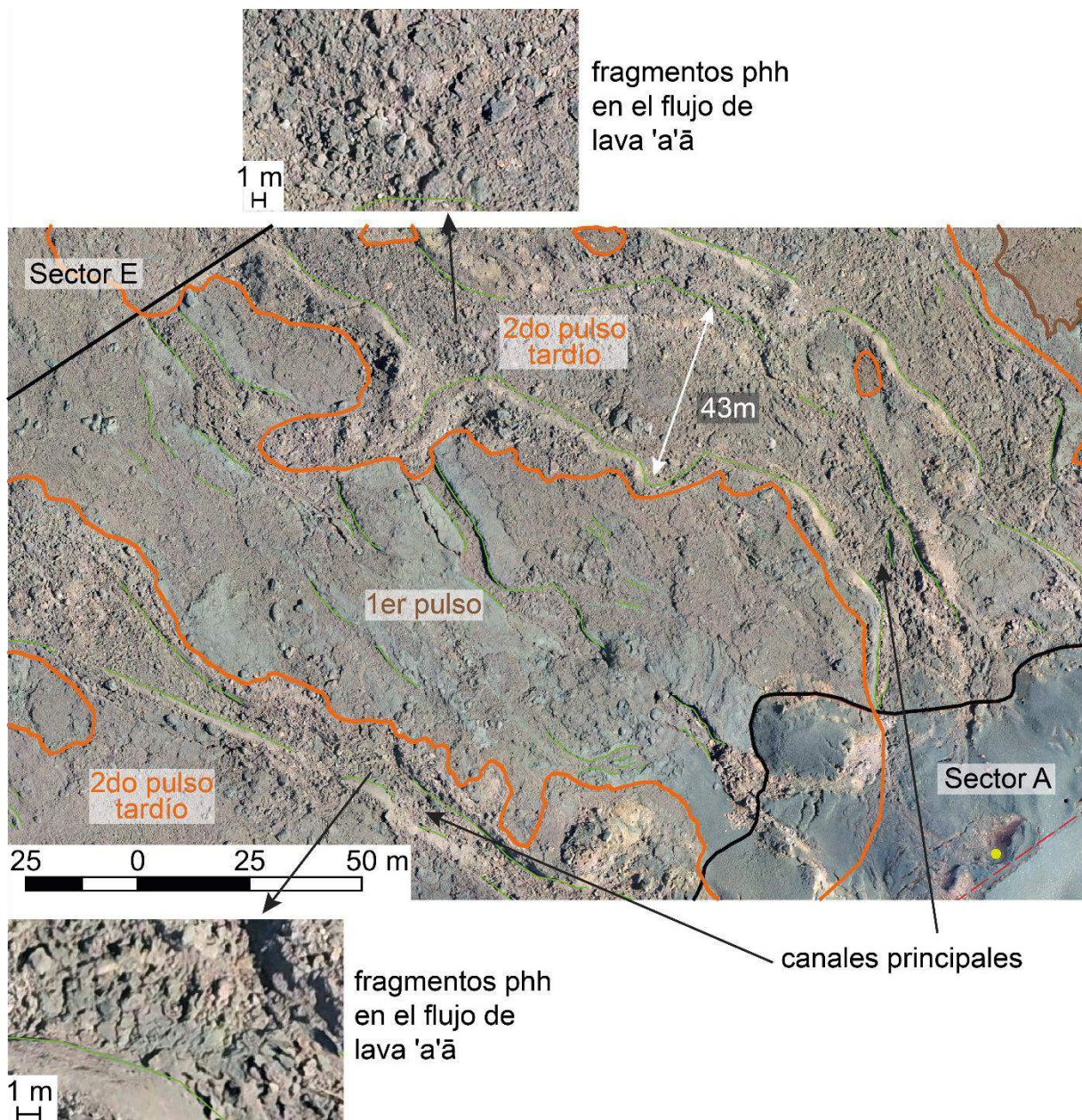


Fig. 3.11. Parte central del sector C, mostrando los depósitos del primer y segundo pulso con sus características.

3.2.3. Flujos de lava proximales

Sector D

El Sector D (Fig. 3.12 y 3.13) ocupa un área de $3.6 \pm 0.03E+4 \text{ m}^2$, con un volumen de $3.8 \pm 2E+4 \text{ m}^3$.

Este sector corresponde a un flujo de lava individualizado de 780 m de longitud sobrepuesto por un flujo posterior de 250 m de largo (medidos desde el inicio del sector), ambos flujos pertenecen al segundo pulso de emisión en una fase temprana y tardía respectivamente. El sector está compuesto principalmente por lava 'a'ā que inicia con un canal de lava amplio (20 m) que alimenta al flujo antes mencionado originado en el centro de emisión C8 o C9, su origen es difícil de distinguir debido a que en las cercanías de la fisura sus depósitos se encuentran cubiertos por un *breakout* del flujo de lava de C6. Al inicio del sector se observan dos flujos pequeños de tipo pāhoehoe transicional a 'a'ā pertenecientes a la continuación del sector B, en la parte más distal del flujo se observan rupturas de lava pāhoehoe asociados a una disminución local de la tasa de efusión (Harris y Rowland, 2015) y de la misma manera de la velocidad de avance del flujo 'a'ā. Este sector está caracterizado por varios canales de lava bien marcados que conducen al flujo según la morfología preexistente. Hacia el final, el flujo presenta un contacto bien marcado con otro flujo del Sector G, en la parte más distal existe un desvío del flujo lo cual deja atrás un primer frente lava, en ambos frentes existen pequeños flujos de lava pāhoehoe (7 – 15 m) producto de rupturas en el flujo principal (Fig. 3.13).

El flujo de lava principal de este sector parece ser una fase temprana del segundo pulso de emisión ya que se encuentra cubriendo a los depósitos del primer pulso, pero también se encuentra subyaciendo a los depósitos más potentes del segundo pulso de emisión (fase tardía).

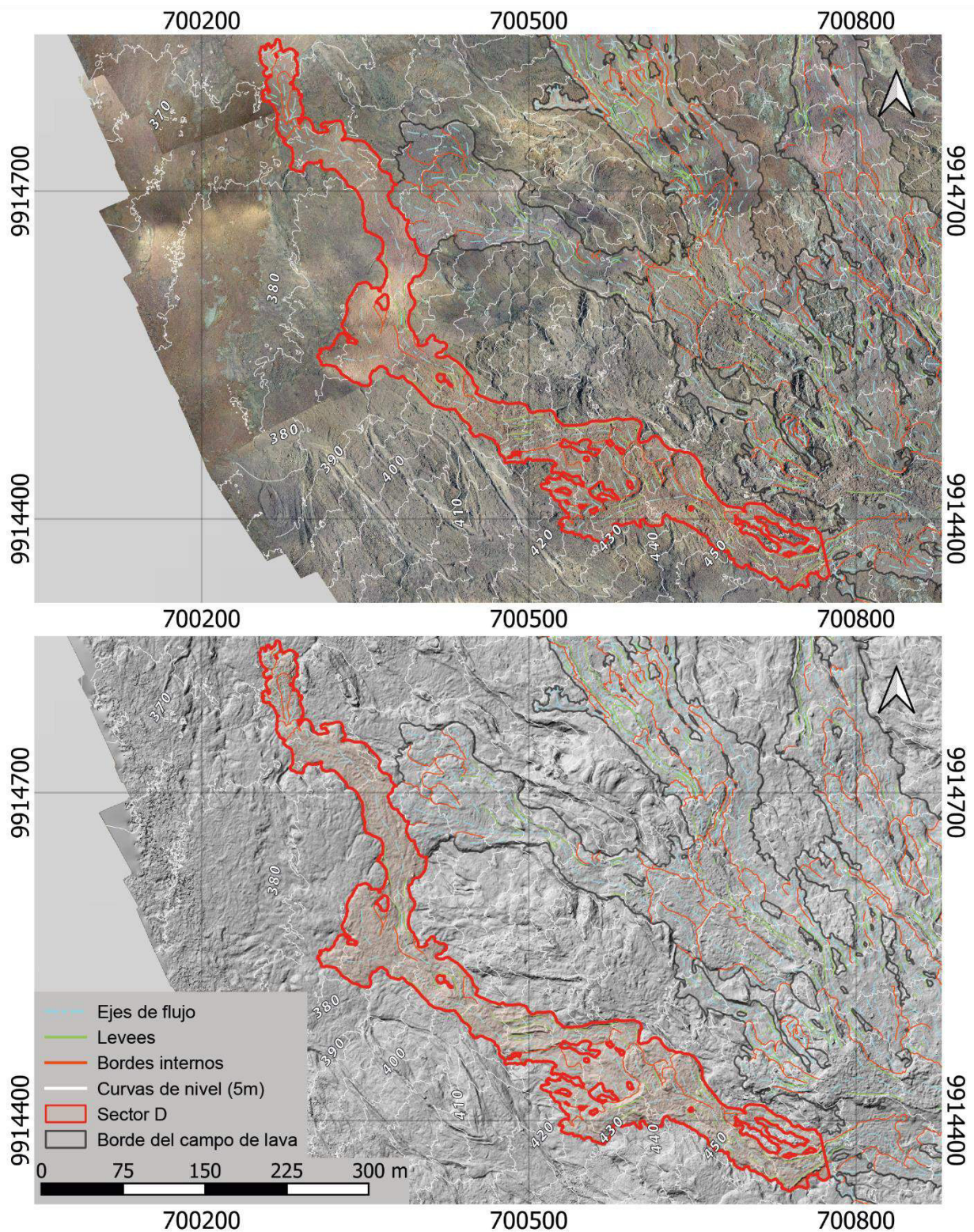


Fig. 3.12. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector D. WGS 84/UTM zone 15S.

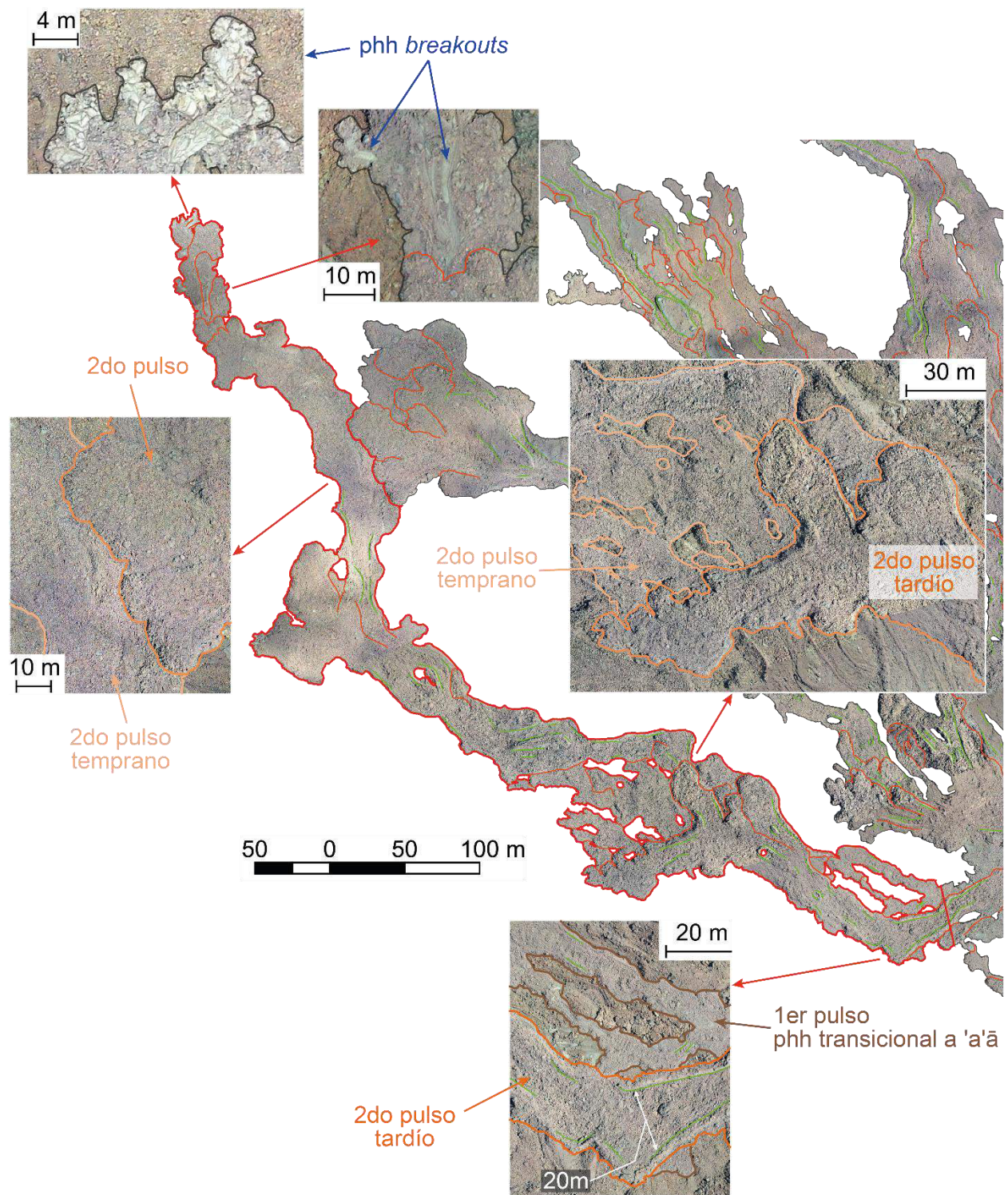


Fig. 3.13. Cartografía del sector D, mostrando acercamientos a sus depósitos y estructuras de interés.

Sector E

El Sector E (Fig. 3.14 y 3.15) corresponde a un área extensa de $6.3 \pm 0.04E+4 \text{ m}^2$, con un volumen de $11.4 \pm 8.3E+4 \text{ m}^3$.

Este sector presenta en su base depósitos de lava tipo pāhoehoe, pāhoehoe transicional y 'a'ā (siendo predominantes los dos últimos) del primer pulso de emisión. Se observa la continuación de los 2 flujos de lava principales tipo 'a'ā descritos en el sector C y pertenecientes a la fase tardía del segundo pulso de emisión, los cuales cubren los depósitos de la fase principal de este segundo pulso. En este sector incrementa la ocurrencia de rupturas en los flancos de los flujos antes mencionados por lo que se forman varios canales de lava bien marcados y flujos de lava 'a'ā adicionales. De la misma manera, en este sector se observa un incremento del número de *kipukas* y el comienzo de la individualización de los flujos de lava más distales de todo el campo (Fig. 3.15).

Al margen oriental del sector E se observa un flujo de lava 'a'ā que tiene su fin en este sector y es alimentado por el centro de emisión C3, un poco hacia el occidente se observa otro flujo de lava 'a'ā alimentado por C4 y termina en los inicios del sector I, los dos flujos antes mencionados pertenecen a la fase tardía del segundo pulso. Continuando hacia el oeste se presenta otro flujo de lava 'a'ā el cuál se divide en dos, el más occidental es un flujo tardío del segundo pulso y tiene su fin en este sector, hacia la base de este flujo se observa el flujo de lava que alimenta al sector G, el otro flujo se extiende hacia el sector H formando el lóbulo más distal de todo el campo. Los flujos antes mencionados son alimentados por C6 (Fig. 3.15).

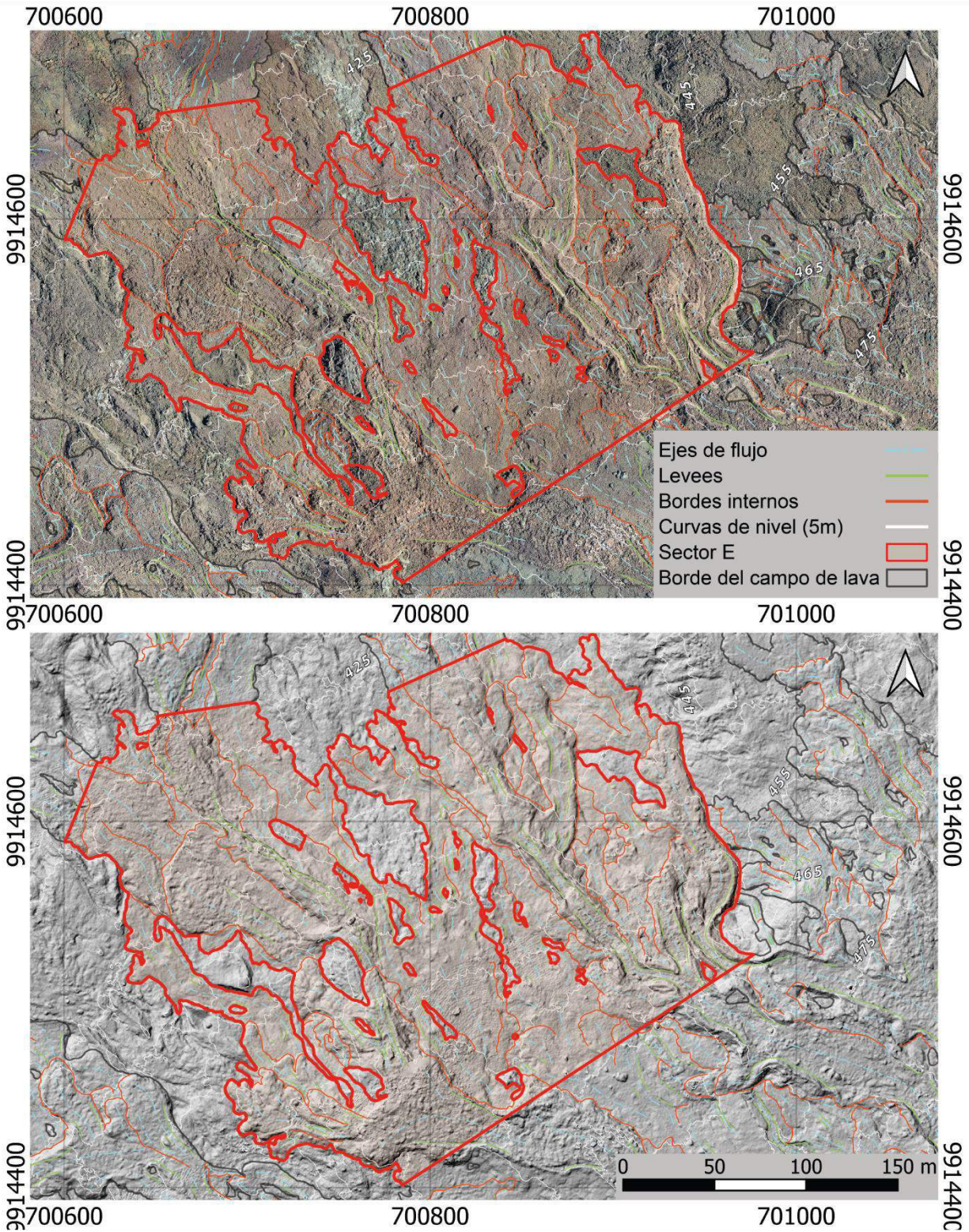


Fig. 3.14. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector E. WGS 84/UTM zone 15S.

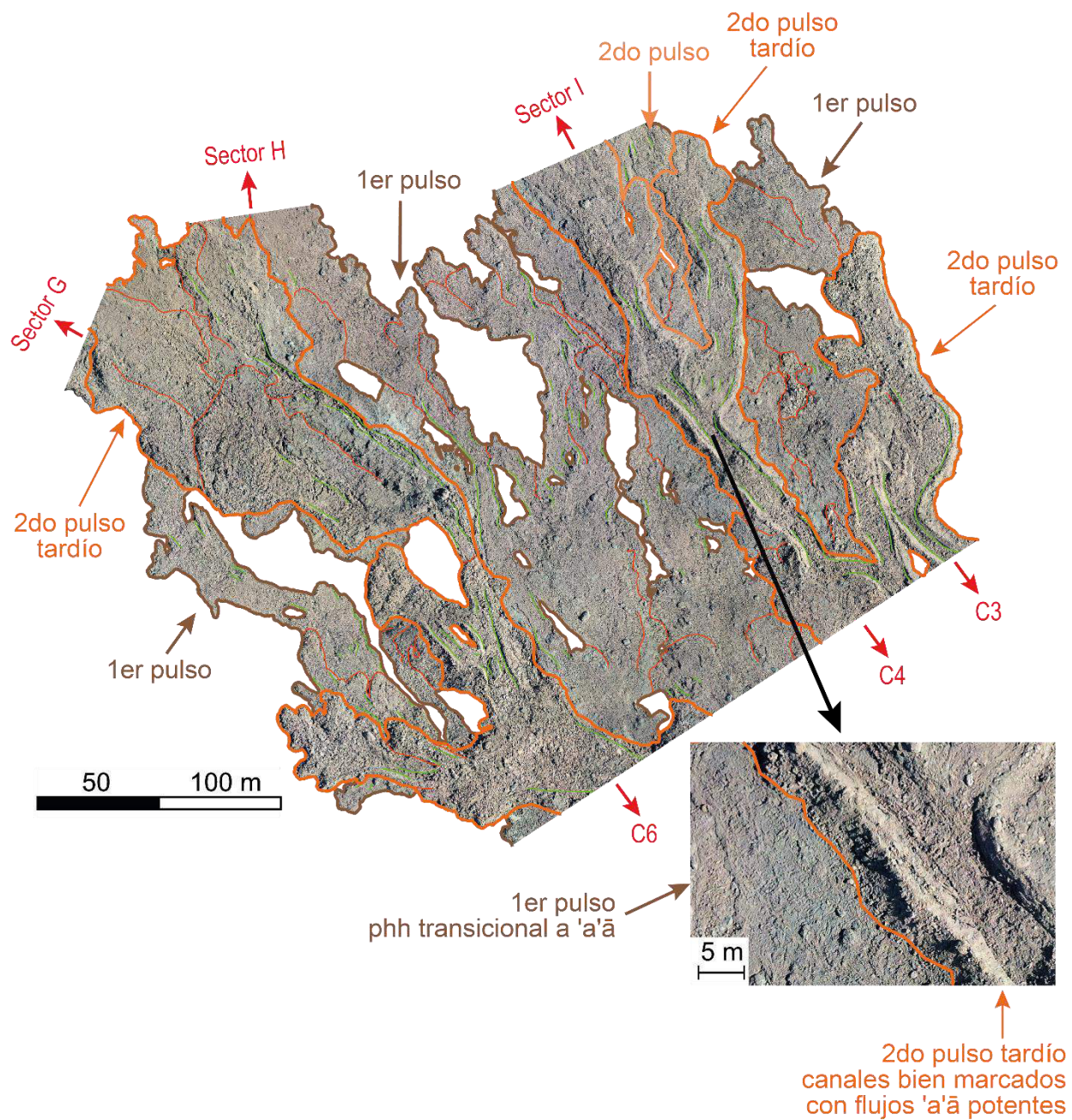


Fig. 3.15. Cartografía del sector E, resaltando los depósitos del primer y segundo pulso.

Sector F

El Sector F (Fig. 3.16 y 3.17) corresponde a flujos proximales con depósitos del primer y segundo pulso de emisión, ocupa un área de $1.8 \pm 0.02E+4 \text{ m}^2$, con un volumen de $2.4 \pm 1.4E+4 \text{ m}^3$.

Hacia el este se observa un canal de lava pāhoehoe bajo un flujo 'a'ā individualizado asociado a la fase temprana del segundo pulso. Este flujo forma un lóbulo de 370 m (medido desde su origen) el cual es alimentado por el canal nororiental de C1 y sobrepuesto hacia el final por otros flujos 'a'ā provenientes de una ruptura en el canal principal de C3 y pertenecientes a la fase tardía de segundo pulso. En este sector se observan depósitos de tipo 'a'ā predominantes los cuales contienen fragmentos de lava pāhoehoe en su superficie. También se tiene presencia de flujos pāhoehoe transicionales a 'a'ā, los cuales evidencian un incremento local de la tasa de efusión en la transición del primer al segundo pulso.

Los canales de lava son bien marcados en la parte oriental debido a que pertenecen al segundo pulso más energético, mientras que, hacia el occidente los depósitos tienen menor espesor, sus canales son menos marcados (primer pulso menos energético) y se encuentran subyaciendo a los flujos del segundo pulso (Fig. 3.17).

Cerca del límite NE del sector se puede observar rupturas de lava pāhoehoe en el flujo de la fase tardía del segundo pulso, lo cual evidencia una disminución local en la tasa de efusión en la etapa final de la erupción.

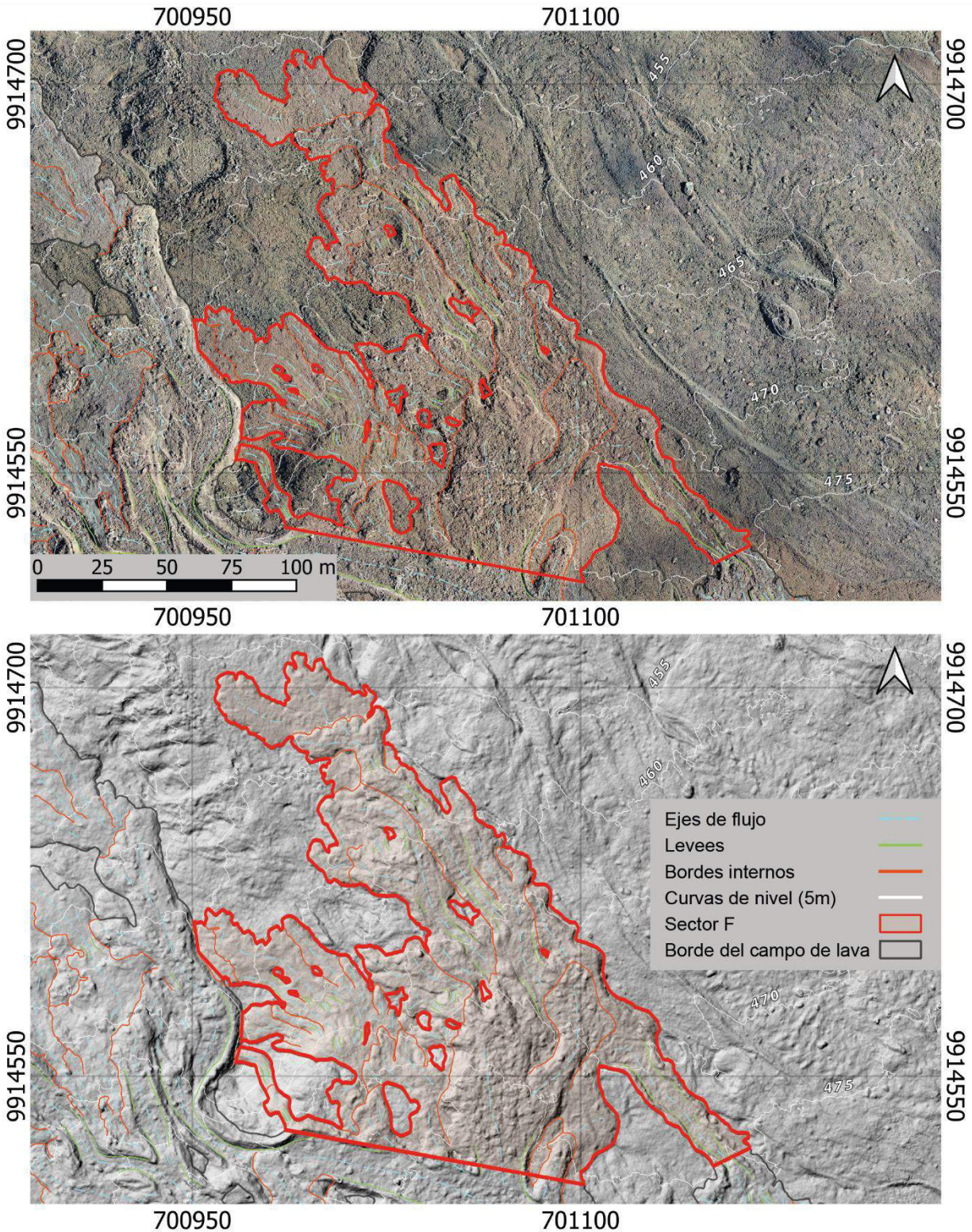


Fig. 3.16. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector F. WGS 84/UTM zone 15.

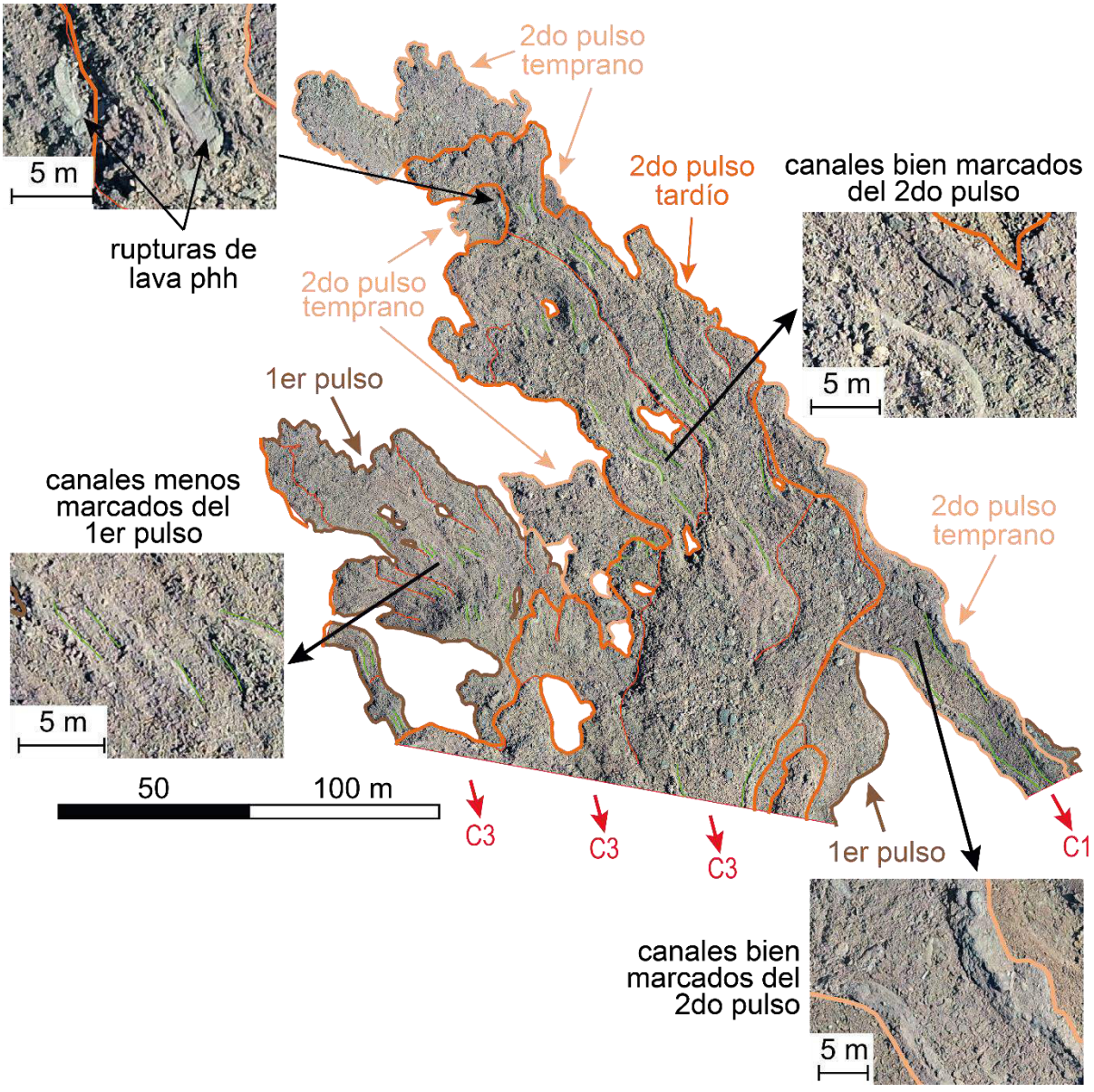


Fig. 3.17. Cartografía del sector F donde se muestran los depósitos del primer y segundo pulso junto con sus estructuras.

3.2.4. Flujos de lava distales

Sector G

El Sector G (Fig. 3.18 y 3.19) corresponde a un lóbulo de 275 m de longitud (medido desde el inicio del sector) ocupando un área de $1.6 \pm 0.01E+4 \text{ m}^2$, y un volumen de $2.8 \pm 1.3E+4 \text{ m}^3$.

Este lóbulo es alimentado por material de C6, presenta canales bien marcados y pertenece al segundo pulso de emisión en su fase intermedia, siendo esta la más energética ya que sus depósitos son los más distales del campo de lava. En este sector se puede observar una transición bien marcada de lava pāhoehoe a 'a'ā (Fig. 3.19). Los depósitos de pāhoehoe pueden ser observados casi la mitad del sector y están parcialmente cubiertos por lava 'a'ā. La parte final corresponde a una acumulación importante de lava 'a'ā con bloques métricos y se sobrepone mediante un contacto bien marcado con el lóbulo del sector D (Fig. 3.18 y 3.13). Esta acumulación de lava es favorecida por la topografía preexistente y posiblemente por este motivo no se observan rupturas de lava pāhoehoe al final del lóbulo.

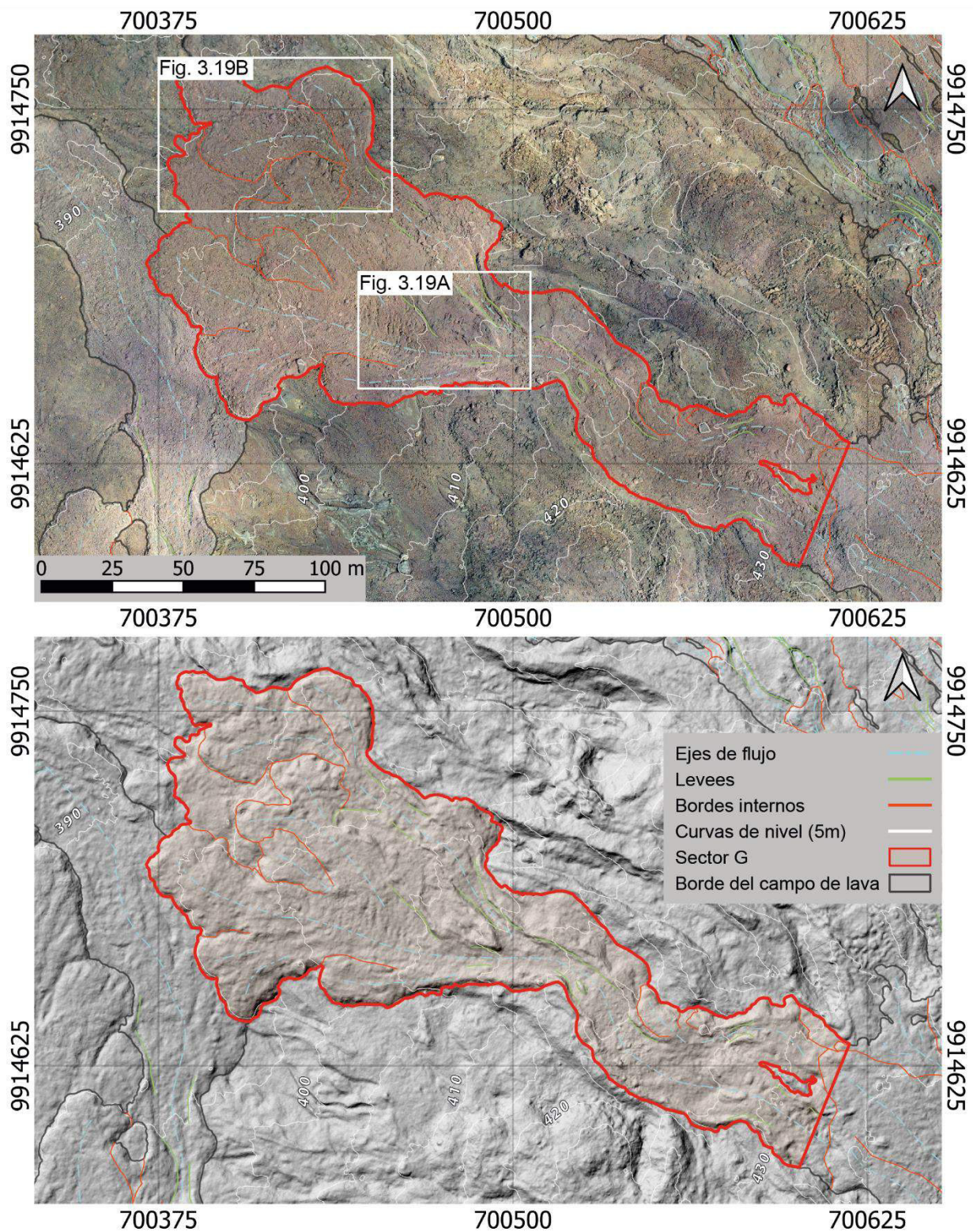


Fig. 3.18. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector G. WGS 84/UTM zone 15.

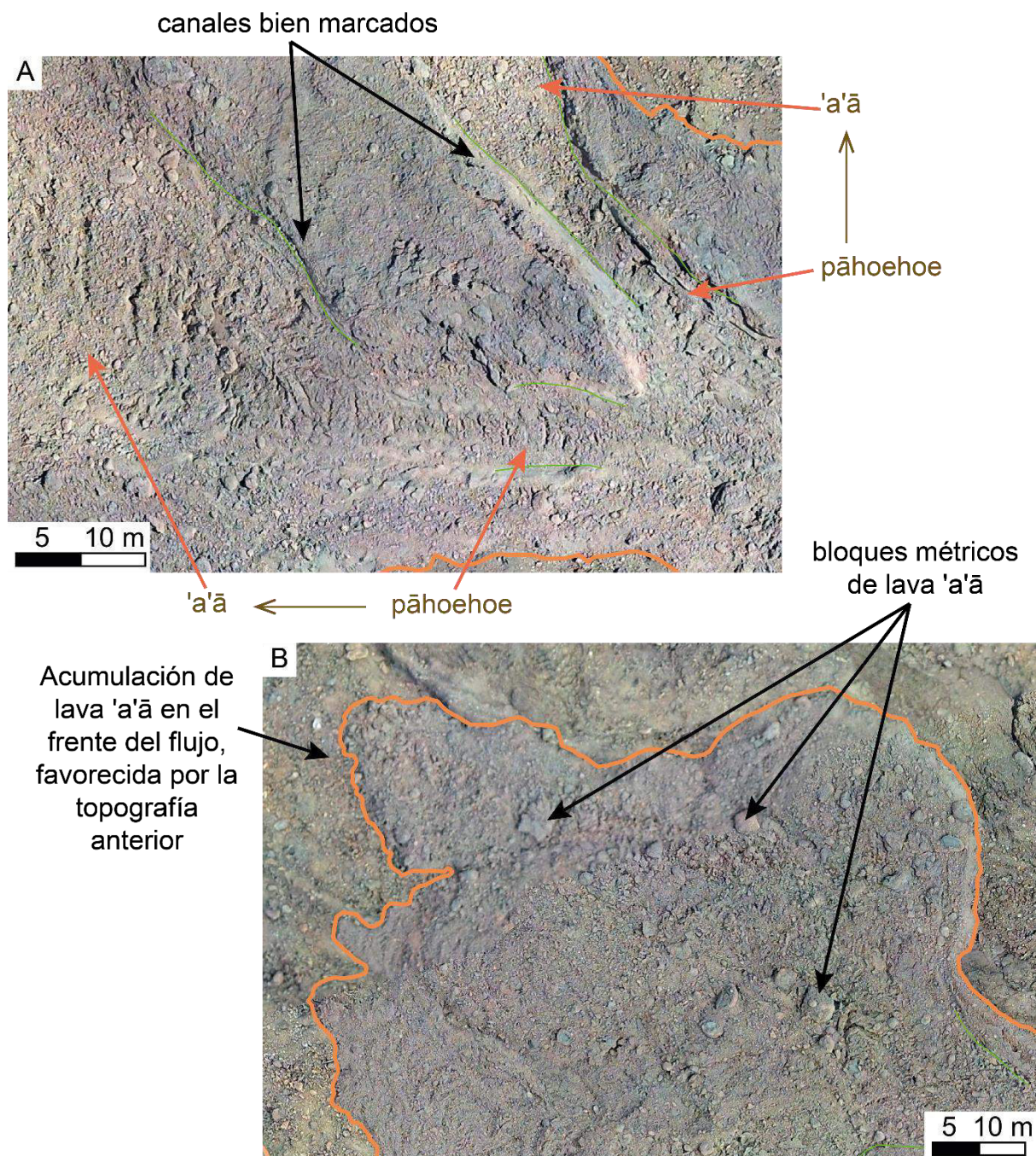


Fig. 3.19. Estructuras en el sector G. En la imagen superior se observa la transición de lavas pāhoehoe a 'a'ā y en la imagen inferior se observa el frente del flujo de lava 'a'ā de este sector.

Sector H

El Sector H (Fig. 3.20 y 3.21) corresponde al lóbulo más distal del campo de lava con 1541 m de longitud (medidos desde el inicio del sector) el cual pertenece a la fase más energética del segundo pulso de emisión, ocupa un área de $12.2 \pm 0.05E+4$ m² y un volumen de $26.5 \pm 7.3E+4$ m³.

El lóbulo del sector H es alimentado por C6 e inicia con un pequeño flujo de lava 'a'ā de 220 m de longitud (medidos desde el inicio del sector) que parece tener su origen en el primer pulso de emisión y representaría el límite de éste (690 m desde la fisura). Al inicio del sector se observan depósitos de lava pāhoehoe que están cubiertos parcialmente por lava 'a'ā de la fase tardía del segundo pulso, siendo estos depósitos la parte más distal de esta fase. El sector I presenta canales de lava bien marcados al inicio y menos marcados en las partes más distales. Desde los 275 m del sector se observa solo lava 'a'ā con pequeñas ocurrencias de rupturas de lava pāhoehoe (3 – 17 m) en los bordes del flujo, estas rupturas dejan de ocurrir a partir de los 750 m, punto desde el cual solo se tiene lava 'a'ā. A lo largo de todo el lóbulo se observan bloques métricos de lava 'a'ā (Fig. 3.21)

Sector I

El Sector I (Fig. 3.22 y 3.23) corresponde al segundo lóbulo más distal del campo de lava con 1090 m de longitud (medidos desde el inicio del sector) el cual pertenece a la fase más energética del segundo pulso de emisión, ocupa un área de $9.3 \pm 0.04E+4$ m² y un volumen de $22.3 \pm 7.8E+4$ m³.

Este sector está compuesto principalmente por lava 'a'ā, siendo ésta abundante tanto al comienzo como al final del lóbulo, se observan canales de lava bien marcados al inicio y menos marcados en las partes más distales. En este sector no se observan flujos de lava pāhoehoe. Al inicio del sector I se observa el frente de un flujo de lava 'a'ā perteneciente a la parte más distal de la fase tardía del segundo pulso de emisión y pequeños depósitos del primer pulso. A lo largo de todo el lóbulo se observan bloques métricos de lava 'a'ā. En la parte más distal, el flujo principal forma varios flujos 'a'ā secundarios debido a la topografía anterior la cual desvía y permite la formación de los flujos antes mencionados (Fig. 3.23).

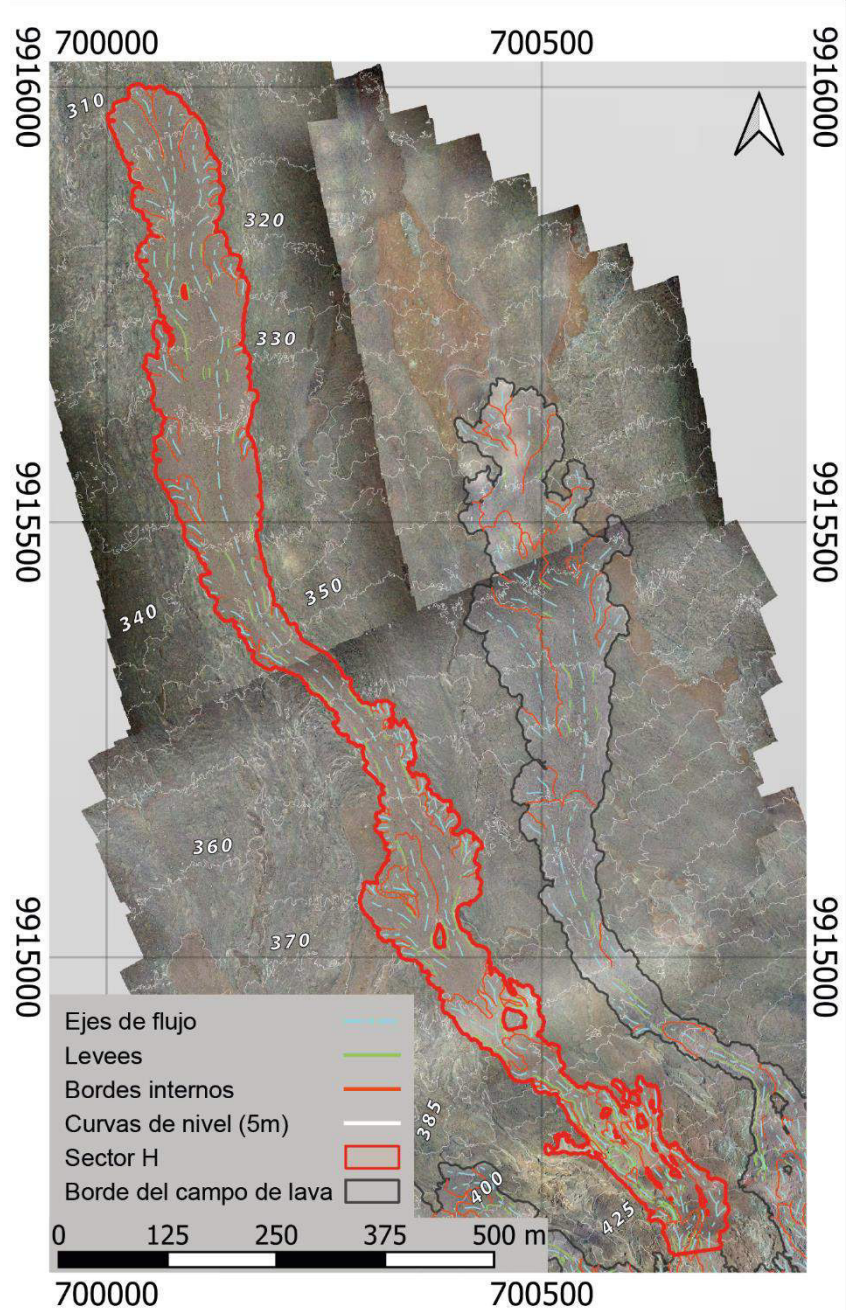
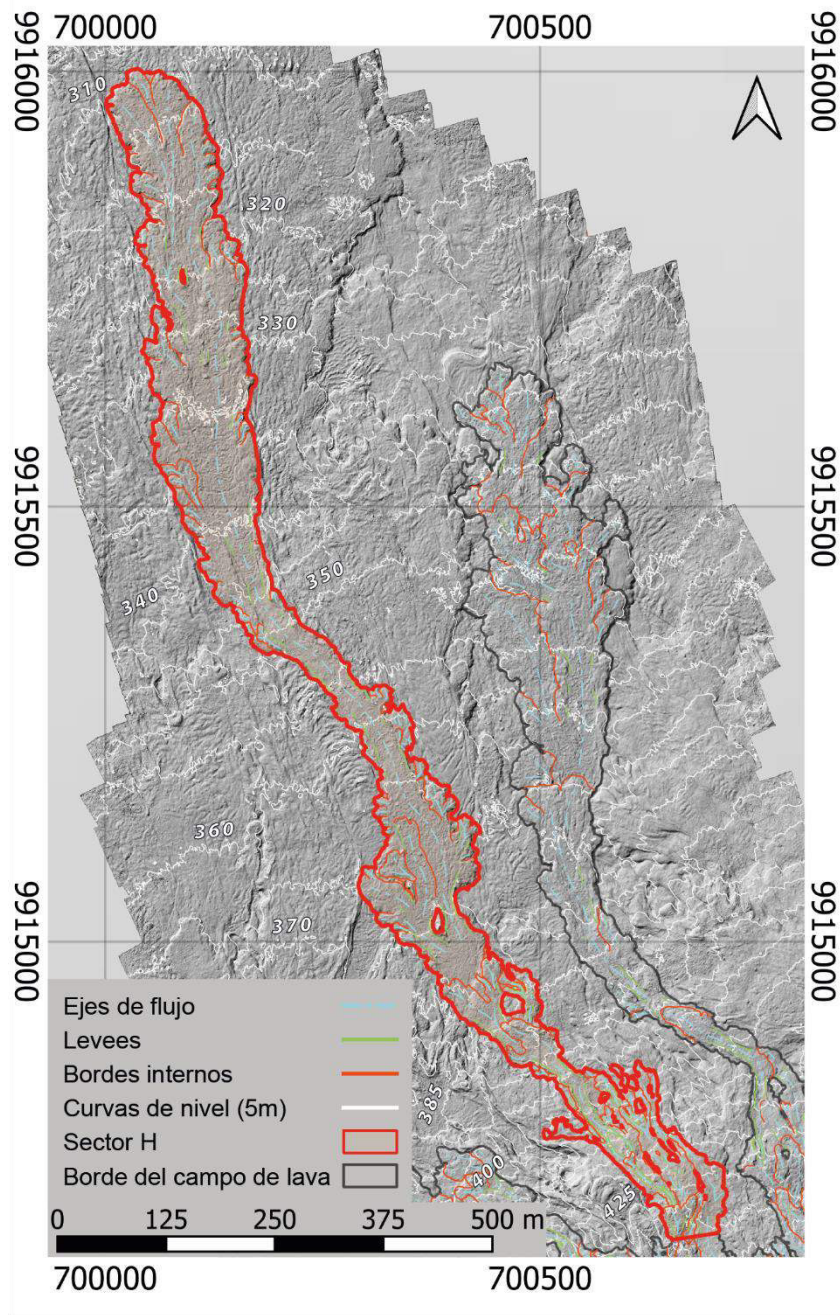


Fig. 3.20. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector H. WGS 84/UTM zone 15.



Continuación de la Fig. 3.20.

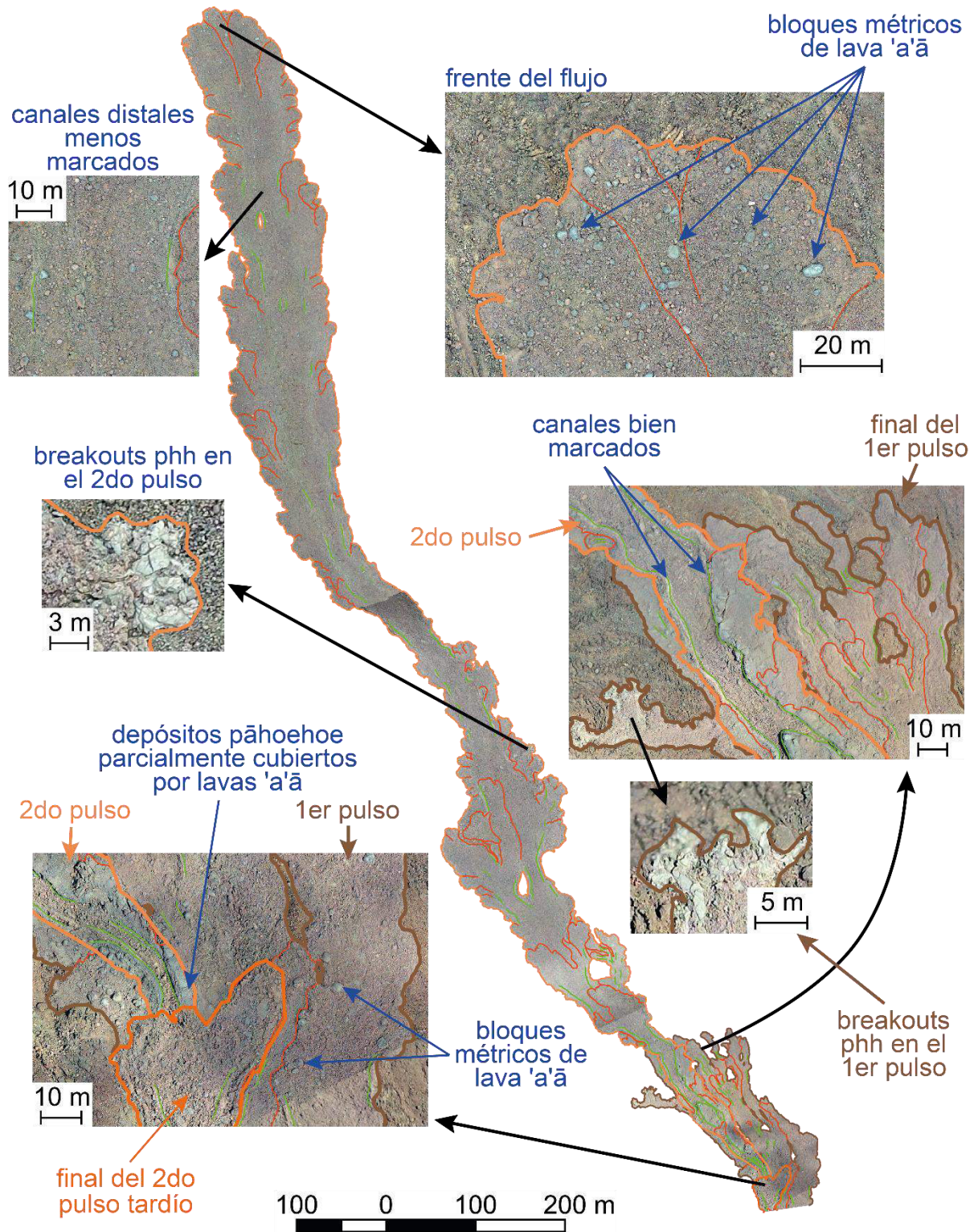


Fig. 3.21. Cartografía del sector H, donde se muestran sus principales estructuras.

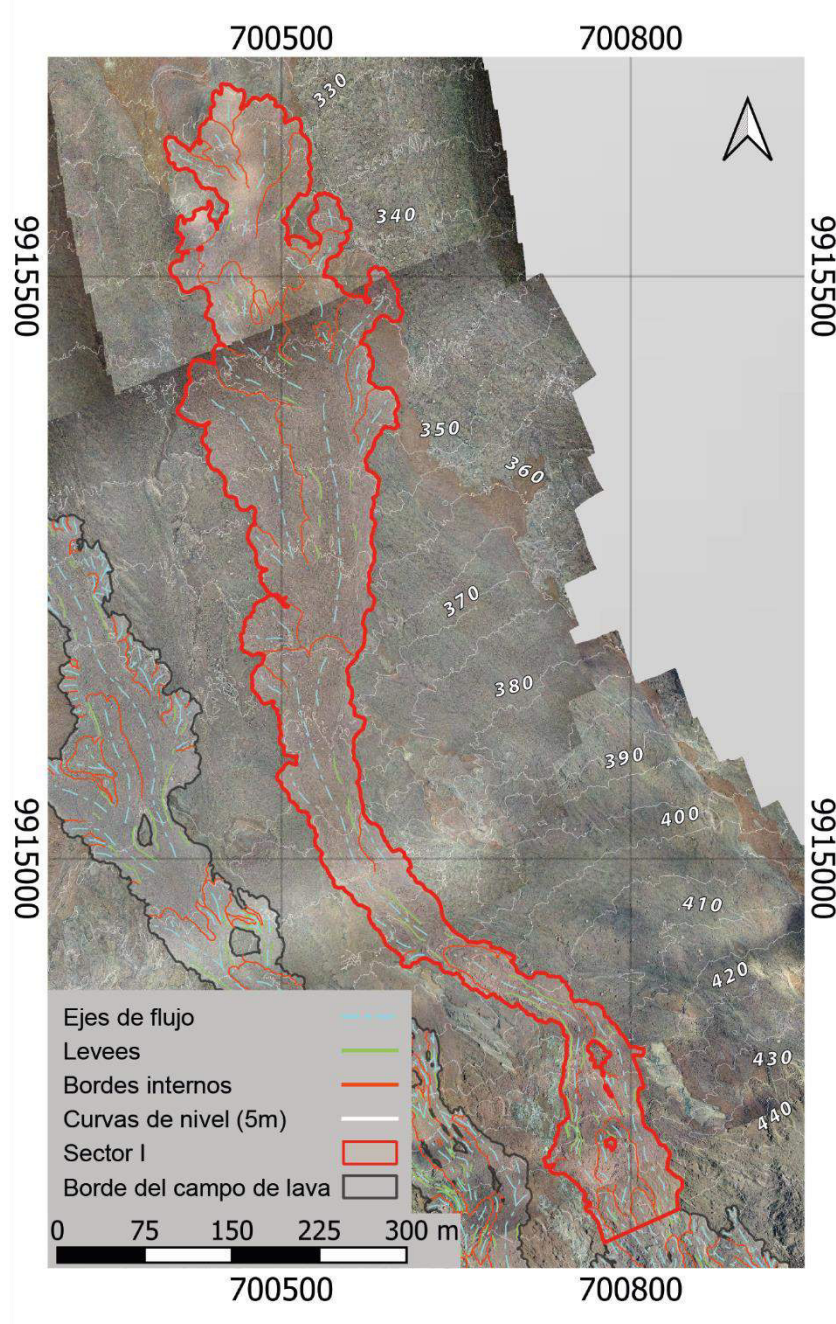
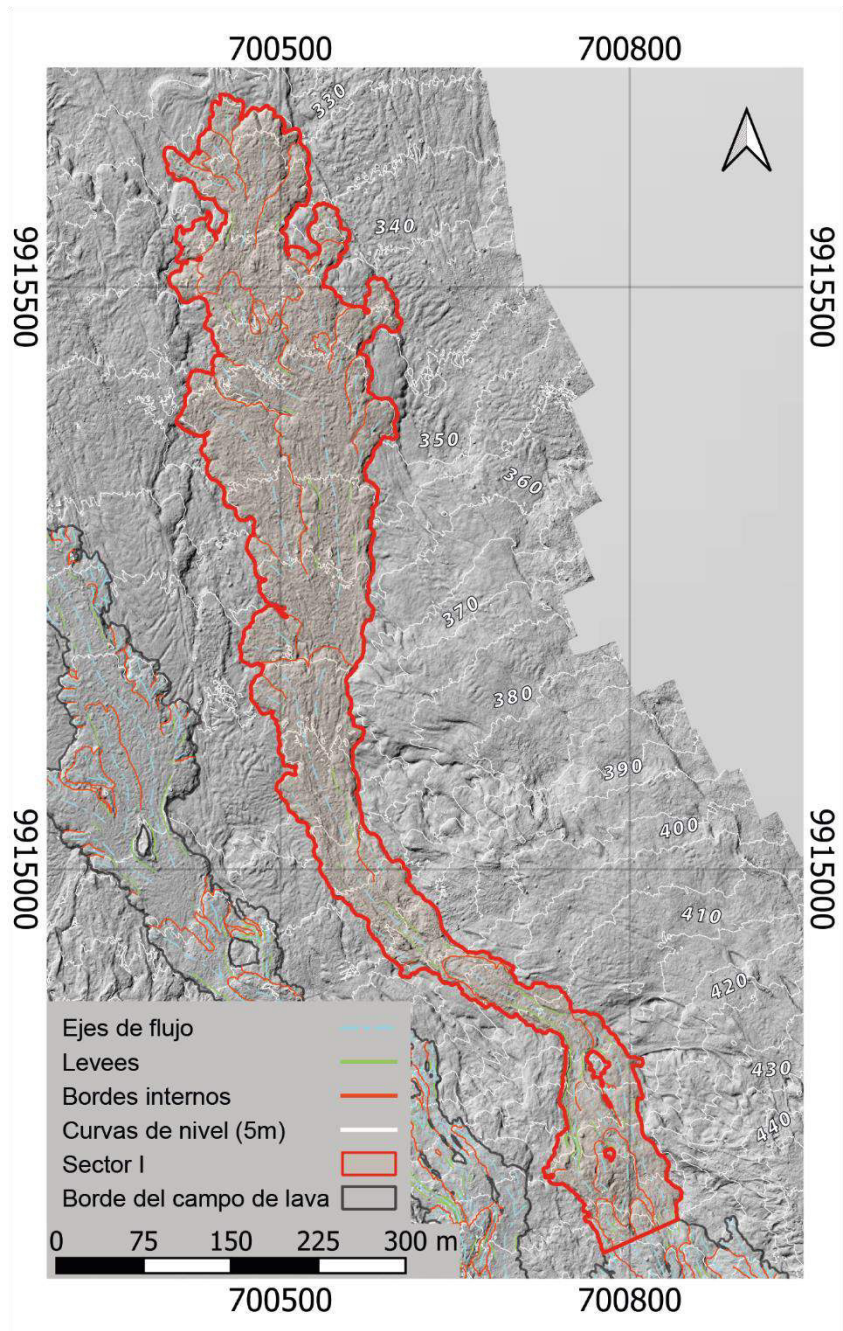


Fig. 3.22. Ortofoto (arriba) y mapa de sombras (abajo) con la cartografía del sector I. WGS 84/UTM zone 15.



Continuación de la Fig. 3.22.

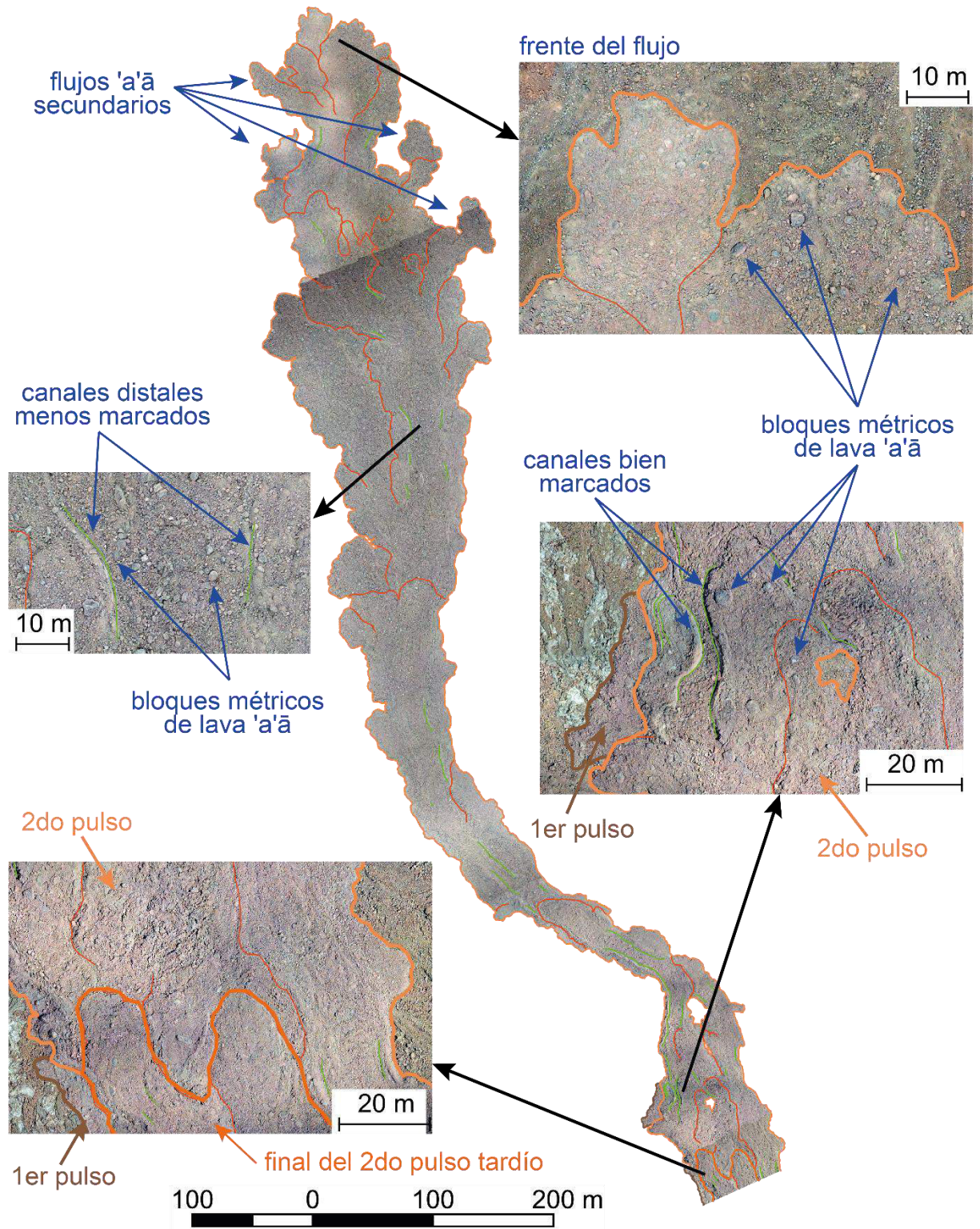


Fig. 3.23. Cartografía del sector I, donde se muestran sus principales estructuras.

3.3. Parámetros físicos y reológicos

La estimación de los parámetros reológicos y dinámicos (tasa de efusión, viscosidad, velocidad y límite elástico) se la realizó para el flujo de lava más distal del campo de lava, el cual tiene una longitud de 2084 ± 3 m (Fig. 3.24) y pudo ser cartografiado desde su origen hasta el final de sus depósitos.

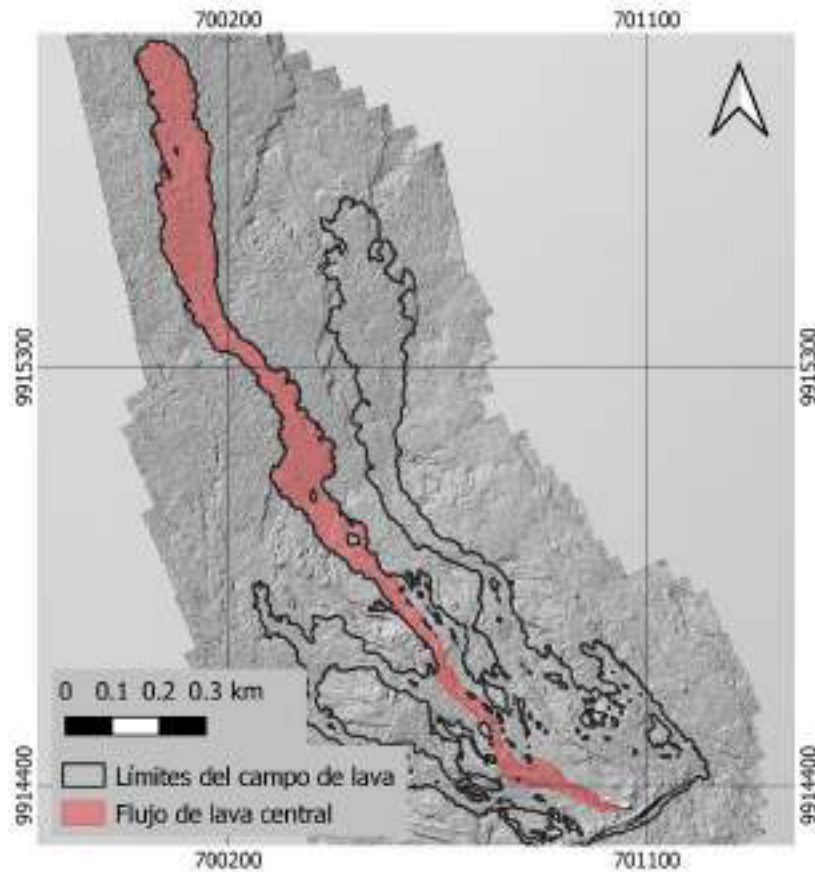


Fig. 3.24. Cartografía del campo de lava de la fisura eruptiva 3 de 2018 en el volcán Sierra Negra, mostrando el área del flujo de lava en el que se obtendrán los parámetros reológicos en este trabajo (área roja).

Las constantes físicas, dimensiones y parámetros reológicos utilizados en las ecuaciones se muestran en la Tabla 7. Las características de los perfiles utilizados y todas las mediciones realizadas en ellos se muestran en el Anexo III.

La estimación del espesor y ancho del flujo se la realizó promediando los valores medidos en el perfil principal y sus respectivos auxiliares Fig. 3.25. Es así como se obtuvo un ancho promedio para todo el flujo de 58 ± 1 m y un espesor promedio ponderado (tomando en cuenta el ancho

de cada perfil) de 2.6 ± 0.4 m. La pendiente fue estimada utilizando datos sobre el flujo de lava y zonas adyacentes previas al flujo obteniendo como resultado 5 ± 0.1 °.

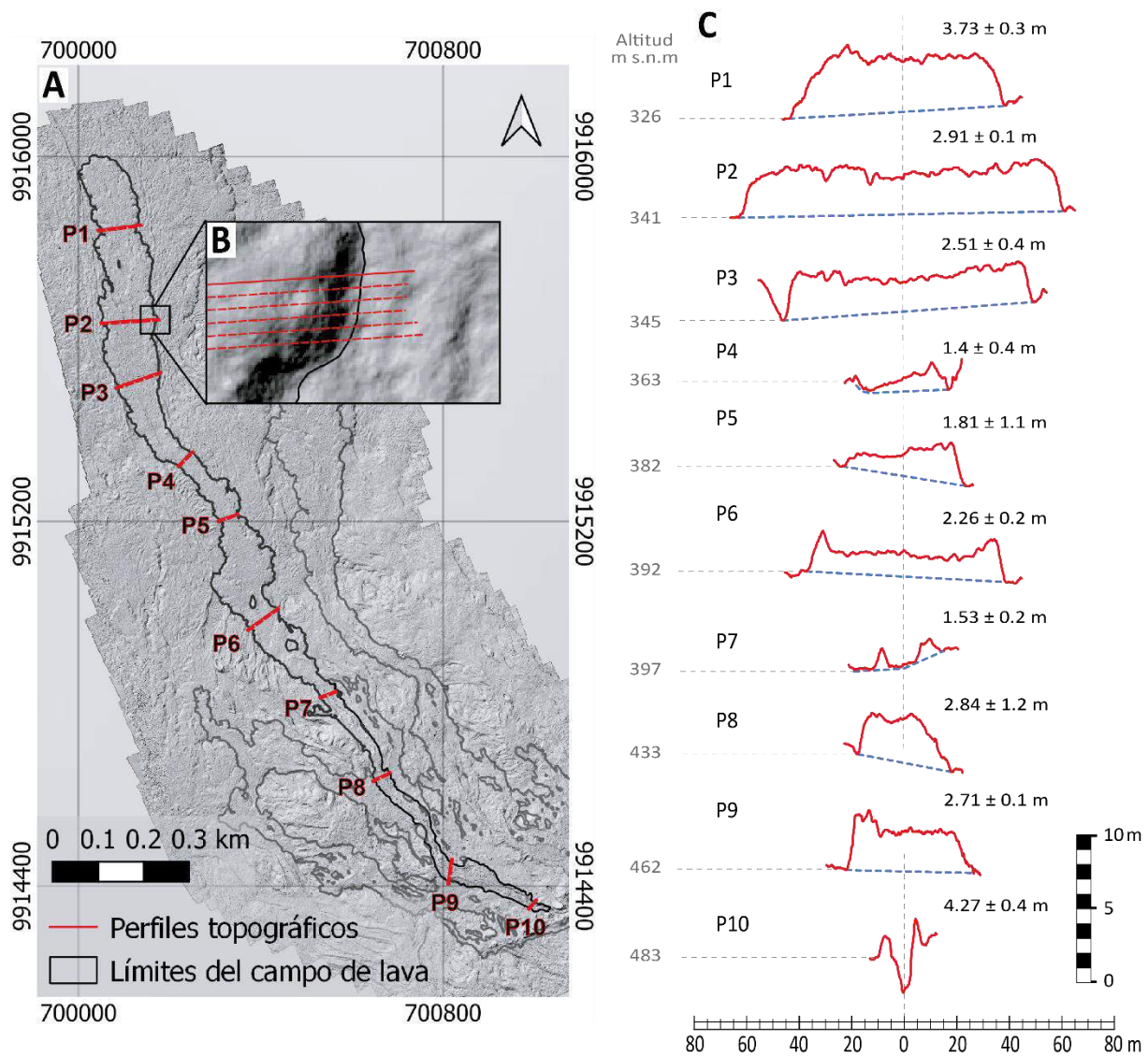


Fig. 3.25. A) Cartografía del campo de lava, mostrando el flujo de lava estudiado junto con los perfiles topográficos realizados (líneas rojas). B) Ampliación de una sección del flujo de lava donde se observa el perfil 2 principal con sus respectivos perfiles auxiliares. C) Representación de los perfiles topográficos correspondientes, a la derecha de cada perfil se muestra el espesor promedio calculado, la línea azul punteada representa la base del flujo de lava de 2018.

La ecuación de Jeffreys (1925) y modificada por Nichols (1939) asume un comportamiento newtoniano para describir una lava canalizada que fluye por una pendiente inclinada. Utilizando las dimensiones del flujo y la aproximación del número de Grätz se supone un avance del flujo dependiente del enfriamiento ya que de acuerdo con Pinkerton y Wilson (1994) mientras el flujo

de lava se enfría el frente de este aumenta su espesor, disminuyendo así su avance hasta detenerse lo cual puede generar sobreflujos y rupturas en las partes anteriores. Es así como se obtuvo una tasa de efusión para el flujo analizado de $5.8 \pm 0.8 \text{ m}^3/\text{s}$. La viscosidad máxima medida fue de $4 \pm 0.6\text{E}+5 \text{ Pa.s}$ en el frente del flujo y una viscosidad mínima de $0.1 \pm 0.02\text{E}+5 \text{ Pa.s}$ a $\sim 1400 \text{ m}$ de la fisura. La viscosidad promedio para todo el flujo de lava fue de $1.4 \pm 0.2\text{E}+5 \text{ Pa.s}$ con una velocidad promedio de $0.06 \pm 0.01 \text{ m/s}$, lo cual supone que el emplazamiento de este flujo de lava pudo tardar al menos 9 ± 1.3 horas.

Utilizando información del sensor *Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS)*, obtenida por medio del *Fire Information for Resource Management System (FIRMS)* de la NASA, se pudo deducir que la erupción en la fisura 3 debió tener una duración máxima de 30 horas y una duración mínima de 19 horas. Lo anterior mencionado se obtuvo analizando la intensidad de la radiación emitida (FRP, por sus siglas en inglés) por los puntos calientes en la fisura durante la erupción utilizando un filtro de $35 \pm 17 \text{ MW/pixel}$ de acuerdo con Vasconez et al. (2022).

Tabla 7.

Constantes físicas, parámetros morfológicos y reológicos del flujo de lava.

PERFILES							
	Ancho del flujo W [m]	Espesor H [m]	Pendiente α [°]	Viscosidad η [Pa.s]	Velocidad v [m/s]	Límite elástico τ [Pa]	Distancia a la fisura (m)
P1	85 ± 2	3.7 ± 0.3	3.5 ± 0.3	$4.0 \pm 0.6\text{E}+5$	0.02 ± 0.003	$0.6 \pm 0.1\text{E}+4$	1921
P2	120 ± 1	2.9 ± 0.1	2.9 ± 0.5	$2.2 \pm 0.3\text{E}+5$	0.02 ± 0.002	$0.4 \pm 0.1\text{E}+4$	1716
P3	94 ± 0.3	2.5 ± 0.4	2.7 ± 0.4	$1.0 \pm 0.2\text{E}+5$	0.02 ± 0.004	$0.3 \pm 0.1\text{E}+4$	1583
P4	40 ± 0.5	1.4 ± 0.4	4.2 ± 0.4	$0.1 \pm 0.02\text{E}+5$	0.10 ± 0.015	$0.3 \pm 0.1\text{E}+4$	1375
P5	41 ± 0.4	1.8 ± 1.1	3.2 ± 0.6	$0.2 \pm 0.03\text{E}+5$	0.08 ± 0.011	$0.3 \pm 0.2\text{E}+4$	1212
P6	75 ± 1	2.3 ± 0.2	3.6 ± 0.6	$0.8 \pm 0.1\text{E}+5$	0.03 ± 0.005	$0.4 \pm 0.1\text{E}+4$	974
P7	15 ± 2	1.5 ± 0.2	8.7 ± 1.1	$0.2 \pm 0.03\text{E}+5$	0.14 ± 0.021	$0.6 \pm 0.1\text{E}+4$	755
P8	36 ± 1	2.8 ± 1.2	6.6 ± 1	$1.4 \pm 0.2\text{E}+5$	0.06 ± 0.008	$0.8 \pm 0.4\text{E}+4$	535
P9	49 ± 1	2.7 ± 0.1	6.4 ± 1.6	$1.6 \pm 0.2\text{E}+5$	0.04 ± 0.006	$0.8 \pm 0.2\text{E}+4$	270
*P10	12 ± 0.3	4.3 ± 0.4	8.6 ± 1.3	$2.1 \pm 0.3\text{E}+5$	0.11 ± 0.016	$1.6 \pm 0.3\text{E}+4$	75

Continuación Tabla 7.

FLUJO DE LAVA

Ancho del flujo W [m]	58 ± 1
Espesor H [m]	2.6 ± 0.4
Pendiente α [°]	5 ± 0.1
Longitud L [m]	2084 ± 3
Tasa de efusión Q [m ³ /s]	5.8 ± 0.8
Viscosidad η [Pa.s]	1.4 ± 0.2E+5
Velocidad v [m/s]	0.06 ± 0.01
Límite elástico σ [Pa]	5969 ± 857
Tiempo emplazamiento [h]	9 ± 1.3

CAMPO DE LAVA

Duración de la erupción [h] (máx.)	30
Duración de la erupción [h] (min.)	19
**Tasa de efusión Q [m ³ /s]	8 - 12
Área A [m ²]	4.21 ± 0.02E+5
Volumen (BULK) V [m ³]	8.31 ± 3.67E+5
Volumen (DRE) V [m ³]	6.23 ± 2.75E+5

CONSTANTES FÍSICAS

Número de Grätz Gz	300
Difusividad térmica k [m ² /s]	4.20E-07
Densidad de la lava ρ [kg/m ³]	2.60E+03
Gravedad g [m/s ²]	9.8

*El perfil 10, es el más cercano a la fisura y su espesor puede estar sobre estimado debido a la erosión térmica producto del paso constante de lava a altas temperaturas

**La tasa de efusión volumétrica estimada para todo el campo de lava fue calculada utilizando el volumen total y la duración máxima y mínima de la erupción.

3.4. Geoquímica

La ubicación de las 48 muestras de roca recolectadas durante la misión de campo se encuentra ilustrada en la Fig. 3.26. En la Fig. 3.26B se pueden observar las muestras analizadas en este estudio (fisura 3).

La desviación estándar en las muestras de roca duplicadas concuerda con el error teórico, por lo cual se puede tener confianza en los datos utilizados. Para el SiO₂ los errores son menores al

1% teórico y para el resto de óxidos los errores son mucho menores y en algunos casos cercanos al 2% teórico.

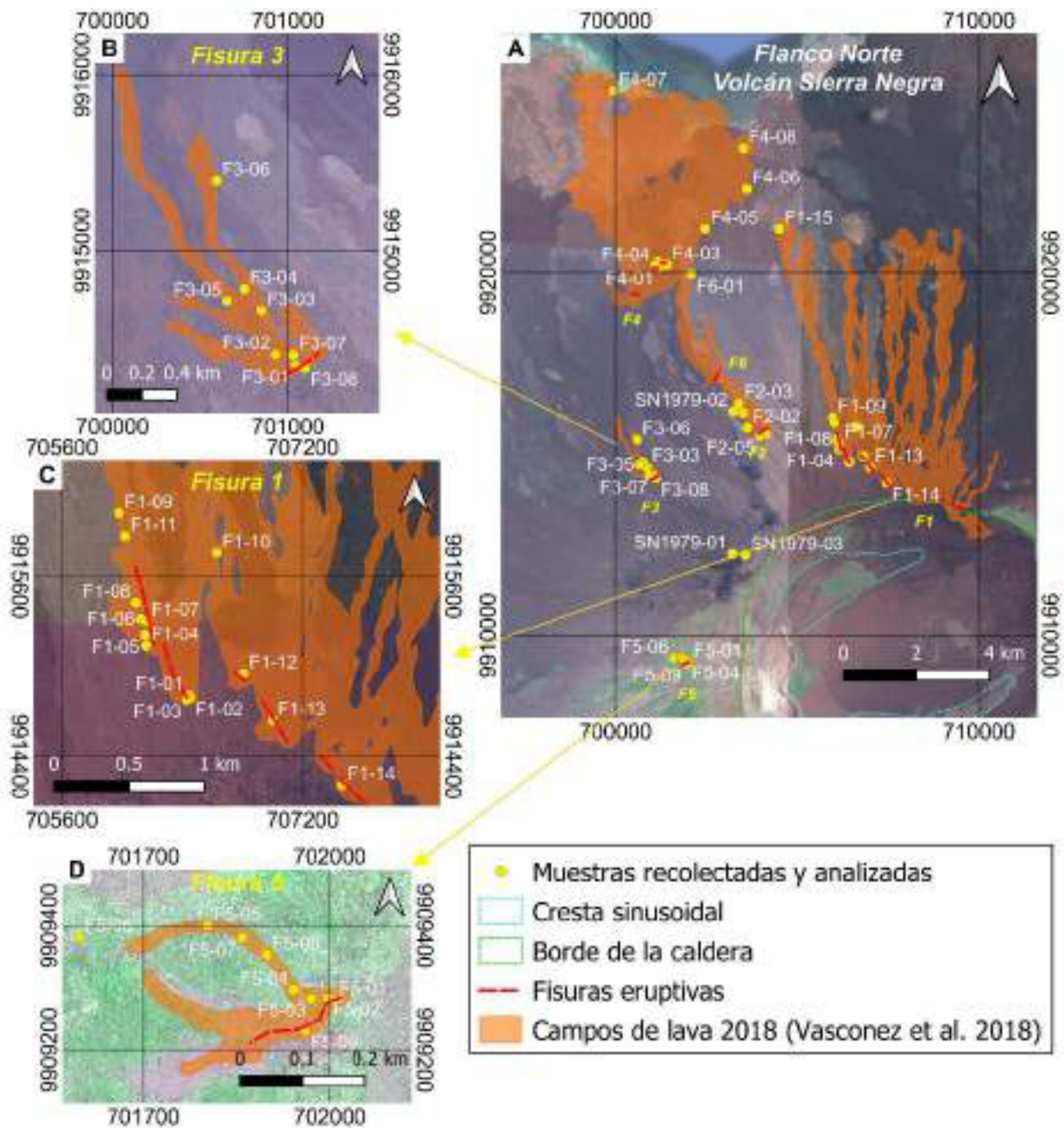


Fig. 3.26. Flanco norte del volcán Sierra Negra donde se presentan los campos de lava de la erupción de 2018. Los puntos amarillos y rojos representan las muestras recolectadas durante la campaña de campo. B, C y D muestran una ampliación de los campos de las fisuras 3, 1 y 5 respectivamente.

Los gráficos de elementos mayores fueron realizados utilizando valores normalizados al 100% en composiciones libres de volátiles. El hierro total se expresa como Fe_2O_3 . Las muestras

graficadas en los campos: SN Holocénico, corresponden a las reportadas por Reynolds y Geist (1995) para todo el edificio volcánico reciente de Sierra Negra (~43 - >6000 años).

Todas las rocas de Sierra Negra analizadas se encuentran en el campo de las series toleíticas (Fig. 3.27). Las muestras de la fisura 3 tienen una composición bastante homogénea.

En la Fig. 3.28 se muestran composiciones para Sierra Negra, Cerro Azul y Alcedo, los dos últimos son los volcanes más cercanos a Sierra Negra hacia el oeste y este respectivamente. Donde se observa que la mayoría de muestras se ubican en el campo de los basaltos a excepción de las rocas más evolucionadas de Alcedo las cuales recorren toda la serie desde los basaltos hasta las riolitas. Una vez más se puede observar la restricción composicional de las rocas de la fisura 3 de Sierra Negra; %SiO₂: 47.7-49.9. El resto de las rocas de la erupción de 2018 aunque tienen un rango ligeramente diferente son similares; %SiO₂: 46.9-48.5, de la misma manera con las rocas de la erupción de 2005; %SiO₂: 47.1-48.4, por otro lado, las rocas de Cerro Azul y Alcedo presentan un rango más amplio de %SiO₂: 46.8-50.7 y 48.2-71.8 respectivamente, estas ligeras diferencias se pueden observar también en las Figs. 3.29 y 3.30.

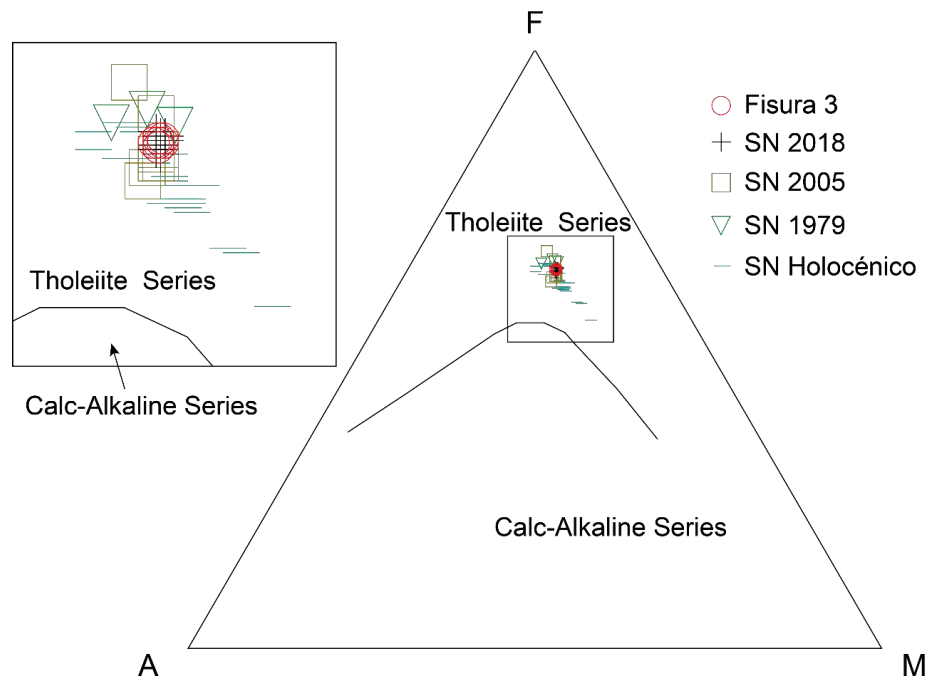


Fig. 3.27. Diagrama AFM (Álcalis: Na₂O+K₂O; F: FeO+Fe₂O₃; M: MgO) para las rocas de Sierra Negra. La línea divisoria fue determinada por Irvine y Baragar (1971). A la izquierda se observa una ampliación de la zona de interés donde se observa la restricción composicional de las muestras de 2018.

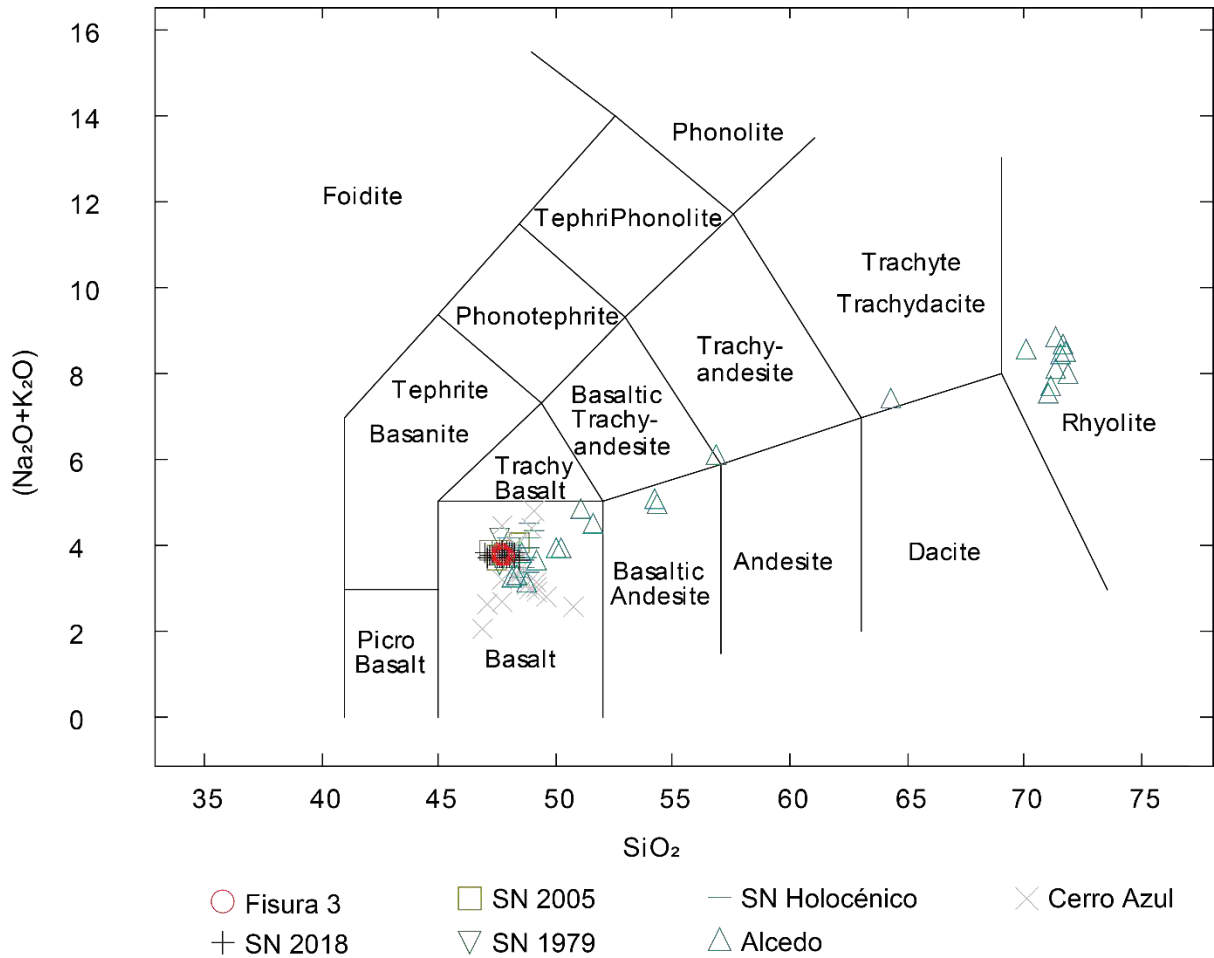


Fig. 3.28. Diagrama álcalis total – silice (TAS). Mostrando las proyecciones de las muestras de SN: Sierra Negra, Cerro Azul y Alcedo. (Le Bas et al., 1986).

El #Mg en las rocas de la fisura 3 también es muy restringido dentro del campo de Sierra Negra, 2018 y varía de 39.8 a 40.3, por otro lado, las rocas de Cerro Azul muestran valores mucho más altos y las de Alcedo mucho más bajos. En el recuadro superior derecho de la Fig. 3.29 se puede observar de manera más detallada esta ligera variación.

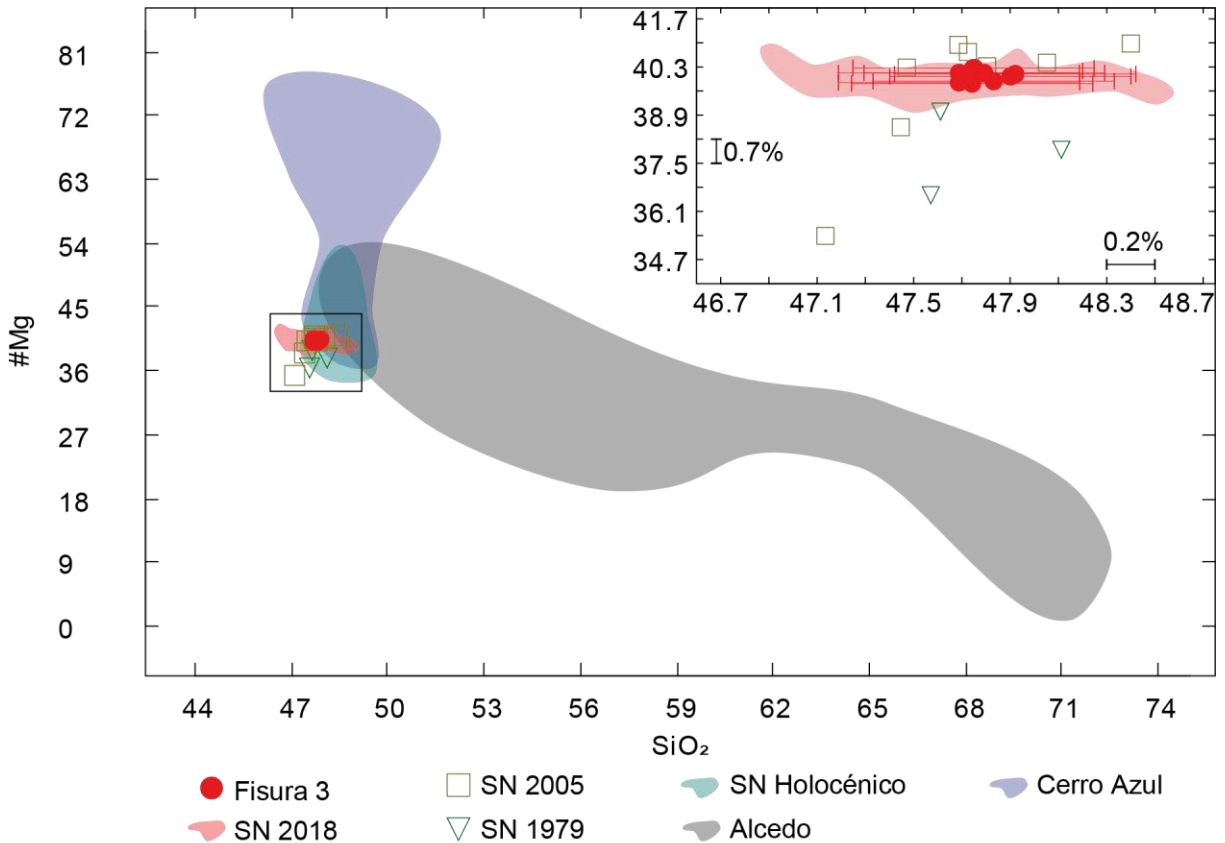


Fig. 3.29. SiO₂ vs #Mg. Mostrando el rango de variación del #Mg en las rocas del volcán Sierra Negra, Cerro Azul y Alcedo.

Los diagramas Harker (Fig. 3.30) para las rocas de todo el edificio volcánico en Sierra Negra muestran correlaciones negativas poco marcadas entre el SiO₂ y TiO₂, Fe₂O₃, MnO, CaO, por otro lado, correlaciones ligeramente positivas ocurren entre el SiO₂ y Al₂O₃. Las correlaciones entre SiO₂ y MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ presentan una dispersión significativa por lo que no es muy evidente una tendencia.

En cambio, en las rocas de la erupción de 2018 no se puede observar una tendencia positiva o negativa clara. Lo que se aprecia es un contenido casi constante de los óxidos conforme incrementa ligeramente el SiO₂ (1.6%).

Para las rocas de la fisura 3 una vez más se puede observar una composición química sumamente homogénea ya que el contenido de %SiO₂ varía solamente 47.7-47.9, de manera similar ocurre con el resto de óxidos; %TiO₂: 4.00-4.07; %Al₂O₃: 13.1-13.2; %Fe₂O₃: 15.4-15.6; %MnO: 0.22-0.23, %MgO: 5.2-5.3; %CaO: 9.8-10.0; %Na₂O: 3.1-3.2, %K₂O: 0.59-0.61 y %P₂O₅:

0.40-0.41. Esta composición química homogénea también incluye a las muestras de roca de escoria/salpicadura por lo cual se puede concluir que no existe una diferencia composicional evidente entre estas y las muestras de lava.

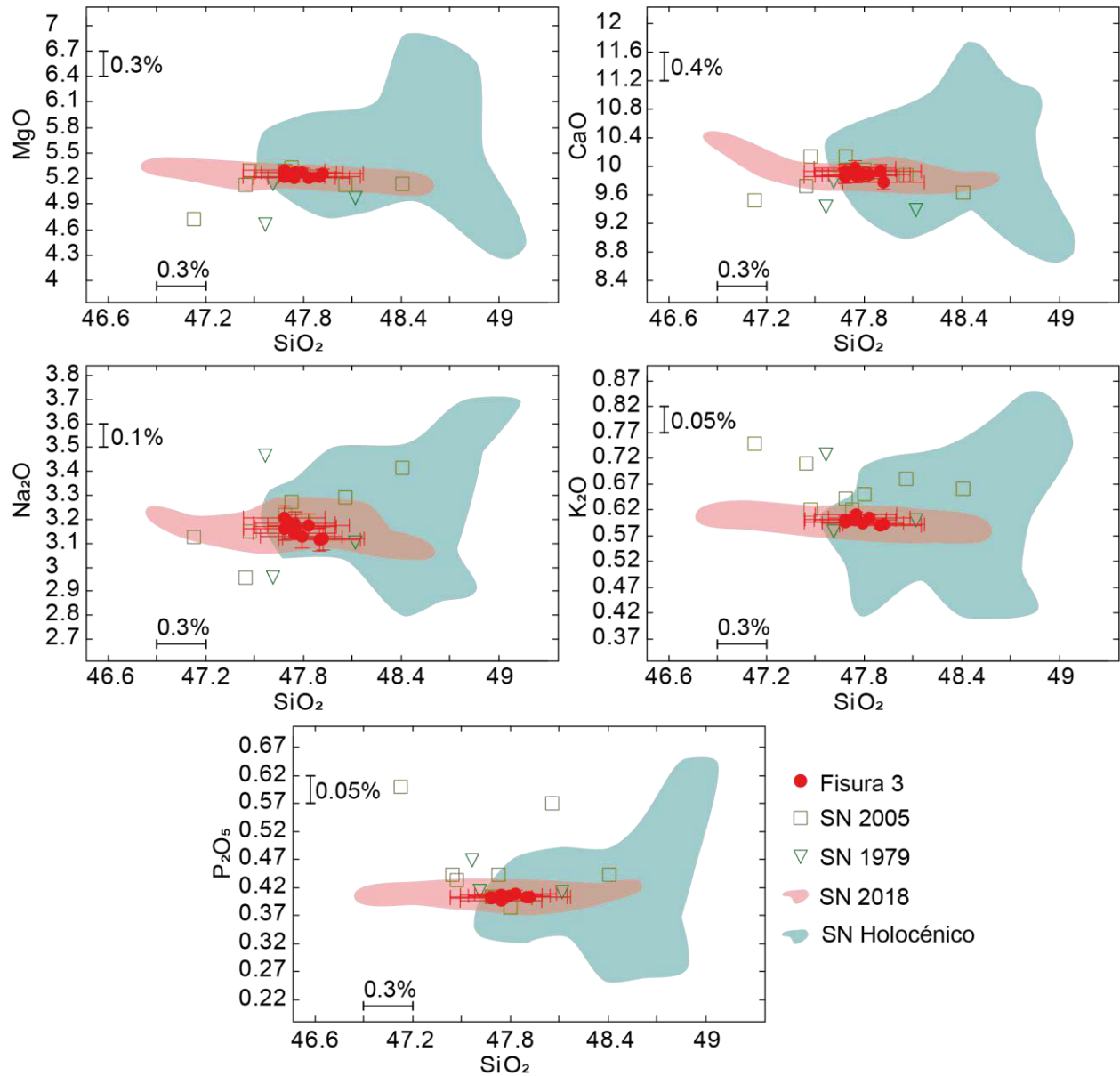
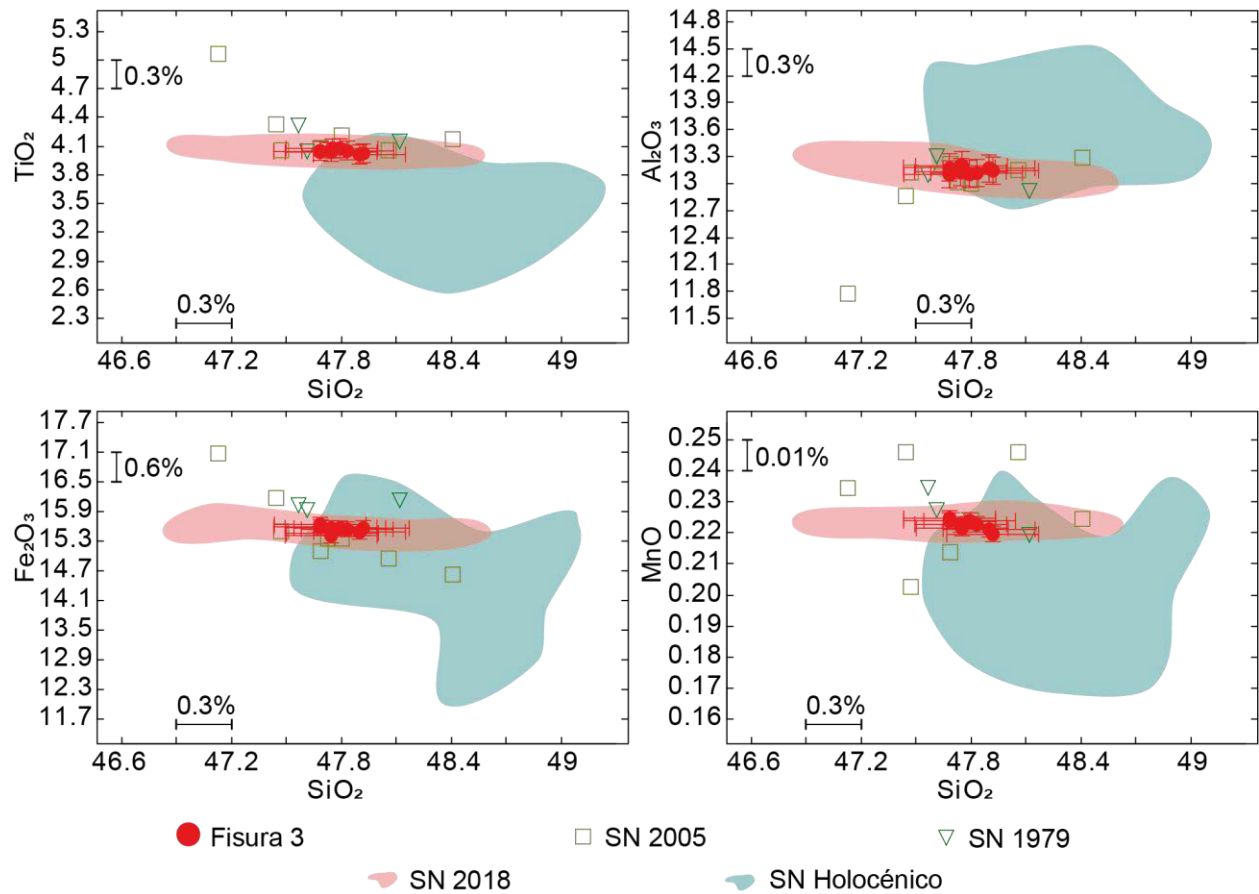


Fig. 3.30. Diagramas Harker: Elementos mayores vs SiO_2 . Expresados en porcentaje en peso en base anhidra.



Continuación Fig. 3.30.

CAPITULO IV

DISCUSIÓN

4.1. Cronología de eventos

Gracias a la cartografía de alta resolución obtenida se pudo analizar el campo de lava de la fisura eruptiva 3 en su totalidad y a un alto nivel de detalle.

A partir de la morfología y utilizando el principio de superposición de capas se pudo deducir que la erupción en la fisura eruptiva 3 tuvo al menos 2 pulsos eruptivos consecutivos. En la sección 3.2 se encuentran descritos e ilustrados los 9 sectores en los que fue dividido el campo de lava para su análisis.

4.1.1. Primer pulso

En este primer pulso tuvieron actividad todos los centros de emisión aparentemente de manera simultánea y presentaban estructuras cónicas con colapsos no muy marcados, además, se formaron unos primeros canales de lava por los que posteriormente recorrerían los flujos del segundo pulso. Los principales depósitos del primer pulso fueron flujos de lava pāhoehoe que de acuerdo con Harris y Rowland (2015) están asociados a tasas de efusión relativamente bajas (<10 m/s), estos depósitos están parcialmente cubiertos por lavas tipo pāhoehoe transicional y flujos de lava 'a'ā dispersos no muy potentes (~1 m); la distribución de estos depósitos es muy extensa, avanzaron ~690 m pendiente abajo y lateralmente se extendieron ~425 m, a medida que avanzan los depósitos se observan las lavas tipo pāhoehoe transicional asociadas al emplazamiento de lava relativamente desgasificada con mayor contenido de cristales, a incrementos locales de la tasa de efusión, de la viscosidad y/o de la tasa de cizalla (Harris y Rowland, 2015).

Evidencia de este pulso se puede observar en los extremos de la fisura eruptiva, la cual presenta conos de salpicadura conservados y flujos de lava pāhoehoe asociados, además, a lo largo del campo de lava (a excepción de las partes más distales) se pueden observar estos depósitos (~0.5 m de espesor) subyaciendo a depósitos con un espesor considerablemente mayor (~3 m de espesor) del segundo pulso (Fig. 4.1).

4.1.2. Segundo pulso

Este pulso se caracterizó por tener 3 fases marcadas por un incremento y posterior disminución de la tasa de efusión. Varios estudios han establecido una relación proporcional entre la tasa de efusión y la longitud de los flujos de lava basálticos (Pinkerton, 1987; Pinkerton y Wilson, 1994). El criterio antes mencionado es el que fue utilizado para describir el segundo pulso eruptivo.

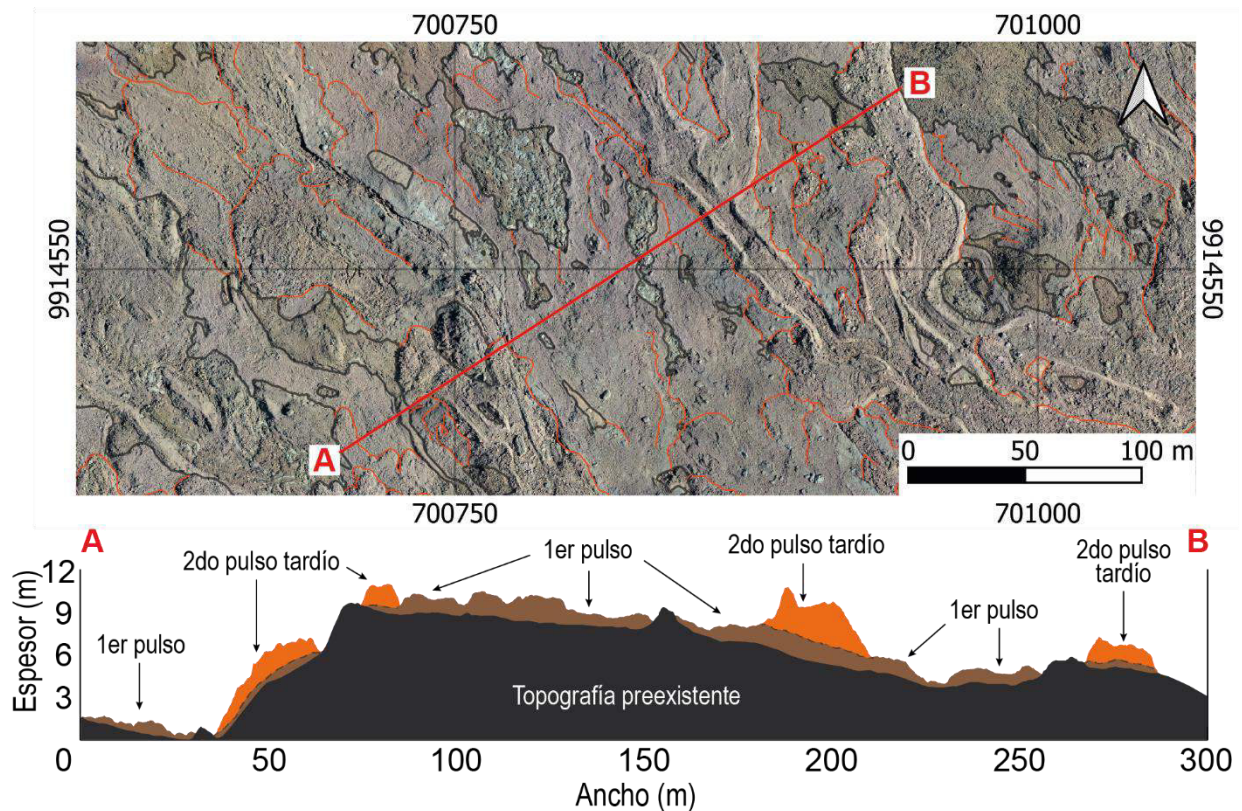


Fig. 4.1. Topografía del campo de lava de la fisura 3. En la parte superior se observa parte del sector E (Fig. 3.14 y 3.15) con el perfil AB. En la parte inferior se observa la topografía del perfil AB, donde se identifican los depósitos del primer y segundo pulso.

La actividad en C10-13 parece haber disminuido considerablemente hasta el punto de detenerse al final del primer pulso, a partir de este punto los centros de emisión antes mencionados no volvieron a presentar actividad. Es así como al inicio del segundo pulso se tiene actividad en los centros de emisión C1-9 provocando colapsos importantes en todos ellos (primera fase), después se puede observar un incremento de la actividad desde los extremos hacia los centros de emisión intermedios, teniendo la actividad más intensa en los centros de emisión C4 y C6 (segunda fase). Finalmente, se observa una disminución de la intensidad de la erupción, con actividad similar en los centros de emisión C1-9 (tercera fase).

Varios autores concuerdan en que la localización de la actividad eruptiva en un sector de la fisura es el resultado de cambios térmicos y termo-reológicos en el dique sub volcánico (Bruce y Huppert, 1989; Wylie et al., 1999). De acuerdo con Helfrich (1995) y Wylie et al. (1999) las perturbaciones de temperatura a lo largo de la fisura inducen variaciones en la viscosidad del magma, lo que hace que el flujo de magma se concentre en regiones de menor viscosidad.

Recientemente Jones y Llewellyn (2021) realizaron varios experimentos por medio de los cuales proponen que inicialmente las erupciones presentan un flujo de magma convectivo sub superficial caótico y mal organizado en el cual el descenso de magma denso y desgasificado interrumpe el ascenso del magma fresco y menos denso, esta mezcla caótica amortigua los gradientes térmicos a lo largo de la fisura y no permite la focalización. Lo antes mencionado concuerda con el primer pulso de emisión en el que todos los centros de emisión están activos (Fig. 4.2A). Con el tiempo el aumento de la viscosidad del magma en descenso por medio del enfriamiento, desgasificación, cristalización y/o la disminución del ancho del dique permite una organización del magma subsuperficial, el desarrollo de gradientes térmicos más definidos y facilita la focalización de la erupción en lugares con viscosidades inferiores. Esto concuerda con la primera y segunda fase del segundo pulso de emisión donde se tiene un aumento de la actividad hacia el centro de la fisura y de manera intensa y focalizada en los centros de emisión intermedios (C4 y C6, Fig. 4.2B). La tercera fase del segundo pulso de emisión puede significar el ascenso de magma un poco más viscoso que el de la segunda fase, el cual asciende gracias a la organización del magma en las partes más subsuperficiales y presenta actividad nuevamente en los centros de emisión C1-9. La Fig. 4.2. muestra el modelo propuesto por Jones y Llewellyn (2021) y como éste concuerda con la actividad de la fisura eruptiva 3 de Sierra Negra en cuanto al comportamiento del magma.

Los depósitos característicos del segundo pulso de emisión son flujos de lava 'a'ā con un espesor considerablemente mayor (~3 m) a los de los depósitos del primer pulso (~0.5 m).

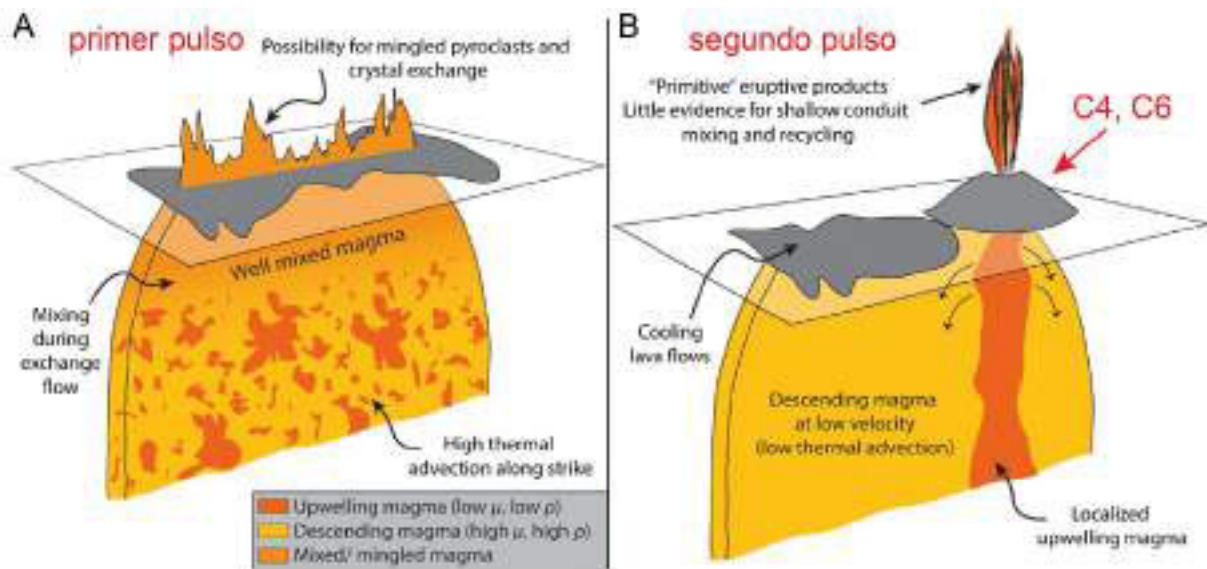


Fig. 4.2. Modelo modificado de Jones y Llewellyn (2021) para la focalización de la erupción en una fisura. A) Fase inicial de la erupción donde se observa el magma subsuperficial caótico y mal organizado concordante con el primer pulso en la fisura eruptiva 3. B) Focalización de la erupción debido a la organización del magma subsuperficial y/o a una disminución en el ancho del dique, el magma menos viscoso asciende.

Primera fase

Representa una transición entre el primer y segundo pulso, donde ocurre un incremento progresivo de la tasa de efusión. Lo antes mencionado es evidenciado por los flujos de lava de los sectores D y F originados en C8-C9 y C1 respectivamente los cuales se encuentran sobre los depósitos del primer pulso, pero también sobre-yacido por depósitos de las siguientes fases del segundo pulso. La actividad eruptiva en este pulso está concentrada en los centros de emisión de los extremos.

Segunda fase

Esta es la fase más intensa de actividad, donde presentan actividad los centros de emisión C1-C9, sin embargo, la actividad más intensa la tuvieron los centros de emisión C4 y C6, mismos que, formaron los flujos de lava principales y más distales de todo el campo de lava, estos aportes formaron en un inicio al menos dos canales de lava bien formados que se preservaron y son los que alimentaron las partes más distales del campo de lava; a medida que avanzaron los flujos fueron dividiéndose y formaron los flujos de los sectores G, H e I. Evidencia de tasas

de efusión altas en esta fase es la individualización y alcance de los flujos de lava. En las partes más distales de los depósitos se observa la presencia de rupturas de lava pāhoehoe, los cuales según Harris y Rowland (2015) se forman con tasas de efusión locales muy bajas, pudiendo ser estas evidencia de la disminución de la velocidad de avance del flujo en estos sectores.

Tercera fase

Esta fase se caracteriza por una disminución progresiva de la tasa de efusión en los centros de emisión C4 y C6, con un incremento de la actividad en los otros centros de emisión hasta llegar a presentar niveles de actividad similares en todos los centros (C1-9), con flujos de lava que se esparcieron en todas las direcciones pendiente abajo del campo de lava. Posteriormente la actividad en los centros de emisión disminuyó hasta el final de la erupción.

A continuación, en la Fig. 4.3., se presenta un modelo que ilustra la evolución del campo de lava de la fisura eruptiva 3. En el modelo se puede observar los dos pulsos de emisión principales. El segundo pulso se encuentra dividido en: segundo pulso de emisión temprano, intermedio y tardío, mismos que, corresponden a la primera, segunda y tercera fase de este pulso respectivamente. La perspectiva del modelo no se encuentra a escala para facilitar su apreciación, sin embargo, la Fig. 4.4., muestra la distribución final de los depósitos de cada pulso de emisión de la fisura 3 respetando las escalas.

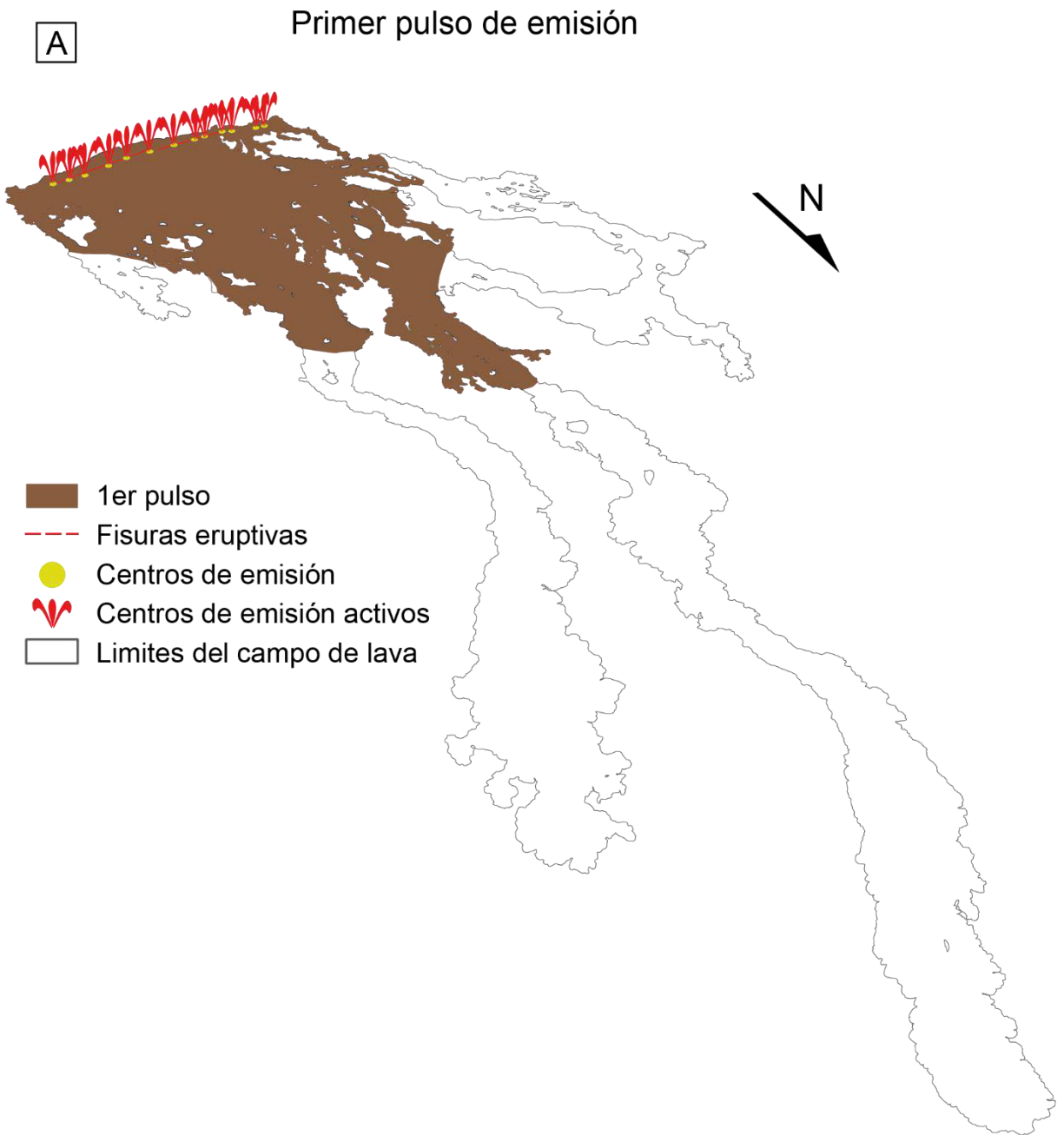


Fig. 4.3A. Modelo de la evolución del campo de lava de la fisura eruptiva 3 para el primer pulso de emisión. Se observa actividad en todos los centros de emisión. La perspectiva del campo de lava no está a escala.

B

Segundo pulso de emisión temprano

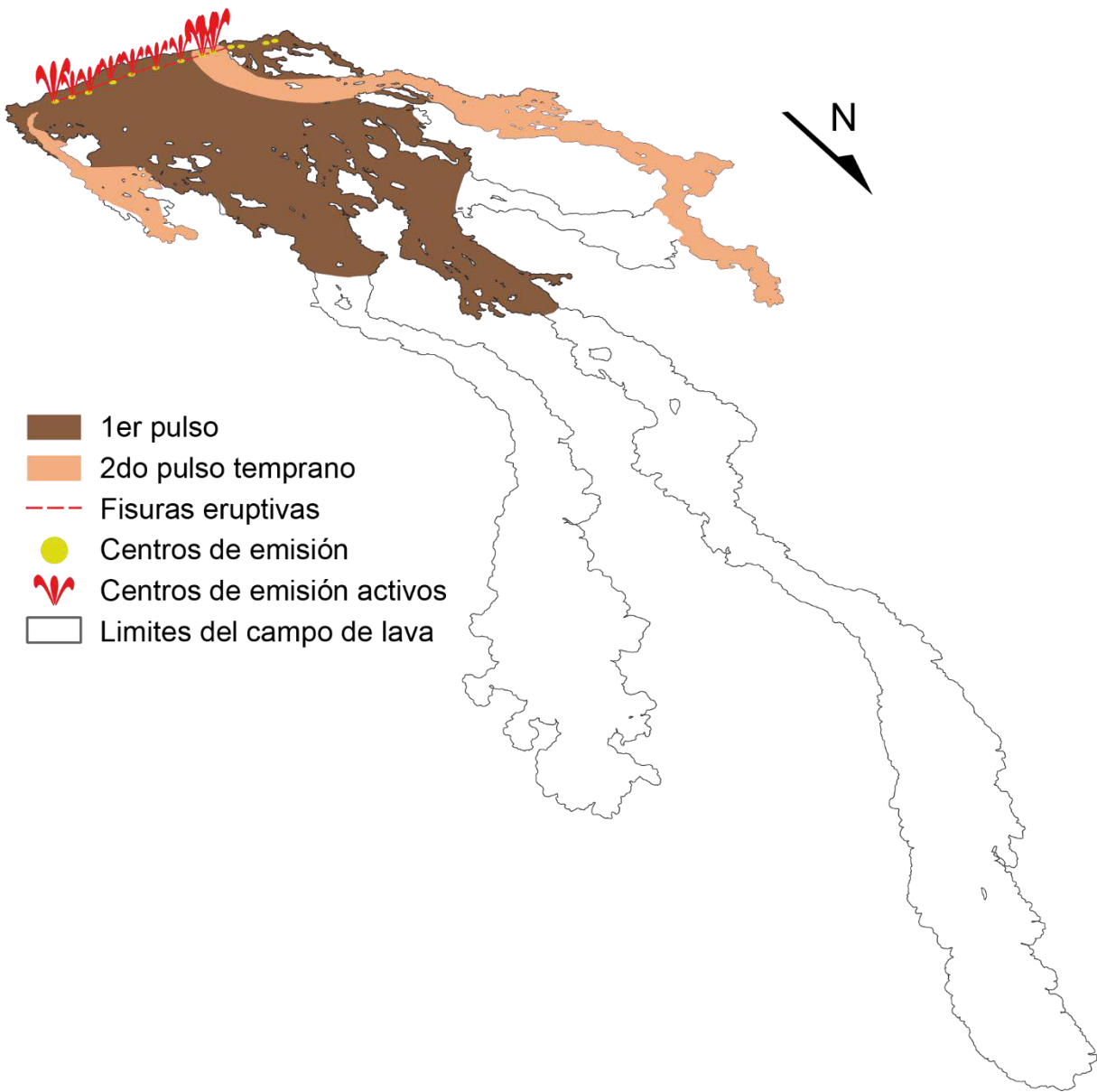


Fig. 4.3B. Modelo de la evolución del campo de lava de la fisura eruptiva 3 para el segundo pulso de emisión temprano. Se observa actividad en C1-9 siendo ésta más intensa en los extremos. La perspectiva del campo de lava no está a escala.

C

Segundo pulso de emisión intermedio

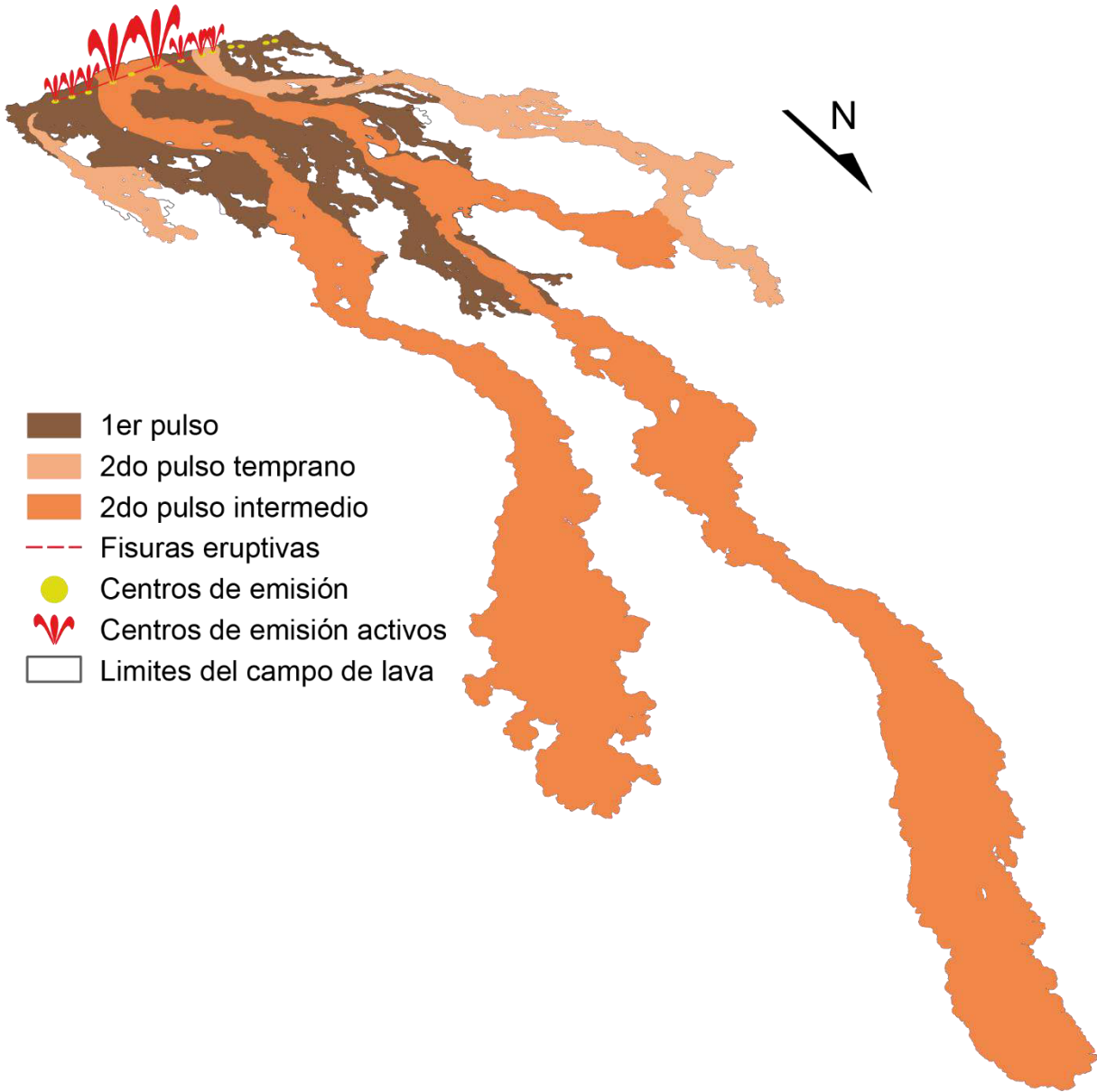


Fig. 4.3C. Modelo de la evolución del campo de lava de la fisura eruptiva 3 para el segundo pulso de emisión intermedio. Se observa actividad muy intensa en C4 y C6. La perspectiva del campo de lava no está a escala.

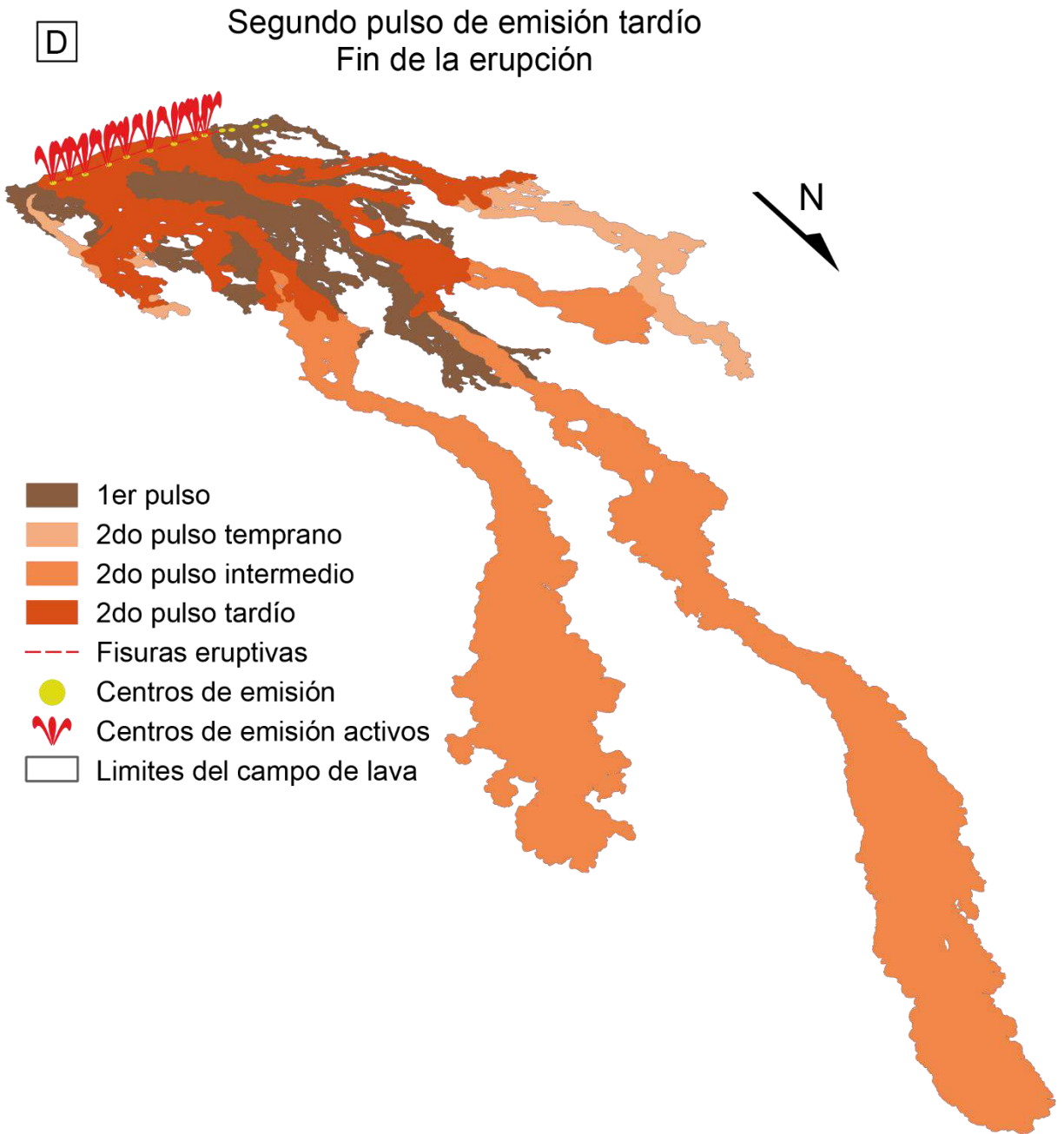


Fig. 4.3D. Modelo de la evolución del campo de lava de la fisura eruptiva 3 para el segundo pulso de emisión tardío/Fin de la erupción. Se observa disminución de la intensidad y actividad en C1-9. La perspectiva del campo de lava no está a escala.

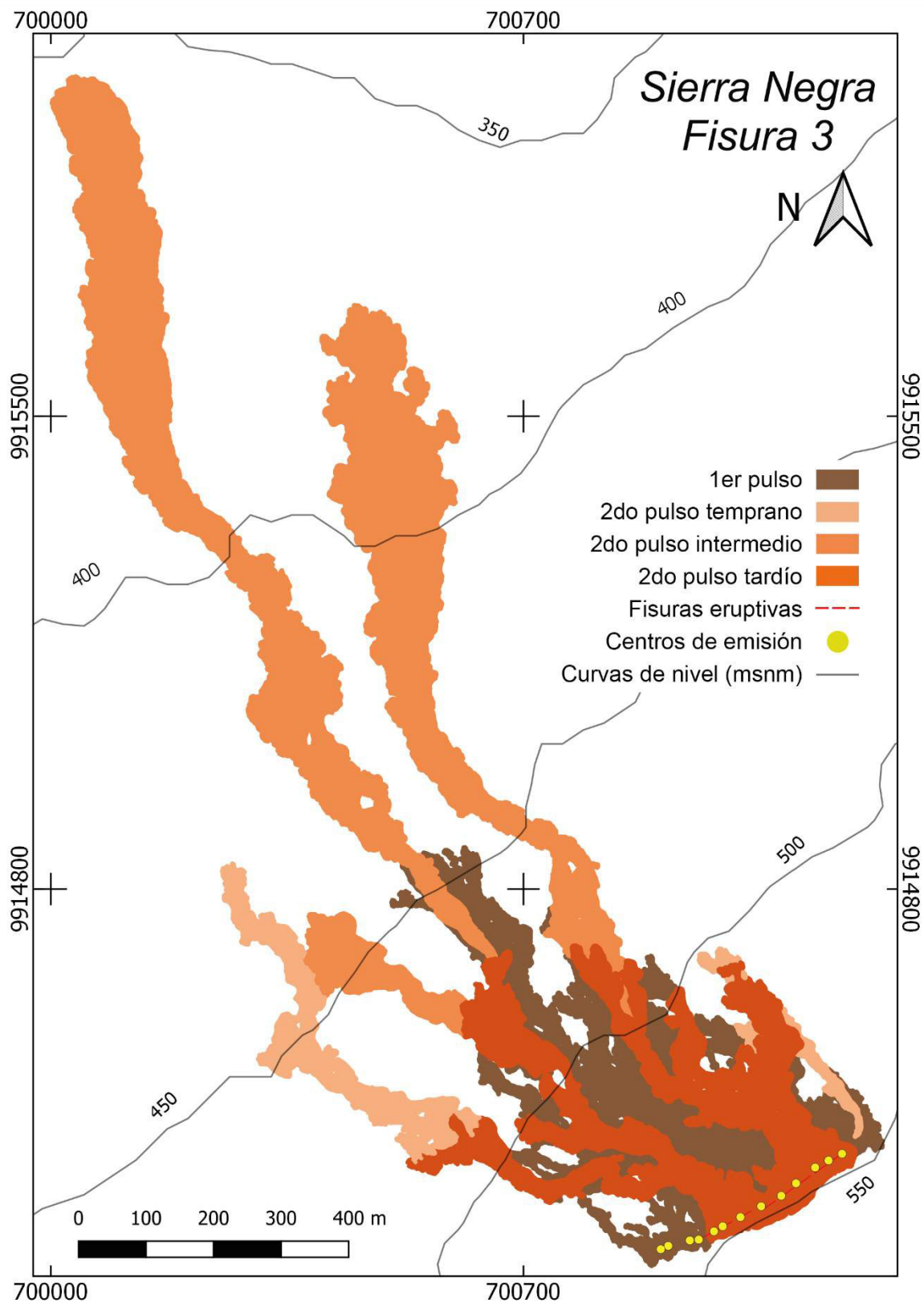


Fig. 4.4. Distribución de los depósitos del primer y segundo pulso de emisión en el campo de lava de la fisura eruptiva 3, Sierra Negra.

Se estimó una tasa de efusión volumétrica promedio de $5.8 \pm 0.8 \text{ m}^3/\text{s}$ para el flujo de lava más distal (sector H), la cual no toma en cuenta al flujo de lava del sector G, mismo que, tiene su origen al mismo tiempo y en el mismo centro de emisión (C6). Esta tasa de efusión debe ser proporcional a la longitud de los otros flujos de lava importantes del campo de lava, sector H e I (Pinkerton, 1987; Pinkerton y Wilson, 1994). Para todo el campo de lava se calculó una tasa de efusión de 8 - 12 m^3/s tomando en cuenta que la erupción tuvo una duración máxima de 30 horas y una duración mínima de 19 horas.

Utilizando una velocidad promedio de $0.06 \pm 0.01 \text{ m/s}$ para el avance del flujo de lava más distal del campo de lava se estimó que su emplazamiento duró 9 ± 1.3 horas; el flujo analizado pertenece a la segunda fase del segundo pulso de emisión, por lo cual el tiempo estimado corresponde a la duración de la actividad más intensa durante la erupción.

De acuerdo con Vasconez et al. (2018), la erupción duró menos de un día. Además, el IG-EPN reportó en su Informe Especial #11 acerca de la erupción de 2018 de Sierra Negra que el tremor de erupción registrado en la estación de volcán chico duró ~ 6.5 horas, sin embargo, mencionan que aún existe la presencia de tremor de baja amplitud en los registros sísmicos y acústicos lo cual indica que la erupción continúa aunque con menor intensidad (IG-EPN, 2018). Hay que tener en cuenta que la estación sísmica VCH1 se encuentra cerca de la fisura eruptiva 1, por lo que las señales provenientes de la erupción en la fisura 3 (a $\sim 9 \text{ km}$ de VCH1) son posiblemente muy débiles o están cubiertas por las señales provenientes de las otras fisuras.

4.2. Orientación de las fisuras eruptivas

En este estudio se identificaron dos segmentos de fisura: F3a y F3b para el campo de lava de la fisura eruptiva 3, las cuales presentan una orientación $N55^\circ$ y $N61^\circ$ respectivamente.

De acuerdo con Reynolds et al. (1995) existen cuatro zonas eruptivas en Sierra Negra: flanco sur, flanco este, flanco suroeste y flanco norte, todas estas activas en diferentes períodos de tiempo pero con una orientación común de sus fisuras en el sentido este-noreste. Lo antes mencionado es consistente con las orientaciones obtenidas en la fisura 3 de este estudio ($N55^\circ$ y $N61^\circ$), Fig. 4.5.

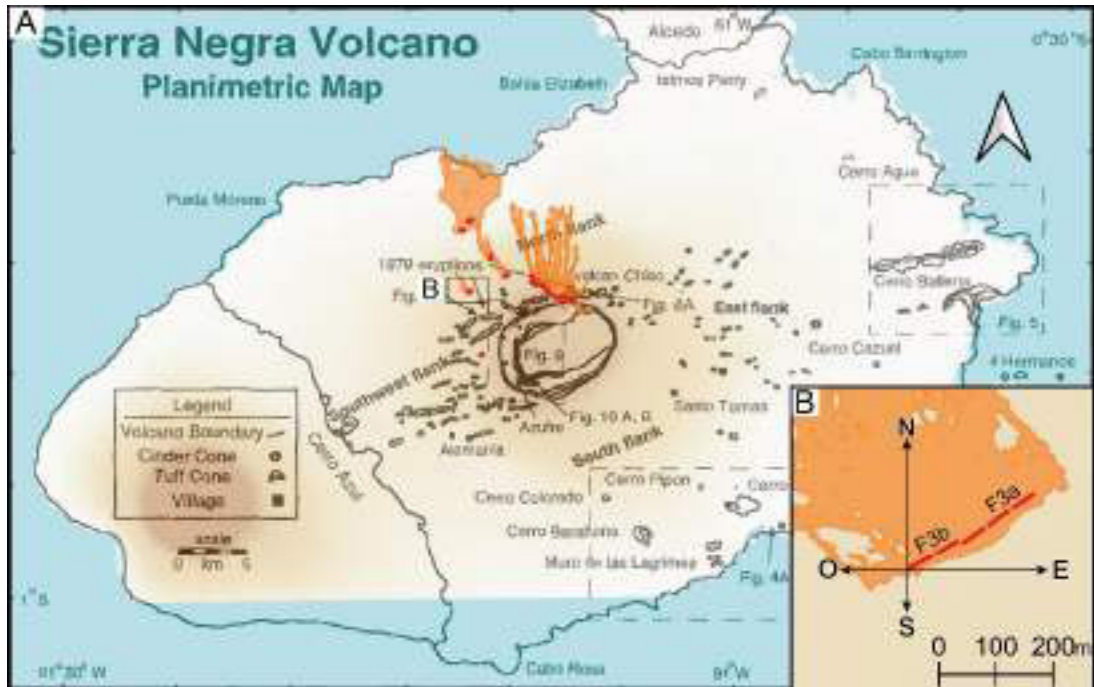


Fig. 4.5. Volcán Sierra Negra. A) Mapa planimétrico de Sierra Negra mostrando zonas eruptivas donde se puede observar su orientación este-noreste. B) Acercamiento a la zona de fisuras de la fisura eruptiva 3, donde se puede observar la orientación de los segmentos de fisura. Tomado y modificado de Reynolds et al. (1995), los límites anaranjados representan los campos de lava de la erupción de 2018, para la fisura 3 fueron obtenidos en este trabajo y para el resto de fisuras los datos fueron tomados de Vasconez et al. (2018).

Según Reynolds et al. (1995) existen tres regímenes de esfuerzos que parecen influir en el desarrollo de zonas eruptivas en Sierra Negra: la tectónica regional, los esfuerzos provocados por los volcanes vecinos y el efecto propio del volcán.

La tectónica regional parece controlar una alineación noroeste de volcanes y fallas en la parte norte del archipiélago, mientras que, en la parte sur dominan estructuras este-noroeste. El crecimiento de Sierra Negra con una tendencia este-noreste puede ser el resultado del régimen de esfuerzos antes mencionado (McBirney y Williams, 1969; Swanson et al., 1974; Cullen y McBirney, 1987; Feighner y Richards, 1994).

Los volcanes vecinos Cerro Azul y Alcedo pueden haber influenciado el desarrollo de fisuras eruptivas en Sierra Negra. En el flanco sur oeste de Sierra Negra se puede observar claramente conjuntos paralelos de fisuras eruptivas que llegan hasta Cerro azul y mantienen la orientación este-noreste (Reynolds et al., 1995). Esto concuerda con lo propuesto por Chadwick y Howard (1991) de que las fisuras se extienden a lo largo de la topografía que conecta a los volcanes

adyacentes debido a esfuerzos gravitacionales originados por la misma topografía y/o las cámaras magmáticas. Este fenómeno no es claro con Alcedo y esto puede deberse a que se encuentra a 50 km de Sierra Negra, mientras que, Cerro Azul se encuentra a 30 km (Reynolds et al., 1995).

El régimen de esfuerzos en la cumbre del volcán está fuertemente influenciado por la caldera o la cámara magmática subyacente. Estas condiciones parecen favorecer la propagación de magma en el flanco norte de Sierra Negra, en las partes bajas e intermedias se producen fisuras radiales y conforme se acercan a la caldera se producen fisuras paralelas a las paredes de esta, (Reynolds et al., 1995), Fig. 4.6.

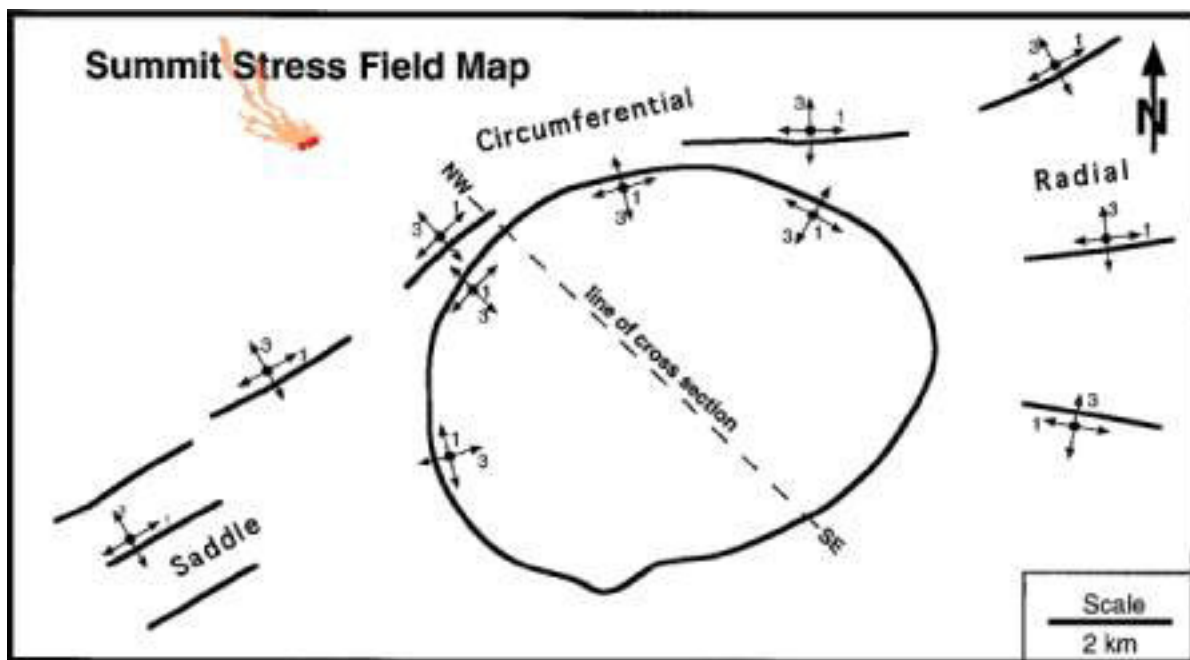


Fig. 4.6. Régimen de esfuerzos en la cumbre del Sierra Negra, las flechas y los círculos negros representan la orientación de los esfuerzos; 1 = esfuerzo máximo, 2 = esfuerzo intermedio, 3 = esfuerzo mínimo. Las líneas rojas representan la fisura 3 junto con su campo de lava en anaranjado. Tomado y modificado de Reynolds et al. (1995).

Por lo mencionado en los párrafos anteriores se puede concluir que las orientaciones $N55^\circ$ y $N61^\circ$ de los segmentos de la fisura eruptiva 3 están influenciadas en diferente medida por los tres regímenes de esfuerzos descritos; la tectónica regional que orienta a todo el edificio volcánico en el sentido este-noreste, la tendencia en esta misma orientación compartida con Cerro azul y el régimen de esfuerzos en la cumbre.

4.3. Caracterización geoquímica y reológica

De acuerdo con los análisis, las rocas de Sierra Negra son basaltos toleíticos sub alcalinos. Lo cual es coherente con su origen relacionado con el punto caliente de Galápagos y aporte de corteza oceánica generada en la dorsal Cocos-Nazca (Geist et al., 1998).

Los análisis químicos en las rocas de Sierra Negra también mostraron una diferencia marcada en cuanto al grado de evolución de las rocas con respecto a los volcanes más cercanos: Cerro Azul y Alcedo. Gracias al #Mg (Fig. 3.29) se observó que las rocas de Cerro Azul son menos evolucionadas que las de Sierra Negra y a su vez estas menos evolucionadas que las de Alcedo, esta diferencia puede deberse a la edad del volcanismo y a su distancia con el punto caliente de Galápagos (White et al., 1993; Geist, 1996; Vidito et al., 2013; Kurz et al., 2014), Fig. 1.3.

Por otro lado, también se pudo observar que la composición geoquímica de las rocas de la fisura eruptiva 3 de la erupción de 2018 de Sierra Negra no presentan una variación evidente, por lo cual se puede concluir que la variación espacial en la viscosidad de las lavas en el campo de la fisura 3 no está condicionada por la química de las rocas.

Los parámetros reológicos obtenidos en este estudio fueron comparados con los reportados en otros trabajos para flujos de lava similares (Tabla 8). La viscosidad y límite elástico promedio del flujo de lava son similares a los reportados por Chevrel et al. (2013) en la zona volcánica occidental de Islandia, donde analizaron un flujo de lava de longitud similar al de este trabajo pero con un espesor de casi el doble. También se compararon los valores obtenidos en el frente del flujo con sus homólogos estimados por Belousov y Belousova (2017) y Bernard et al. (2019) para flujos de lava en el volcán Tolbachik-Rusia y Wolf-Galápagos (flujo de lava SE) respectivamente, estos parámetros también concuerdan con los calculados en los trabajos antes mencionados. Por otro lado el flujo de lava E de la erupción de 2015 del volcán Wolf (Bernard et al., 2019) el cuál llegó al mar, es mucho más viscoso y con un espesor superior al analizado en este trabajo, sin embargo, estos valores aún concuerdan con los reportados para otros volcanes con características similares.

En la Fig. 4.7. se observa la viscosidad reportada en varios flujos de lava basálticos alrededor del mundo, los valores obtenidos a lo largo del flujo de lava de este estudio concuerdan con los reportados para otros volcanes.

Tabla 8.

Comparación de los resultados obtenidos en este trabajo (para el flujo de lava) y otros estudios de reología en flujos de lava basálticos.

Caso de estudio	Este trabajo	Chevrel et al. (2013)	Bernard et al. (2019)	Bernard et al. (2019)	Belousov y Belousova, (2017)
	F3 V. Sierra Negra, 2018- Galápagos Flujo de lava	Zona volcánica occidental- Islandia Flujo de lava	V. Wolf, 2015- Galápagos Frente de flujo SE	V. Wolf, 2015- Galápagos Frente de flujo E	V. Tolbachik, 2012-2013- Rusia
Tasa de efusión volumétrica Q [m ³ /s]	5.8 ± 0.8	19.9 ± 0.6	-	-	-
Viscosidad promedio η [Pa.s]	$1.4 \pm 0.2E+5$	$2.9 \pm 0.5E+5$	-	-	-
Viscosidad en el frente del flujo η [Pa.s]	$4 \pm 0.6E+5$	-	$3.6 - 4.6E+5$	$41.7 - 197E+5$	$3.4E+5$
Velocidad v [m/s]	0.06 ± 0.01	-	-	-	0.003
Límite elástico promedio τ [Pa]	5969 ± 857	3490 ± 240	-	-	-
Límite elástico en el frente del flujo τ [Pa]	5868 ± 651	-	$5230 - 5560$	$15200 - 26000$	-
Longitud del flujo [m]	2084 ± 3	2045 ± 0.8	10000	6800	2100
Espesor promedio [m]	2.6 ± 0.4	4.7 ± 0.3	2.5 ± 0.8	5.2 ± 1.5	-
Espesor en el frente del flujo [m]	3.7 ± 0.3	-	$2.4 - 2.7$	$3.5 - 6.7$	3.7

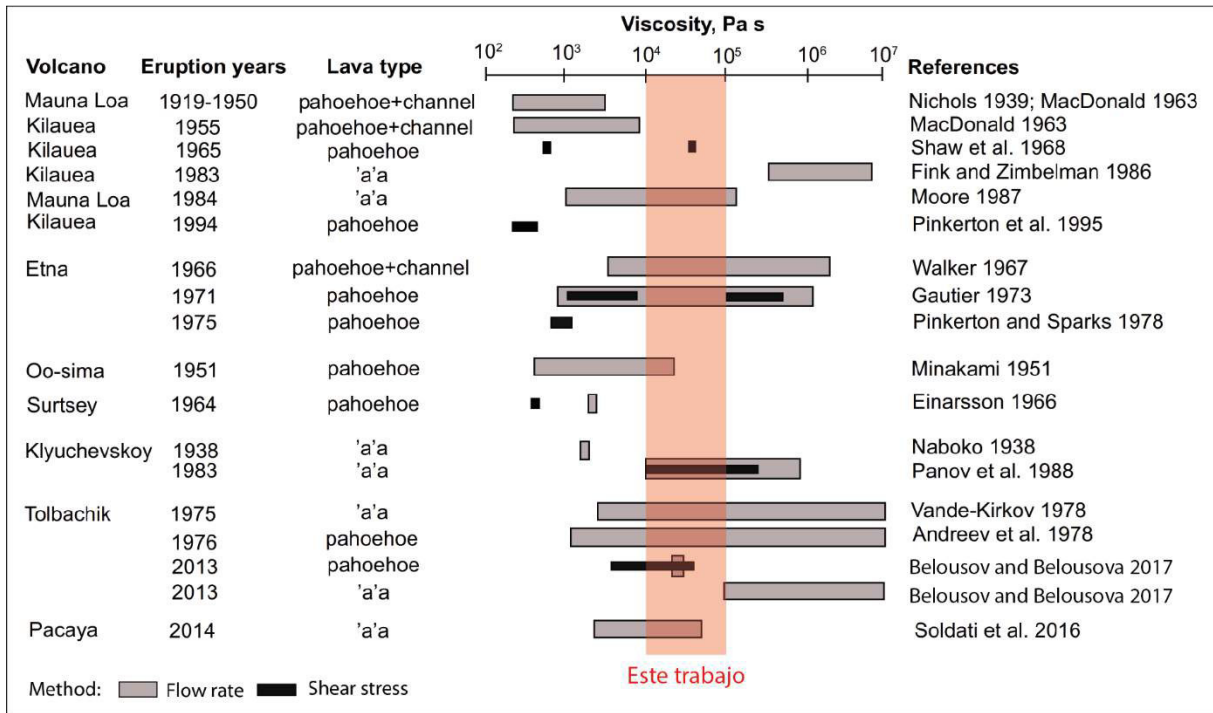


Fig. 4.7. Datos de viscosidad de flujos de lava basálticos alrededor del mundo. El área roja representa el valor de la viscosidad estimado en el flujo de lava de Sierra Negra en este trabajo. Modificado de Belousov y Belousova (2017).

Los fluidos tienden a comportarse de distinta manera dependiendo como varía su viscosidad en función del límite elástico y la tasa de deformación (Fig. 4.8). Algunos tipos de comportamientos de los fluidos son:

Tipo Bingham

En el modelo de Bingham el fluido se comporta como un cuerpo rígido al estar sometido a tensiones reducidas pero fluye como un fluido viscoso si estas tensiones incrementan (Bingham, 1917). De acuerdo con Pinkerton (1987) los flujos de lava a relativamente bajas temperaturas tienden a comportarse de acuerdo al modelo de Bingham.

Tipo newtoniano

Un fluido newtoniano es en el que la viscosidad puede considerarse constante a un temperatura determinada, ya que la relación entre el límite elástico y la tasa de deformación es proporcional. En este tipo de fluidos si la temperatura disminuye la viscosidad aumenta. (Baez, 2015). De

acuerdo con Pinkerton (1987) los flujos de lava a temperaturas altas (cerca de la temperatura del liquidus) pueden aproximarse al modelo newtoniano.

Tipo dilatante

Un fluido dilatante o también conocido como espesamiento por cizallamiento, es aquel en el cual la viscosidad aumenta cuando el estrés al que es sometido el sistema incrementa, este comportamiento se produce porque el sistema cristaliza bajo estrés y tiende a comportarse más como un sólido que como una solución (Boersma et al., 1990; Painter y Coleman, 2019).

Tipo pseudoplástico

Los fluidos pseudoplásticos son aquellos en los que la viscosidad y el límite elástico disminuyen cuando aumenta la velocidad de deformación aplicada. En este tipo de fluidos, la viscosidad es muy alta cuando se tienen velocidades de deformación cercanas al cero, mientras que, al incrementar mucho la velocidad de deformación estos tienden a comportarse como fluidos muy poco viscosos (Chhabra y Richardson, 1999).

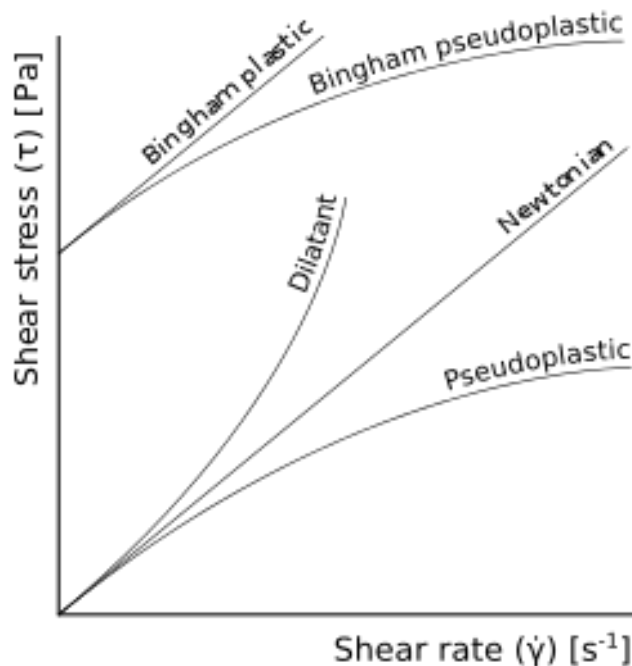


Fig. 4.8. Clasificación de fluidos con límite elástico en función de la tasa de deformación (Wikipedia, 2022).

De acuerdo con las estimaciones reológicas realizadas en el flujo más distal del campo de lava; la viscosidad presenta una tendencia decreciente los primeros ~750 m, luego tiende a estabilizarse y a partir de los ~1400 m empieza a aumentar considerablemente. Si se tiene en cuenta la pendiente del terreno parecería que ésta influye en los cambios de viscosidad, sobre todo en los primeros 900 m. Esto concuerda con el comportamiento de un fluido pseudoplástico, ya que la viscosidad decrece en lugar de aumentar con él enfriamiento. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la ecuación utilizada (7) tiene en el numerador a la pendiente. Para evitar un posible sesgo se utilizó la ecuación de Warner y Gregg (2003) para calcular la viscosidad aparente del flujo de lava la cual no considera a la pendiente y se comparó los resultados:

$$(15) \quad \eta = \frac{\rho g H^4}{Q}$$

Donde, ρ es la densidad de la lava, g la fuerza de la gravedad, H es espesor del flujo de lava y Q la tasa de efusión volumétrica.

Con esto se pudo comprobar que la tendencia de la viscosidad sigue siendo la misma (Fig. 4.9).

La Fig. 4.9 ilustra el comportamiento reológico del flujo de lava conforme avanza en el terreno, el cual puede dividirse en 3 partes. La primera parte representa una zona proximal con pendientes fuertes $\sim 7.6^\circ$. La segunda parte representa una zona transicional que empieza con un valor de pendiente máximo de $8.7 \pm 1^\circ$ a ~ 750 m de la fisura donde la pendiente disminuye abruptamente hasta los $3.6 \pm 0.6^\circ$ y a partir de aquí se define la tercera parte que representa una zona distal con ligeras variaciones, sin embargo, la pendiente tiende a estabilizarse en $\sim 3.3^\circ$.

En la zona proximal con pendientes fuertes que van desde la fisura hasta ~ 750 m la viscosidad tiene una tendencia decreciente. En la zona de transicional desde los ~ 750 m hasta ~ 1400 m, la viscosidad tiende a estabilizarse y en la zona distal de pendientes suaves que va desde los ~ 1400 m hasta el final del flujo de lava se puede observar una tendencia creciente marcada de la viscosidad. El límite elástico muestra una tendencia similar a la de la viscosidad; decreciente-ligeramente decreciente-creciente.

La tasa de deformación y la velocidad tienen un comportamiento similar; en la zona proximal de pendientes fuertes presentan un incremento marcado, en la zona de transición primero decrecen abruptamente y después incrementan rápidamente, mientras que, en la zona distal de pendientes

suaves primero decrecen abruptamente para después hacerlo ligeramente. La tasa de deformación fue calculada utilizando la siguiente ecuación:

$$(16) \quad \eta = \frac{\tau}{\dot{\gamma}}$$
$$\dot{\gamma} = \frac{\tau}{\eta}$$

Donde, $\dot{\gamma}$ es la tasa de deformación, τ el límite elástico y η la viscosidad.

El comportamiento descrito anteriormente parece reflejar una influencia importante de la topografía en los cambios de la viscosidad aparente en los primeros ~1400 m, siendo este más fuerte en la zona proximal de pendientes fuertes y menor en la zona de transición, por otro lado, en la zona distal de pendientes suaves el efecto de la topografía parece ser de menor intensidad y los cambios en la viscosidad parecen estar influenciados en mayor medida por otros factores como el enfriamiento del flujo de lava y el contenido de cristales y burbujas.

De acuerdo con lo descrito en los párrafos anteriores, en general, el comportamiento reológico del flujo de lava conforme avanza por la topografía parece asemejarse al del modelo de Bingham pseudoplástico, siendo distinto hacia el final (zona distal) donde parece tener un comportamiento similar al de un fluido dilatante.

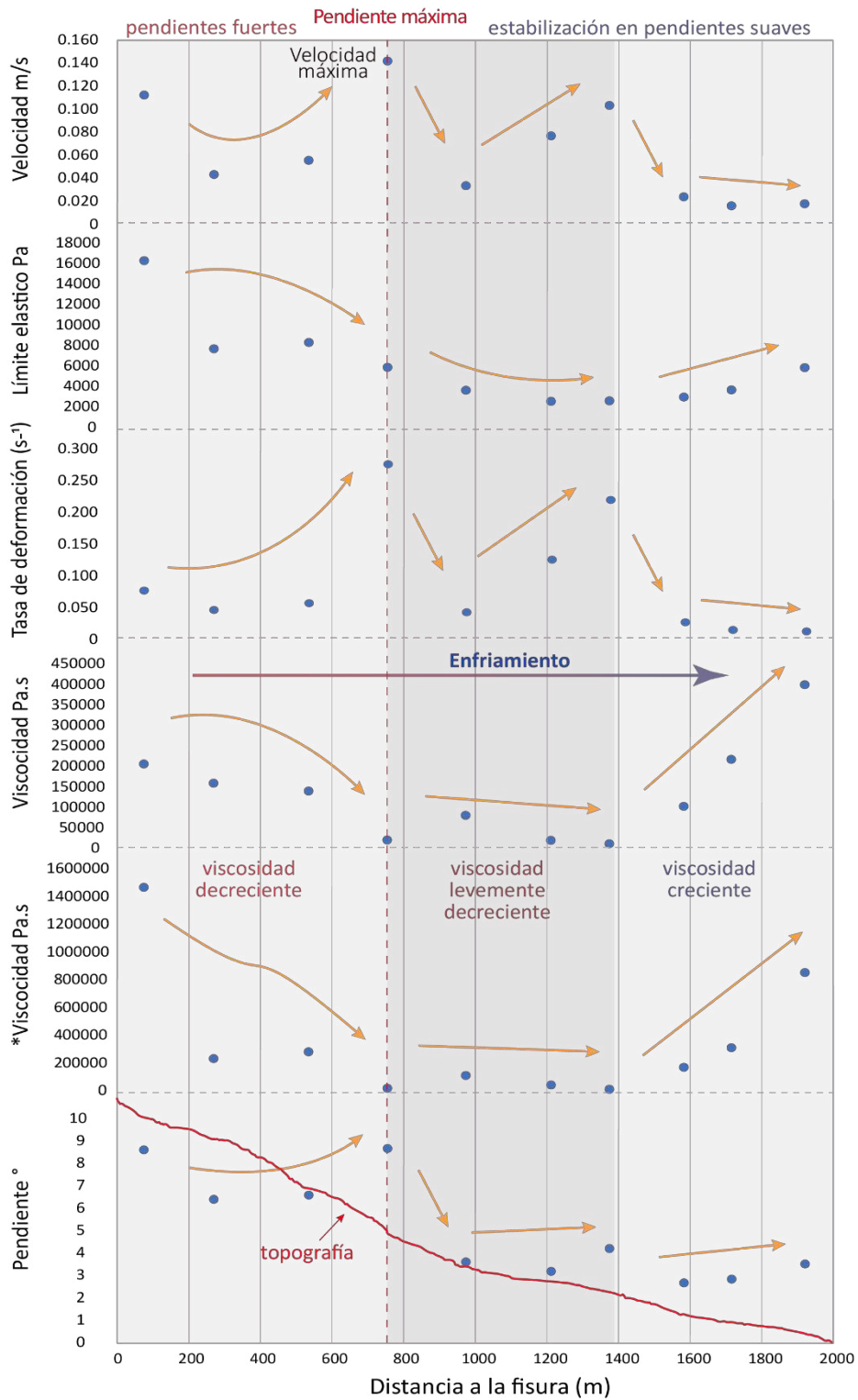


Fig. 4.9. Parámetros reológicos vs Distancia a la fisura. *corresponde a la viscosidad estimada con la ecuación de Warner y Gregg (2003). La línea roja representa la topografía del terreno. El campo anaranjado marca la zona proximal con pendientes fuertes. El campo violeta marca la zona de transición donde la pendiente disminuye abruptamente y el campo azul marca la zona distal con pendientes suaves.

CAPITULO V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. Conclusiones

1. La orientación N55° y N61° de los segmentos de la fisura eruptiva 3 del volcán Sierra Negra parece estar influenciada por la tectónica regional, la cercanía de Sierra Negra con Cerro Azul y el régimen de esfuerzos en la cumbre del volcán.
2. Las mediciones morfológicas realizadas en este trabajo, obtenidas por medio del procesamiento de imágenes tomadas con un VANT, concuerdan y afinan las realizadas en Vasconez et al. (2018), donde utilizaron imágenes satelitales; en cuanto al área la diferencia fue del 4.4-5.4% y para el espesor de los depósitos fue del 33.2-88.6%. Se confirma que las mediciones y estimaciones realizadas con imágenes satelitales pueden ser confiables, sin embargo, el nivel de detalle obtenido en este trabajo en cuanto a la cartografía del campo de lava permitió hacer interpretaciones en cuanto a la cronología de eventos, lo cual no sería posible utilizando imágenes de satélites de resolución espacial >1 m.
3. El área ocupada por los depósitos es de $42.1 \pm 0.2E+4$ m². El espesor promedio del campo de lava es de 1.9 ± 1 m. El volumen total (incluyendo vesículas y espacios entre depósitos) de los depósitos del campo de lava de la fisura 3 fue estimado en $83.1 \pm 36.7E+4$ m³, el volumen equivalente de roca densa: $62.3 \pm 27.5E+4$ m³; asumiendo un porcentaje de espacios vacíos del 25%.
4. La distribución de los depósitos volcánicos en el campo de lava de la fisura eruptiva 3 presenta evidencia de dos pulsos de actividad importantes; uno primero con una tasa de efusión baja y relacionado principalmente con depósitos tipo pāhoehoe, pāhoehoe transicional y flujos de lava 'a'ā relativamente pequeños que se extienden ~690 m pendiente abajo y ~425 m lateralmente, y un segundo pulso más energético que provoco el colapso de la mayoría de estructuras en la fisura, el cual tuvo tres fases; una primera de transición donde aumenta la tasa de efusión, una segunda en donde se llega al pico máximo de la tasa de efusión y avanzan los flujos más distales del campo de lava ~2080 m y una tercera donde la tasa de efusión disminuye hasta terminar la erupción. Los principales depósitos del segundo pulso son potentes flujos de lava 'a'ā muy bien canalizados.
5. Un proceso de focalización durante la erupción es evidenciado en la intensa actividad de los centros de emisión C4 y C6, ya que sus depósitos avanzan a lo largo del campo de lava

hasta llegar a las zonas más distales, además, estos mismos centros de emisión junto con los de los bordes de las fisuras produjeron los flujos de lava de la fase tardía del segundo pulso los cuales se extienden al menos 400 m pendiente abajo. Este proceso de focalización parece tener lugar debido a la reorganización del magma subsuperficial, lo cual permitió el ascenso de magma más viscoso hacia los centros de emisión antes mencionados.

6. De acuerdo con las estimaciones realizadas, el emplazamiento del flujo de lava más distal del campo de lava tuvo una duración de 9 ± 1.3 horas, para lo cual se calculó una tasa de efusión promedio de 5.8 ± 0.8 m³/s, la cual puede considerarse como mínima ya que no toma en cuenta la lava que forma el flujo del sector G y proviene del mismo centro de emisión (C6). La tasa de efusión antes mencionada debe ser proporcional a la longitud de los flujos de lava de los sectores G e I. Para todo el campo de lava se estimó una tasa de efusión de 8 - 12 m³/s tomando en cuenta el volumen total y una duración de la erupción máxima y mínima de 30 y 19 horas respectivamente.

7. La variación geoquímica de las rocas de la fisura eruptiva 3 es muy homogénea y no presenta diferencias evidentes entre las muestras tomadas a lo largo del campo de lava. En consecuencia, se puede concluir que la variación de los parámetros reológicos y dinámicos estimados utilizando únicamente datos morfológicos no se deben a diferencias geoquímicas.

8. El flujo de lava en el que se estimaron los parámetros reológicos parece mostrar de manera general un comportamiento similar al del modelo de Bingham pseudoplástico, siendo diferente hacia el final del flujo donde parece más asemejarse a un fluido dilatante. En los primeros ~1400 m la reología del flujo de lava parece estar influenciada en gran medida por la topografía, mientras que, hacia el final del flujo la variación de la viscosidad parece estar más influenciada por otros factores como el enfriamiento y el contenido de cristales y burbujas.

9. Los parámetros reológicos y dinámicos estimados en este estudio concuerdan con los reportados por otros autores en volcanes similares alrededor del mundo y en Galápagos.

5.2. Recomendaciones

1. Realizar análisis en las muestras de roca de la fisura 3 para estimar porosidades, contenido de cristales, proporciones, etc. con el objetivo de afinar los resultados de este trabajo y mejorar el entendimiento de este campo de lava.
2. Comparar la tasa de efusión obtenida en este estudio para todo el campo de lava (8-12 m³/s) con la que puede estimarse con observaciones satelitales para la fisura 3.
3. Estimar los parámetros reológicos utilizando la geoquímica del vidrio y los minerales para comparar ambas metodologías e intentar definir de mejor manera el comportamiento del flujo de lava.
4. Realizar simulaciones numéricas con los datos e insumos obtenidos en este trabajo e intentar extrapolarlas a las otras fisuras eruptivas y después a otros volcanes de Galápagos, para contribuir a la evaluación de la amenaza volcánica en las islas.
5. Estudiar de manera más detallada la composición geoquímica de las rocas de esta erupción con el fin de determinar características de la fuente y poder contrastar los datos con los modelos existentes para Sierra Negra.

REFERENCIAS

- Abe, T., Ohki, M., & Tadono, T. (2019). Surface Changes Due to the 2018 Eruption of Sierra Negra Volcano in Galápagos Island Revealed by ALOS-2/PALSAR-2. *IGARSS 2019 - 2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 9334-9337.
- Amelung, F., Jónsson, S., Zebker, H., & Segall, P. (2000). Widespread uplift and 'trapdoor' faulting on Galápagos volcanoes observed with radar interferometry. *Nature*, 407(6807), 993-996. <https://doi.org/10.1038/35039604>
- Baez, J. M. (2015). Mecanica de Fluidos 7a ed Mott. *Mecanica de Fluidos*. https://www.academia.edu/43741728/Mecanica_de_Fluidos_7a_ed_Mott
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., Huene, R. von, Cande, S. C., & Roeser, H. A. (2001). Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B9), 19207-19220. <https://doi.org/10.1029/2001JB000238>
- Bas, M. J. L., Maitre, R. W. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Bell, A. F., La Femina, P. C., Ruiz, M., Amelung, F., Bagnardi, M., Bean, C. J., Bernard, B., Ebinger, C., Gleeson, M., Grannell, J., Hernandez, S., Higgins, M., Liorzou, C., Lundgren, P., Meier, N. J., Möllhoff, M., Oliva, S.-J., Ruiz, A. G., & Stock, M. J. (2021). Caldera resurgence during the 2018 eruption of Sierra Negra volcano, Galápagos Islands. *Nature Communications*, 12(1), 1397. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-21596-4>
- Belousov, A., & Belousova, M. (2017). Dynamics and viscosity of 'a'a and pahoehoe lava flows of the 2012–2013 eruption of Tolbachik volcano, Kamchatka (Russia). *Bulletin of Volcanology*, 80(1), 6. <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1180-2>
- Bernard, B. (2017). *Resumen geológico Volcán Sierra Negra*. https://www.igepon.edu.ec/images/portal/observatorios-volcanicos/volcanes/islas-galapagos/Sierra_Negra-Bernard2017.pdf
- Bernard, B., Stock, M. J., Coppola, D., Hidalgo, S., Bagnardi, M., Gibson, S., Hernandez, S., Ramón, P., & Gleeson, M. (2019). Chronology and phenomenology of the 1982 and 2015 Wolf volcano eruptions, Galápagos Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 374, 26-38. Scopus. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.013>

- Bingham, E. C. (1917). *An Investigation of the Laws of Plastic Flow*. U.S. Government Printing Office.
- Boersma, W. H., Laven, J., & Stein, H. N. (1990). Shear Thickening (Dilatancy) in Concentrated Dispersions. *AIChE Journal*, *36*(3), 321-332. <https://doi.org/10.1002/aic.690360302>
- Bruce, P. M., & Huppert, H. E. (1989). Thermal control of basaltic fissure eruptions. *Nature*, *342*(6250), 665-667. <https://doi.org/10.1038/342665a0>
- Capaccioni, B., & Cuccoli, F. (2005). Spatter and welded air fall deposits generated by fire-fountaining eruptions: Cooling of pyroclasts during transport and deposition. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *145*(3), 263-280. <https://doi.org/10.1016/j.jvoler and welded aigeores.2005.02.001>
- Carr, B., Lev, E., Sawi, T., Bennett, K., Edwards, C., Soule, A., Vallejo Vargas, S., & Indah Marliyani, G. (2021). Mapping and classification of volcanic deposits using multi-sensor unoccupied aerial systems. *Remote Sensing of Environment*, *264*, 112581. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112581>
- Case, J. E., Ryland, S. L., Simkin, T., & Howard, K. A. (1973). Gravitational Evidence for a Low-Density Mass beneath the Galápagos Islands. *Science*, *181*(4104), 1040-1042. <https://doi.org/10.1126/science.181.4104.1040>
- Chadwick, W., & Howard, K. A. (1991). The pattern of circumferential and radial eruptive fissures on the volcanoes of Fernandina and Isabela islands, Galapagos. *Bulletin of Volcanology*, *53*(4), 259-275. <https://doi.org/10.1007/BF00414523>
- Chadwick, W. W., & Dieterich, J. H. (1995). Mechanical modeling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *66*(1), 37-52. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)00060-T](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)00060-T)
- Chadwick, W. W., Jónsson, S., Geist, D. J., Poland, M., Johnson, D. J., Batt, S., Harpp, K. S., & Ruiz, A. (2011). The May 2005 eruption of Fernandina volcano, Galápagos: The first circumferential dike intrusion observed by GPS and InSAR. *Bulletin of Volcanology*, *73*(6), 679-697. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0433-0>
- Chevrel, M., Labroquère, J., Harris, A., & Rowland, S. (2018). PyFLOWGO: An open-source platform for simulation of channelized lava thermo-rheological properties. *Computers and Geosciences*, *111*, 167-180. Scopus. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.11.009>
- Chevrel, Platz, T., Hauber, E., Baratoux, D., Lavallée, Y., & Dingwell, D. B. (2013). Lava flow rheology: A comparison of morphological and petrological methods. *Earth and Planetary Science Letters*, *384*, 109-120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.022>

- Chhabra, R. P., & Richardson, J. F. (1999). *Non-Newtonian Flow in the Process Industries: Fundamentals and Engineering Applications*. Butterworth-Heinemann.
- Cleary, Z., Schwartz, D. M., Mittelstaedt, E., & Harpp, K. (2020). Dynamic Magma Storage at Near-Ridge Hot Spots: Evidence From New Galápagos Gravity Data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(3), e2019GC008722. <https://doi.org/10.1029/2019GC008722>
- Congalton, R. G., & Green, K. (2019). *Assessing the Accuracy of Remotely Sensed Data: Principles and Practices, Third Edition*. CRC Press.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., & Brousse, R. (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119(1), 115-138. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00102-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00102-E)
- Cullen, A., & McBirney, A. R. (1987). The volcanic geology and petrology of Isla Pinta, Galapagos archipelago. *GSA Bulletin*, 98(3), 294-301. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)98<294:TVGAPO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)98<294:TVGAPO>2.0.CO;2)
- Delaney, J. R., Colony, W. E., Gerlach, T. M., & Nordlie, B. E. (1973). Geology of the Volcan Chico Area on Sierra Negra Volcano, Galapagos Islands. *GSA Bulletin*, 84(7), 2455-2470. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<2455:GOTVCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<2455:GOTVCA>2.0.CO;2)
- Diefenbach, A. K., Crider, J. G., Schilling, S. P., & Dzurisin, D. (2012). Rapid, low-cost photogrammetry to monitor volcanic eruptions: An example from Mount St. Helens, Washington, USA. *Bulletin of Volcanology*, 74(2), 579-587. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0548-y>
- Dirección del Parque Nacional Galápagos. Informe anual de visitantes a las áreas protegidas de Galápagos del año 2021. Galápagos - Ecuador. Colaboradores DPNG: Fernando Caisaguano A., Jorge Flores T., Sandra Gamboa J., Deisy Plaza G., Verónica Santamaría D., Francisco Segura J., Génesis Sotamba G., Alexandra Villarroel S.
- Duncan, & Hargraves. (1984). Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. En *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (pp. 81-93).
- Favalli, M., Fornaciai, A., Nannipieri, L., Harris, A., Calvari, S., & Lormand, C. (2018). UAV-based remote sensing surveys of lava flow fields: A case study from Etna's 1974 channel-fed lava flows. *Bulletin of Volcanology*, 80(3), 29. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1192-6>

- Feighner, M. A., & Richards, M. A. (1994). Lithospheric structure and compensation mechanisms of the Galápagos Archipelago. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B4), 6711-6729. <https://doi.org/10.1029/93JB03360>
- Fiske, R. S., & Jackson, E. D. (1972). Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts: The effect of regional structure and gravitational stresses. *Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical and Physical Sciences*, 329(1578), 299-326. <https://doi.org/10.1098/rspa.1972.0115>
- Galetto, F., Hooper, A., Bagnardi, M., & Acocella, V. (2020). The 2008 Eruptive Unrest at Cerro Azul Volcano (Galápagos) Revealed by InSAR Data and a Novel Method for Geodetic Modelling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2), e2019JB018521. <https://doi.org/10.1029/2019JB018521>
- Geist. (1996). *On the emergence and submergence of the galápagos islands*. 5-9.
- Geist, D., Bergantz, G., & Chadwick, W. (2014). Galápagos Magma Chambers. En *The Galápagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences* (pp. 55-69).
- Geist, D., Chadwick, W., & Johnson, D. (2006). Results from new GPS and gravity monitoring networks at Fernandina and Sierra Negra Volcanoes, Galápagos, 2000–2002. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1-3), 79-97. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.003>
- Geist, D., Harpp, K. S., Naumann, T. R., Poland, M., Chadwick, W. W., Hall, M., & Rader, E. (2008). The 2005 eruption of Sierra Negra volcano, Galápagos, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 70(6), 655-673. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0160-3>
- Geist, D., Howard, K. A., & Larson, P. (1995). The Generation of Oceanic Rhyolites by Crystal Fractionation: The Basalt-Rhyolite Association at Volcán Alcedo, Galápagos Archipelago. *Journal of Petrology*, 36(4), 965-982. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.965>
- Geist, D., Naumann, T., & Larson, P. (1998). Evolution of Galápagos Magmas: Mantle and Crustal Fractionation without Assimilation. *Journal of Petrology*, 39(5), 953-971. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.5.953>
- Geist, D., Snell, H., Snell, H., Goddard, C., & Kurz, M. (2014). A Paleogeographic Model of the Galápagos Islands and Biogeographical and Evolutionary Implications. En *The Galápagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences* (pp. 145-166).
- Gibson, S. A., & Geist, D. (2010). Geochemical and geophysical estimates of lithospheric thickness variation beneath Galápagos. *Earth and Planetary Science Letters*, 300(3), 275-286. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.10.002>

- Global Volcanism Program. (2013). [*Sierra Negra (353050)*] in *Volcanoes of the world*, v. 4.7.1. Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. <https://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=353050>
- Google. (s. f.). *Google Satellite* [Map].
- Guest, J. E., Kilburn, C. R. J., Pinkerton, H., & Duncan, A. M. (1987). The evolution of lava flow-fields: Observations of the 1981 and 1983 eruptions of Mount Etna, Sicily. *Bulletin of Volcanology*, 49(3), 527-540. <https://doi.org/10.1007/BF01080447>
- Harpp, K. (1995). *Magmatic evolution at hotspots and mid-ocean ridges: Isotopic and trace element studies from the Galápagos Islands, the East Pacific Rise and the Mid-Atlantic Ridge*. [Diss. Ph. D. thesis]. Cornell University.
- Harpp, K., & Geist, D. (2002). Wolf–Darwin lineament and plume–ridge interaction in northern Galápagos. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(11), 1-19. <https://doi.org/10.1029/2002GC000370>
- Harpp, K. S., Fornari, D. J., Geist, D. J., & Kurz, M. D. (2003). Genovesa Submarine Ridge: A manifestation of plume-ridge interaction in the northern Galápagos Islands. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9). <https://doi.org/10.1029/2003GC000531>
- Harpp, K. S., & Geist, D. J. (2018). The Evolution of Galápagos Volcanoes: An Alternative Perspective. *Frontiers in Earth Science*, 6. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00050>
- Harpp, K. S., Wanless, V. D., Otto, R. H., Hoernle, K. A. J., & Werner, R. (2005). The Cocos and Carnegie aseismic ridges: A trace element record of long-term plume–spreading center interaction. *Journal of Petrology*, 46(1), 109-133.
- Harpp, K. S., & White, W. M. (2001). Tracing a mantle plume: Isotopic and trace element variations of Galápagos seamounts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(6). <https://doi.org/10.1029/2000GC000137>
- Harris, A., Chevrel, M., Coppola, D., Ramsey, M., Hrysiewicz, A., Thivet, S., Villeneuve, N., Favalli, M., Peltier, A., Kowalski, P., Muro, A., Froger, J.-L., & Gurioli, L. (2019). Validation of an integrated satellite-data-driven response to an effusive crisis: The april-may 2018 eruption of piton de la fournaise. *Annals of Geophysics*, 62(2 Special Issue), Article 2 Special Issue. Scopus. <https://doi.org/10.4401/ag-7972>
- Harris, A. J. L., & Rowland, S. K. (2015). Lava Flows and Rheology. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 321-342). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00017-1>
- Head, J. W., & Wilson, L. (1989). Basaltic pyroclastic eruptions: Influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones,

- rootless flows, lava ponds and lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(3), 261-271. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90083-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90083-8)
- Helfrich, K. R. (1995). Thermo-viscous fingering of flow in a thin gap: A model of magma flow in dikes and fissures. *Journal of Fluid Mechanics*, 305, 219-238. <https://doi.org/10.1017/S0022112095004605>
- Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *GSA Bulletin*, 88(12), i-vi. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<i:TEOTCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<i:TEOTCS>2.0.CO;2)
- Holden, J. C., & Dietz, R. S. (1972). Galapagos Gore, NazCoPac Triple Junction and Carnegie/Cocos Ridges. *Nature*, 235(5336), 266-269. <https://doi.org/10.1038/235266a0>
- Hon, K., Gansecki, C., & Kauahikaua, J. (2003). The transition from 'A'ā to pāhoehoe crust on flows emplaced during the Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha eruption. *US Geological Survey Professional Paper*, 1676, 89-103. Scopus.
- Hon, K., Kauahikaua, J., Denlinger, R., & Mackay, K. (1994). Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3), 351-370. Scopus. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0351:EAIOPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0351:EAIOPS>2.3.CO;2)
- Hulme, G. (1974). The Interpretation of Lava Flow Morphology. *Geophysical Journal International*, 39(2), 361-383. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1974.tb05460.x>
- IG-EPN. (2017). *Informe Especial del Volcán Sierra Negra N° 1*.
- IG-EPN. (2017). *Informe Especial del Volcán Sierra Negra N° 2*.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 1 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Actualización de la Actividad* (p. 2). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 2 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Descripción del estado de agitación interna y posibles escenarios eruptivos* (p. 9). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 3 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Actualizado del estado de agitación interna y posibles escenarios eruptivos* (p. 16). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 4 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Actualización del estado de agitación interna del volcán* (p. 10). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 5 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Aumento de actividad sísmica en las últimas horas* (p. 2). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.

- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 6 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Aumento de actividad sísmica en las últimas horas* (p. 2). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 7 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Nuevo enjambre sísmico* (p. 1). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 8 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Inicio de una nueva erupción* (p. 1). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 9 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Actualización del estado de actividad* (p. 2). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 10 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Actualización del estado eruptivo del volcán* (p. 3). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 11 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Actualización del estado de actividad* (p. 2). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 12 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Reinicio del proceso eruptivo en el volcán Sierra Negra* (p. 1). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 13 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Episodio de temblor en el volcán Sierra Negra* (p. 1). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 14 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Nuevo pulso eruptivo* (p. 3). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 15 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Actualización de la actividad eruptiva* (p. 5). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 16 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Actualización de la Actividad Eruptiva* (p. 5). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional. <https://www.igepn.edu.ec/islas-galapagos-informes/gal-sierra-negra/gal-sn-especiales/gal-sn-e-2018/21187-informe-especial-sierra-negra-n-16/file>
- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 17 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: Actualización de la actividad eruptiva* (p. 6). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.

- IG-EPN. (2018). *Informe Especial N° 18 – 2018 Volcán Sierra Negra, Islas Galápagos: “Terminación de episodio eruptivo actual”* (p. 7). Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- INEC, I. N. de E. y. (2015). *Censo de Población y Vivienda-Galápagos*. Instituto Nacional de Estadística y Censos. https://www.ecuadorencifras.gob.ec/documentos/web-inec/Poblacion_y_Demografia/CPV_Galapagos_2015/Presentacion_CPVG15.pdf
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- James, M. R., Robson, S., Pinkerton, H., & Ball, M. (2006). Oblique photogrammetry with visible and thermal images of active lava flows. *Bulletin of Volcanology*, 69(1), 105-108. <https://doi.org/10.1007/s00445-006-0062-9>
- Jeffreys, H. (1925). LXXXIV. The flow of water in an inclined channel of rectangular section. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 49(293), 793-807. <https://doi.org/10.1080/14786442508634662>
- Jones, T. J., & Llewellyn, E. W. (2021). Convective tipping point initiates localization of basaltic fissure eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 553, 116637. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116637>
- Kelfoun, K., & Vallejo Vargas, S. (2016). VolcFlow capabilities and potential development for the simulation of lava flows. *Geological Society Special Publication*, 426(1), 337-343. Scopus. <https://doi.org/10.1144/SP426.8>
- Kellogg, J., & Vega, V. (1995). Tectonic Development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System Geodetic Studies and Gravity. En *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (pp. 75-90).
- Kilburn, C. R. J., & Lopes, R. M. C. (1991). General patterns of flow field growth: Aa and blocky lavas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12), 19721-19732. <https://doi.org/10.1029/91JB01924>
- Kurz, M. D., & Geist, D. (1999). Dynamics of the Galapagos hotspot from helium isotope geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(23), 4139-4156. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00314-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00314-2)
- Kurz, M., Rowland, S., Curtice, J., Saal, A., & Naumann, T. (2014). Eruption rates for Fernandina volcano: A new chronology at the Galápagos hotspot center. En *The Galápagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences* (pp. 41-54).

- Lane, S., Westaway, R., & Hicks, M. (2003). Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 249-271. <https://doi.org/10.1002/esp.483>
- Lei, W., Ruan, Y., Bozdağ, E., Peter, D., Lefebvre, M., Komatitsch, D., Tromp, J., Hill, J., Podhorszki, N., & Pugmire, D. (2020). Global adjoint tomography—Model GLAD-M25. *Geophysical Journal International*, 223(1), 1-21. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa253>
- Lipman, P., & Banks, N. (1987). Aa flow dynamics, Mauna Loa 1984. *US Geological Survey Professional Paper*, 1350(2), 1527-1567.
- Lonsdale, P., & Klitgord, K. D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *GSA Bulletin*, 89(7), 981-999. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<981:SATHOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<981:SATHOT>2.0.CO;2)
- McBirney, A. R., & Williams, H. (1969). *Geology and Petrology of the Galápagos Islands*. Geological Society of America.
- Meschede, M., Barckhausen, U., & Worm, H.-U. (1998). Extinct spreading on the Cocos Ridge. *Terra Nova*, 10(4), 211-216. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1998.00195.x>
- Milan, D. J., Heritage, G. L., Large, A. R. G., & Fuller, I. C. (2011). Filtering spatial error from DEMs: Implications for morphological change estimation. *Geomorphology*, 125(1), 160-171. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.09.012>
- Morgan, W. J. (1971). Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, 230(5288), 42-43. <https://doi.org/10.1038/230042a0>
- Mouginis-Mark, P. J., Rowland, S. K., & Garbeil, H. (1996). Slopes of Western Galapagos volcanoes from airborne interferometric radar. *Geophysical Research Letters*, 23(25), 3767-3770. <https://doi.org/10.1029/96GL03280>
- Munro, D. C., & Rowland, S. K. (1996). Caldera morphology in the western Galápagos and implications for volcano eruptive behavior and mechanisms of caldera formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72(1-2), 85-100. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00076-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00076-3)
- Murase, T., & McBirney, A. R. (1973). Properties of Some Common Igneous Rocks and Their Melts at High Temperatures. *GSA Bulletin*, 84(11), 3563-3592. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<3563:POSCIR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3563:POSCIR>2.0.CO;2)
- Naumann, T., Geist, D., & Kurz, M. (2002). Petrology and Geochemistry of Volcan Cerro Azul: Petrologic Diversity among the Western Galapagos Volcanoes. *Journal of Petrology*, 43(5), 859-883. <https://doi.org/10.1093/ptrology/43.5.859>

- Nichols, R. L. (1939). Viscosity of Lava. *The Journal of Geology*, 47(3), 290-302. <https://doi.org/10.1086/624778>
- Non-Newtonian fluid. (2022). En *Wikipedia*. https://en.wikipedia.org/w/index.php?title=Non-Newtonian_fluid&oldid=1083374044
- Painter, P. C., & Coleman, M. M. (2019). *Fundamentals of Polymer Science: An Introductory Text* (2.^a ed.). Routledge. <https://doi.org/10.1201/9780203755211>
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753-10770. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10753>
- Pinkerton, H. (1987). Factors affecting the morphology of lava flows. *Endeavour*, 11(2), 73-79. [https://doi.org/10.1016/0160-9327\(87\)90241-9](https://doi.org/10.1016/0160-9327(87)90241-9)
- Pinkerton, H., & Wilson, L. (1994). Factors controlling the lengths of channel-fed lava flows. *Bulletin of Volcanology*, 56, 108-120. <https://doi.org/10.1007/BF00304106>
- Poland, M., Miklius, A., Orr, T., Sutton, J., Thornber, C., & Wilson, D. (2008). New Episodes of Volcanism at Kilauea Volcano, Hawaii. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89(5), 37-38. <https://doi.org/10.1029/2008EO050001>
- Pukui, M. (1983). 'Olelo No'eau: Hawaiian proverbs & poetical sayings. En Bishop Museum Press (Vol. 71).
- Reynolds, R. (1996). *Volcanic hazards at Sierra Negra*. 57, 7.
- Reynolds, R. W., & Geist, D. J. (1995). Petrology of lavas from Sierra Negra volcano, Isabela Island, Galápagos archipelago. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B12), 24537-24553. <https://doi.org/10.1029/95JB02809>
- Reynolds, R. W., Geist, D., & Kurz, M. D. (1995). Physical volcanology and structural development of Sierra Negra volcano, Isabela Island, Galápagos archipelago. *GSA Bulletin*, 107(12), 1398-1410. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1398:PVASDO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1398:PVASDO>2.3.CO;2)
- Rowland, S. (1996). *Slopes, lava flow volumes, and vent distributions on Volcán Fernandina, Galápagos Islands—Rowland—1996—Journal of Geophysical Research: Solid Earth—Wiley Online Library*. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/96JB02649>
- Rowland, S. K., Harris, A. J. L., Wooster, M. J., Amelung, F., Garbeil, H., Wilson, L., & Mougini-Mark, P. J. (2003). Volumetric characteristics of lava flows from interferometric radar and multispectral satellite data: The 1995 Fernandina and 1998 Cerro Azul eruptions in the western Galápagos. *Bulletin of Volcanology*, 65(5), 311-330. <https://doi.org/10.1007/s00445-002-0262-x>

- Rowland, S. K., & Walker, G. P. L. (1987). Toothpaste lava: Characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa. *Bulletin of Volcanology*, 49(4), 631-641. <https://doi.org/10.1007/BF01079968>
- Sallarès, V., & Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3), 545-559. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00373-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00373-X)
- Santamaría, S., & Bernard, B. (2018). *Hierarchization of the volcanoes of continental and insular Ecuador based on their threat potential. Abstract volume of the international meeting Cities on Volcanoes 10, 906.* <http://editoria.rm.ingv.it/miscellanea/2018/miscellanea43/#>
- Sparks, R. S. J., Pinkerton, H., & Hulme, G. (1976). Classification and formation of lava levees on Mount Etna, Sicily. *Geology*, 4(5), 269-271. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<269:CAFOLL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<269:CAFOLL>2.0.CO;2)
- Stock, M. J., Geist, D., Neave, D. A., Gleeson, M. L. M., Bernard, B., Howard, K. A., Buisman, I., & Maclennan, J. (2020). Cryptic evolved melts beneath monotonous basaltic shield volcanoes in the Galápagos Archipelago. *Nature Communications*, 11(1), 3767. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17590-x>
- Swanson, F. J., Batis, H. W., Lexa, J., & Dymond, J. (1974). Geology of Santiago, Rábida, and Pinzón Islands, Galápagos. *GSA Bulletin*, 85(11), 1803-1810. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85<1803:GOSRAP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<1803:GOSRAP>2.0.CO;2)
- Tepp, G., Ebinger, C. J., Ruiz, M., & Belachew, M. (2014). Imaging rapidly deforming ocean island volcanoes in the western Galápagos archipelago, Ecuador: IMAGING VOLCANOES IN WESTERN GALÁPAGOS. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1), 442-463. <https://doi.org/10.1002/2013JB010227>
- Thordarson, T., & Larsen, G. (2007). Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history. *Journal of Geodynamics*, 43(1), 118-152. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.09.005>
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., & Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157-171. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4)
- Upton, B. G. J., Wadsworth, W. J., Dunham, K. C., Sutton, J., Sabine, P. A., & Skelhorn, R. R. (1972). A Discussion on volcanism and the structure of the Earth—Aspects of magmatic evolution of Réunion Island. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*.

- Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 271(1213), 105-130.
<https://doi.org/10.1098/rsta.1972.0002>
- Valentine, G. A., Krier, D., Perry, F. V., & Heiken, G. (2005). Scoria cone construction mechanisms, Lathrop Wells volcano, southern Nevada, USA. *Geology*, 33(8), 629-632.
<https://doi.org/10.1130/G21459AR.1>
- Vasconez, F. J., Anzieta, J. C., Vasconez Muller, A., Bernard, B., & Ramón, P. (2022). A Near Real-Time and Free Tool for the Preliminary Mapping of Active Lava Flows during Volcanic Crises: The Case of Hotspot Subaerial Eruptions. *Manuscrito no publicado*.
- Vasconez, F. J., Ramón, P., Hernandez, S., Hidalgo, S., Bernard, B., Ruiz, M., Alvarado, A., Femina, P. L., & Ruiz, G. (2018). The different characteristics of the recent eruptions of Fernandina and Sierra Negra volcanoes (Galápagos, Ecuador). *Volcanica*, 1(2), 127-133.
<https://doi.org/10.30909/vol.01.02.127133>
- Verma, S. P., Schilling, J.-G., & Waggoner, D. G. (1983). Neodymium isotopic evidence for Galapagos hotspot—Spreading centre system evolution. *Nature*, 306(5944), 654-657.
<https://doi.org/10.1038/306654a0>
- Vidito, C., Herzberg, C., Gazel, E., Geist, D., & Harpp, K. (2013). Lithological structure of the Galápagos Plume. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(10), 4214-4240.
<https://doi.org/10.1002/ggge.20270>
- Vigouroux, N., Williams-Jones, G., Chadwick, W., Geist, D., Ruiz, A., & Johnson, D. (2008). 4D gravity changes associated with the 2005 eruption of Sierra Negra volcano, Galápagos. *GEOPHYSICS*, 73(6), WA29-WA35. <https://doi.org/10.1190/1.2987399>
- Villagómez, D. R., Toomey, D. R., Hooft, E. E. E., & Solomon, S. C. (2007). Upper mantle structure beneath the Galápagos Archipelago from surface wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B7). <https://doi.org/10.1029/2006JB004672>
- Warner, N. H., & Gregg, T. K. P. (2003). Evolved lavas on Mars? Observations from southwest Arsia Mons and Sabancaya volcano, Peru. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(E10). <https://doi.org/10.1029/2002JE001969>
- Werner, R., Hoernle, K., Bogaard, P. van den, Ranero, C., Huene, R. von, & Korich, D. (1999). Galápagos archipelago off the coast of Costa Rica: Implications for tectonic and evolutionary models. *Geology*, 27(6), 499-502. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0499:DMYOGP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0499:DMYOGP>2.3.CO;2)
- White, W. M., McBirney, A. R., & Duncan, R. A. (1993). Petrology and geochemistry of the Galápagos Islands: Portrait of a pathological mantle plume. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B11), 19533-19563. <https://doi.org/10.1029/93JB02018>

- Wilson, D. S., & Hey, R. N. (1995). History of rift propagation and magnetization intensity for the Cocos-Nazca spreading Center. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 10041-10056. <https://doi.org/10.1029/95JB00762>
- Wilson, J. T. (1963). A POSSIBLE ORIGIN OF THE HAWAIIAN ISLANDS. *Canadian Journal of Physics*. <https://doi.org/10.1139/p63-094>
- Wolff, J., & Sumner, J. (2000). Lava fountains and their products. En *The encyclopedia of volcanoes (second edition)* (Vol. 25, pp. 321-329).
- Wylie, J. J., Helfrich, K. R., Dade, B., Lister, J. R., & Salzig, J. F. (1999). Flow localization in fissure eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 60(6), 432-440. <https://doi.org/10.1007/s004450050243>.

ANEXOS

ANEXO I

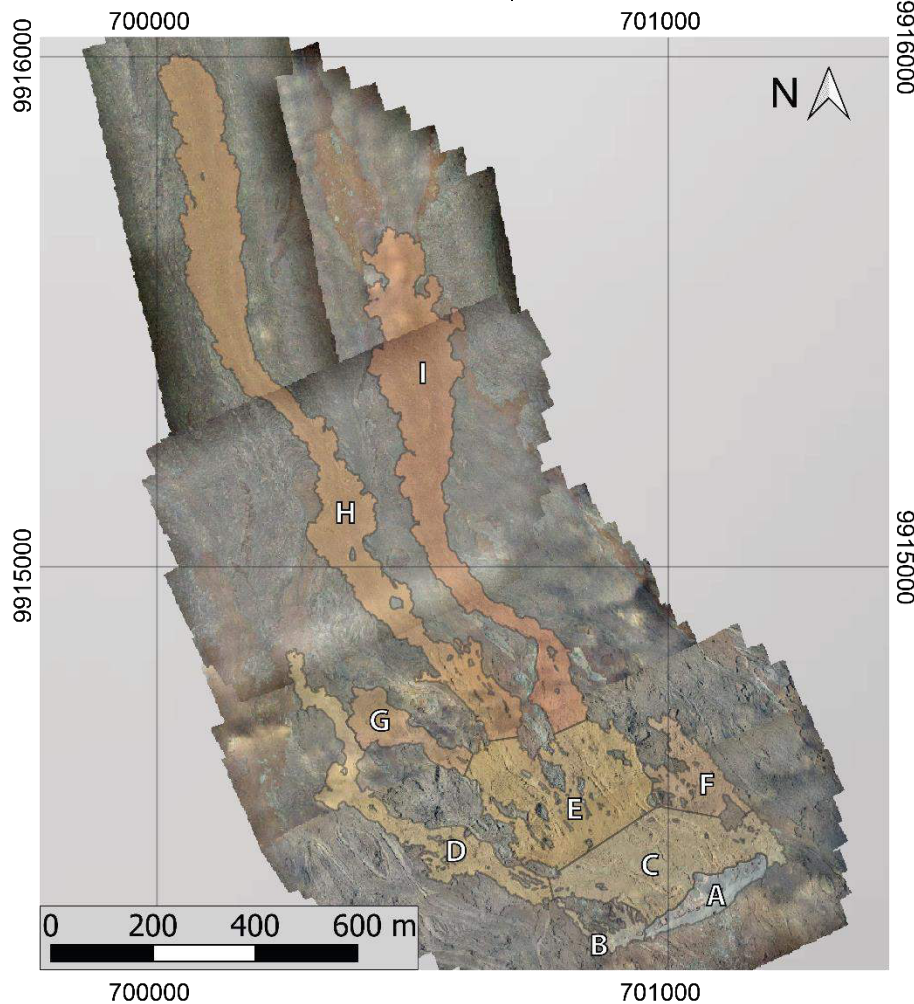
CARTOGRAFÍA DE ALTA RESOLUCIÓN DEL CAMPO DE LAVA DE LA FISURA ERUPTIVA 3. VOLCÁN SIERRA NEGRA 2018, GALÁPAGOS

ANEXO II

ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES

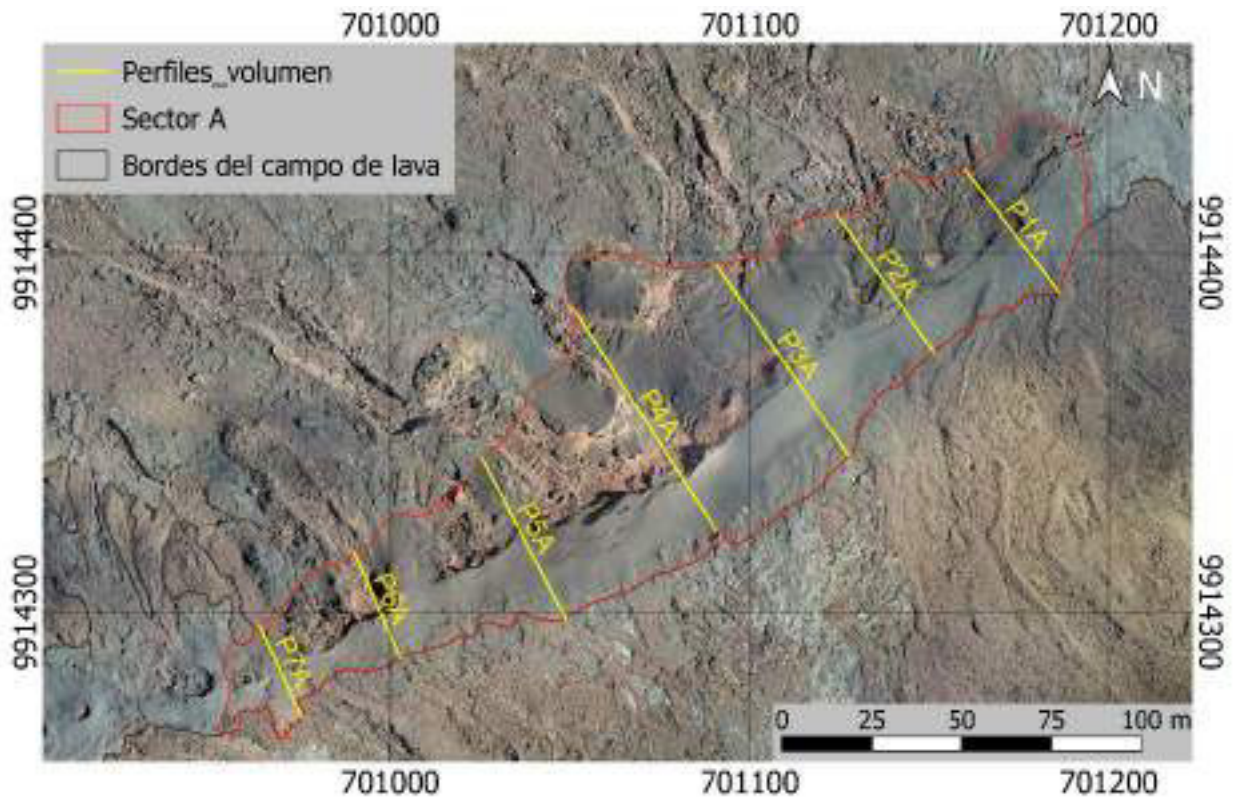
VOLUMEN TOTAL: SECTORES Y CAMPO DE LAVA

	Perímetro (m)	Área (m ²)	Volumen total (m ³)	Espesor promedio ponderado (m)
Sector A	0.07E+4	1.4 ± 0.01E+4	3.2 ± 2.2E+4	2.3 ± 1.6
Sector B	0.10E+4	0.6 ± 0.01E+4	0.7 ± 0.4E+4	1.1 ± 0.7
Sector C	0.18E+4	5.3 ± 0.02E+4	10.2 ± 6.0E+4	1.9 ± 1.1
Sector D	0.33E+4	3.6 ± 0.03E+4	3.8 ± 2.0E+4	1.0 ± 0.6
Sector E	0.35E+4	6.3 ± 0.04E+4	11.4 ± 8.3E+4	1.8 ± 1.3
Sector F	0.16E+4	1.8 ± 0.02E+4	2.4 ± 1.4E+4	1.3 ± 0.8
Sector G	0.09E+4	1.6 ± 0.01E+4	2.8 ± 1.3E+4	1.8 ± 0.8
Sector H	0.55E+4	12.2 ± 0.05E+4	26.5 ± 7.3E+4	2.2 ± 0.6
Sector I	0.37E+4	9.3 ± 0.04E+4	22.3 ± 7.8E+4	2.4 ± 0.8
Campo de lava	2.0E+4	42.1 ± 0.2E+4	83.1 ± 36.7E+4	1.9 ± 1
		Volumen DRE (m³)	62.3 ± 27.5E+4	



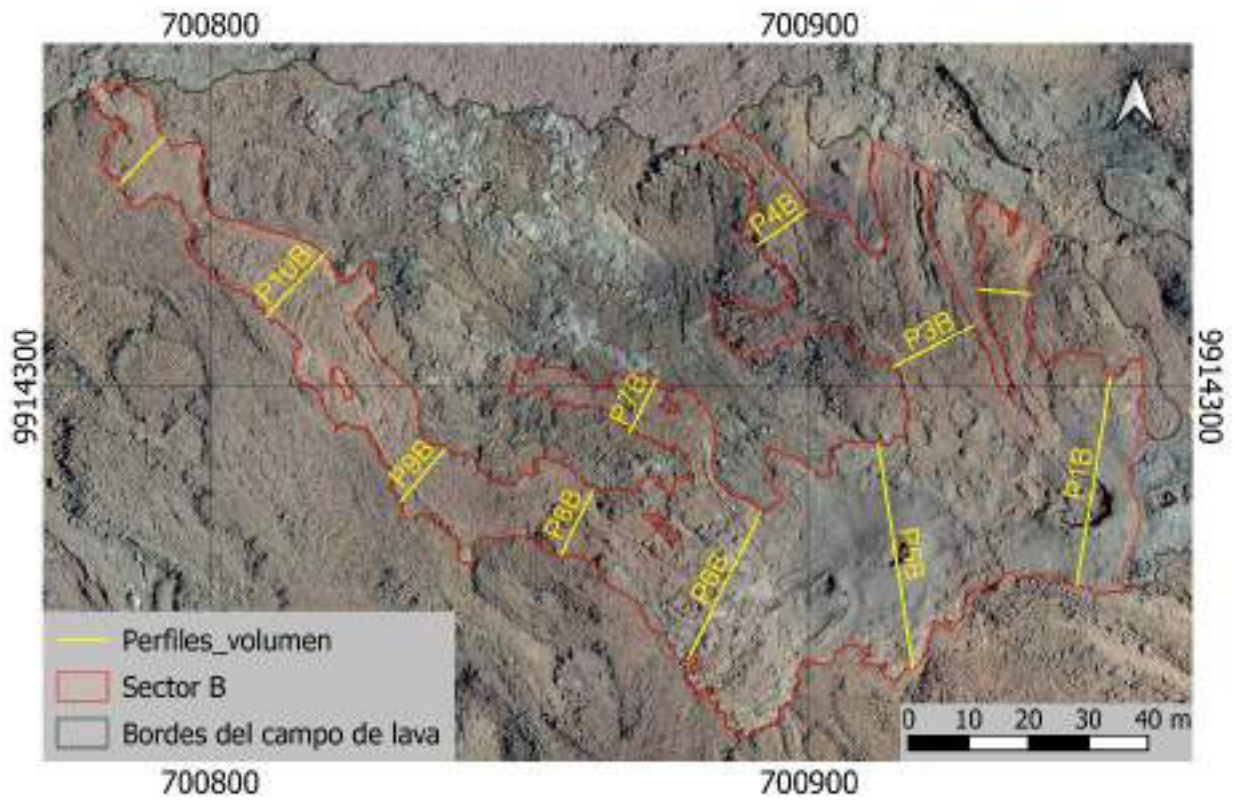
SECTOR A

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	34.1	1.4	1.2	2.3	1.6
P2	42.1	2.2	1.1		
P3	50.3	3.8	2.7		
P4	71.0	2.6	1.6		
P5	50.3	1.6	1.1		
P6	30.4	2.2	2.2		
P7	27.7	1.7	0.9		



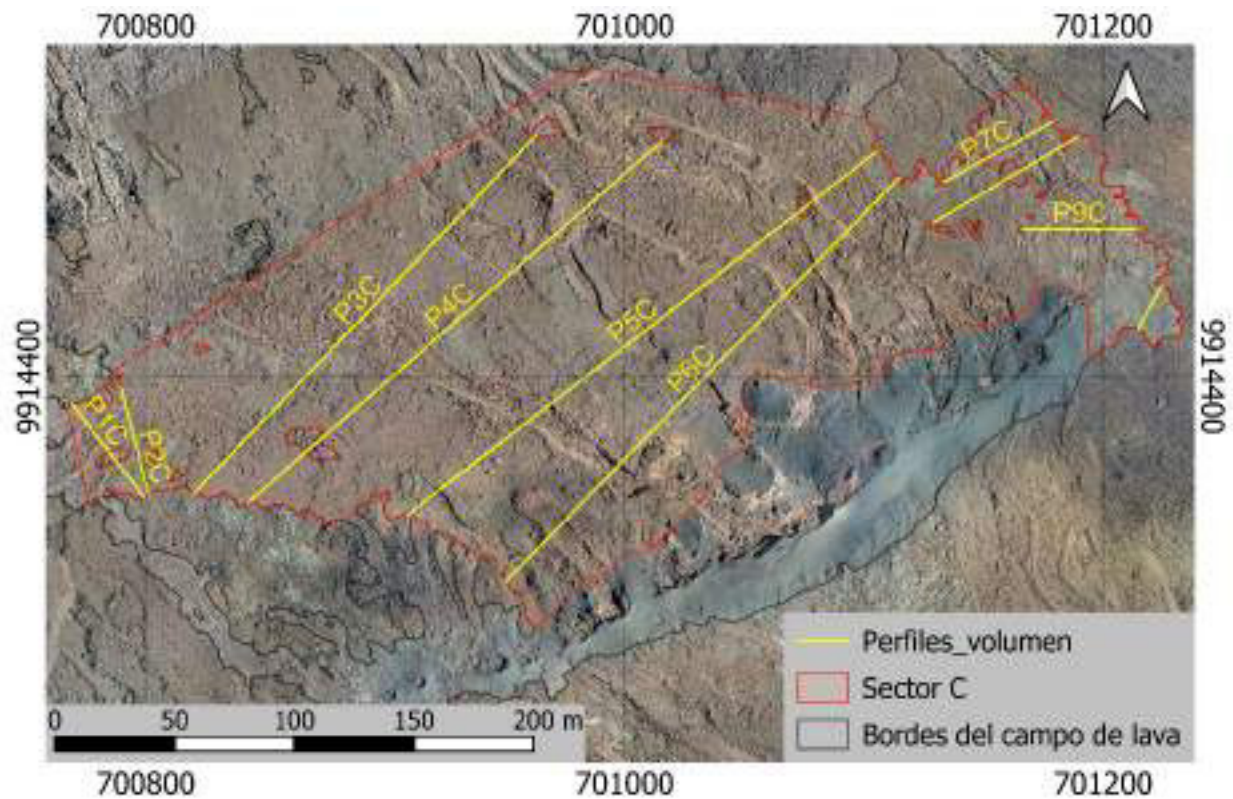
SECTOR B

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	32.6	2.5	1.3	1.1	0.7
P2	8.6	0.7	0.3		
P3	14.6	0.3	0.2		
P4	9.2	0.9	0.4		
P5	37.8	1.2	1.3		
P6	27.5	1.4	0.6		
P7	9.8	0.5	0.2		
P8	11.9	0.8	0.4		
P9	11.0	0.2	0.1		
P10	13.8	0.2	0.2		
P11	10.8	0.5	0.2		



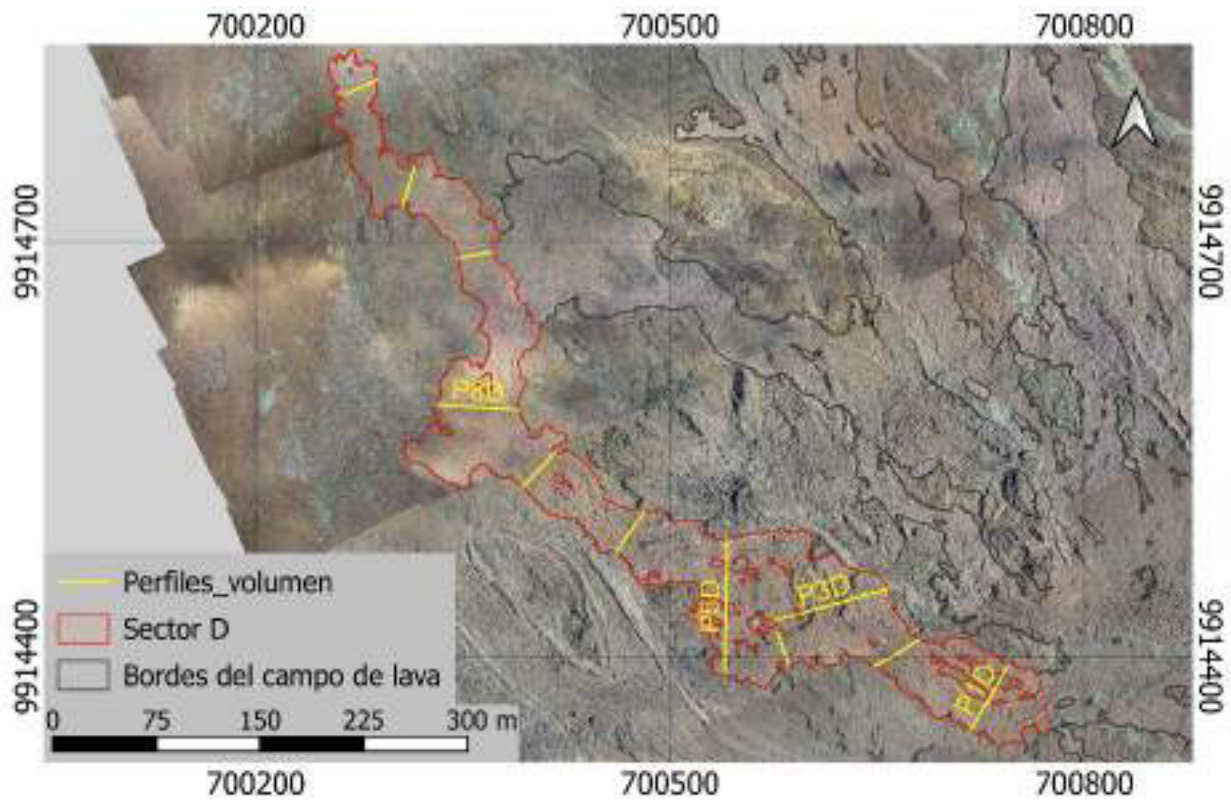
SECTOR C

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	42.2	0.5	0.5	1.9	1.1
P2	45.6	0.7	0.5		
P3	204.2	2.3	1.9		
P4	221.3	1.9	1.1		
P5	242.6	1.9	1.0		
P6	235.1	3.1	1.4		
P7	50.2	0.6	0.3		
P8	58.6	0.4	0.3		
P9	47.8	1.1	0.4		
P10	20.4	0.3	0.2		



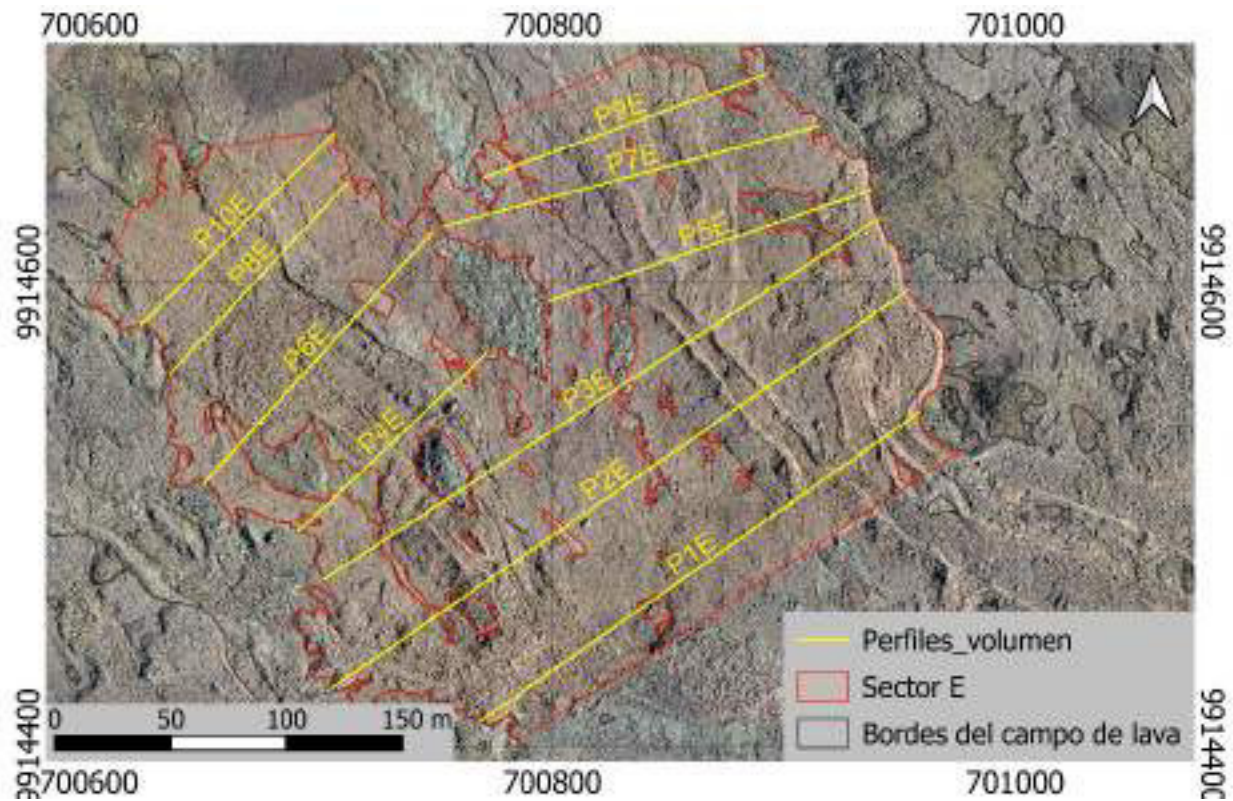
SECTOR D

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	43.8	0.3	0.2	1.0	0.6
P2	37.7	1.1	0.6		
P3	84.7	1.9	1.3		
P4	26.0	1.5	0.7		
P5	88.3	0.4	0.3		
P6	36.9	0.4	0.2		
P7	34.3	0.8	0.3		
P8	59.4	1.4	0.6		
P9	22.8	0.3	0.2		
P10	29.6	1.4	0.5		
P11	26.7	1.6	0.6		



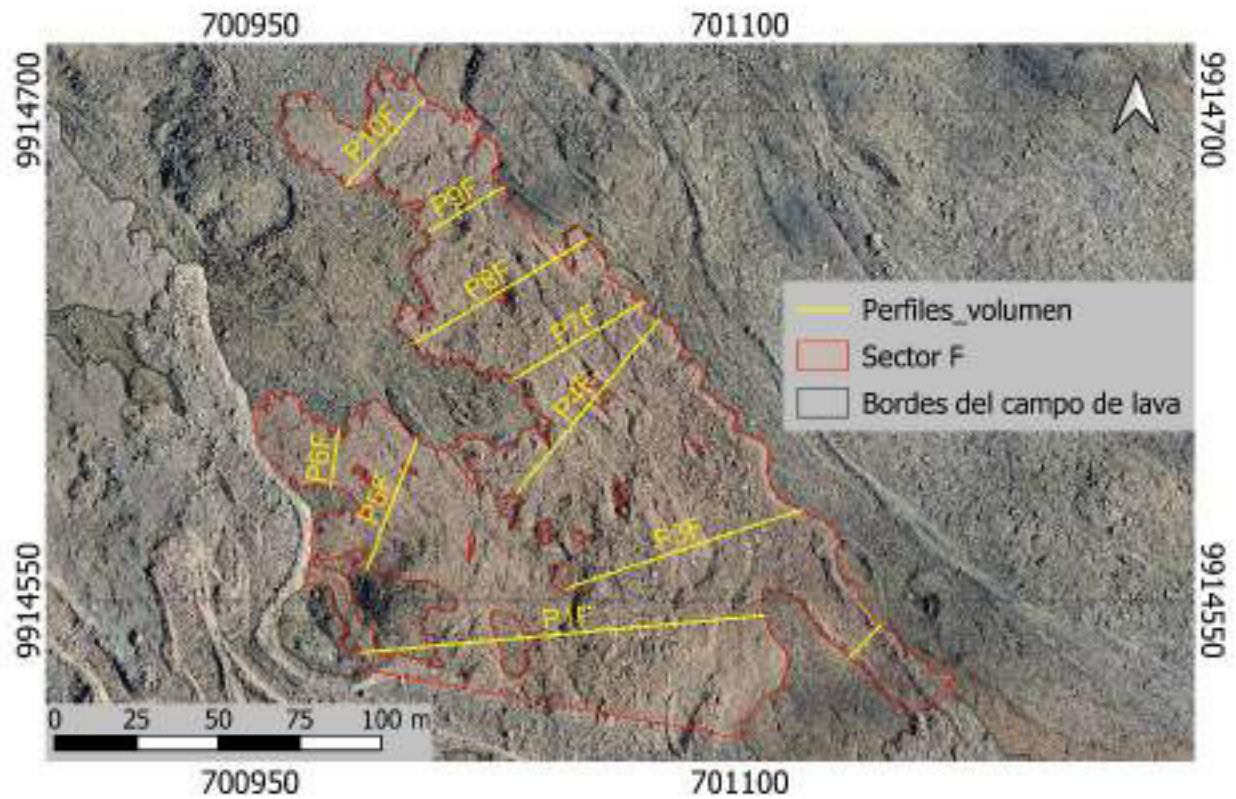
SECTOR E

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	231.1	3.5	2.0	1.8	1.3
P2	278.9	1.8	1.4		
P3	251.5	1.1	1.1		
P4	89.7	1.3	1.5		
P5	128.0	2.0	1.8		
P6	126.6	0.9	0.6		
P7	163.2	1.4	1.2		
P8	111.8	2.0	1.0		
P9	110.7	1.3	1.1		
P10	116.7	2.2	1.3		



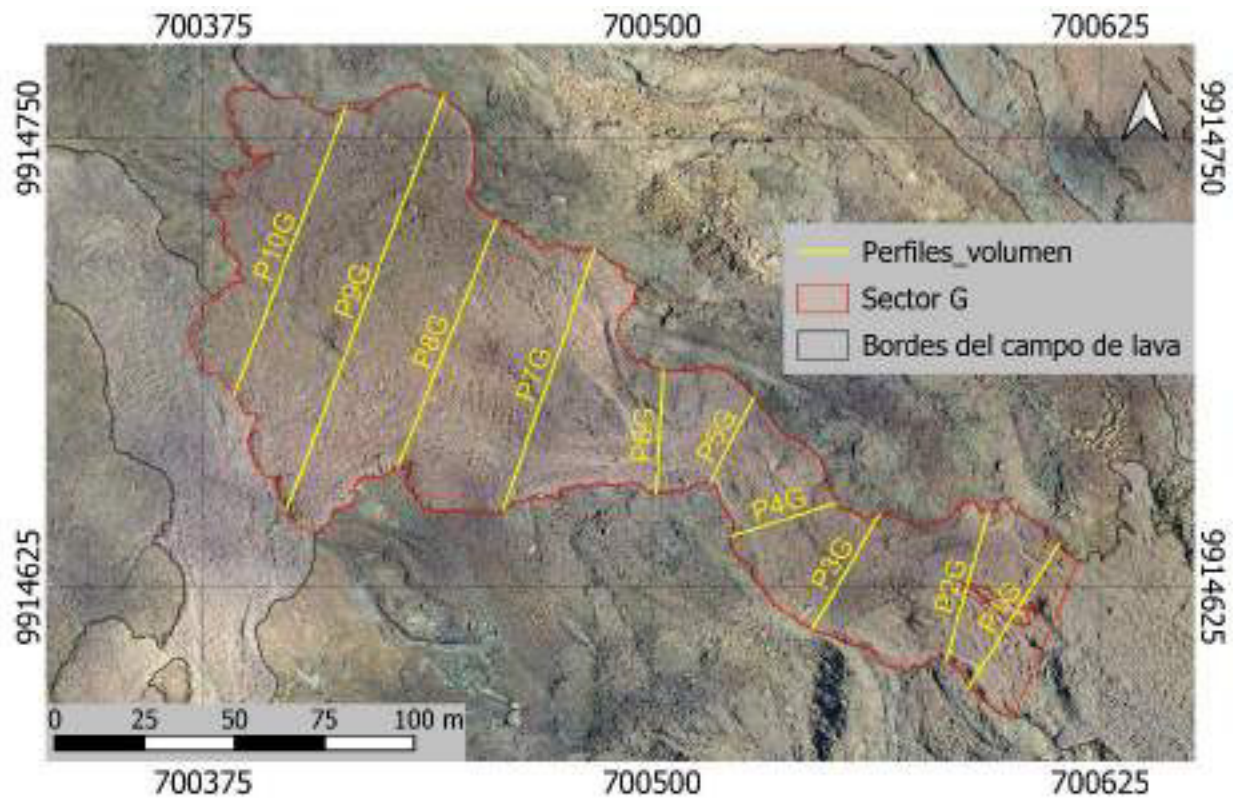
SECTOR F

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	94.8	2.0	1.3	1.3	0.8
P2	14.4	0.3	0.3		
P3	76.0	1.7	1.2		
P4	64.8	1.3	0.7		
P5	41.7	0.8	0.4		
P6	17.7	0.5	0.3		
P7	46.3	1.2	0.4		
P8	60.5	1.2	0.8		
P9	26.8	1.0	0.8		
P10	35.8	1.0	0.4		



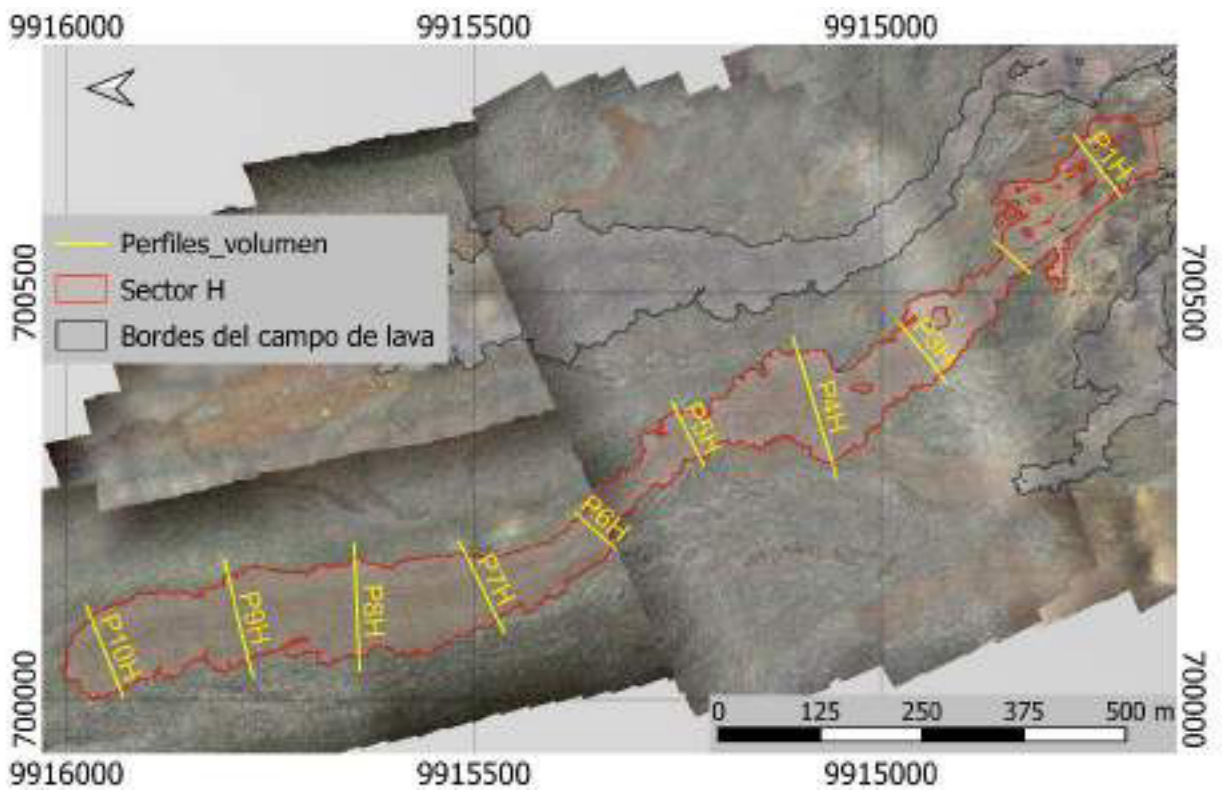
SECTOR G

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	41.6	0.7	0.5	1.8	0.8
P2	41.3	0.9	0.6		
P3	37.1	1.0	0.8		
P4	30.5	0.6	0.5		
P5	26.3	0.6	0.6		
P6	34.1	0.7	0.5		
P7	75.3	1.5	0.6		
P8	73.4	2.5	1.2		
P9	123.2	3.7	1.3		
P10	85.6	1.5	0.7		



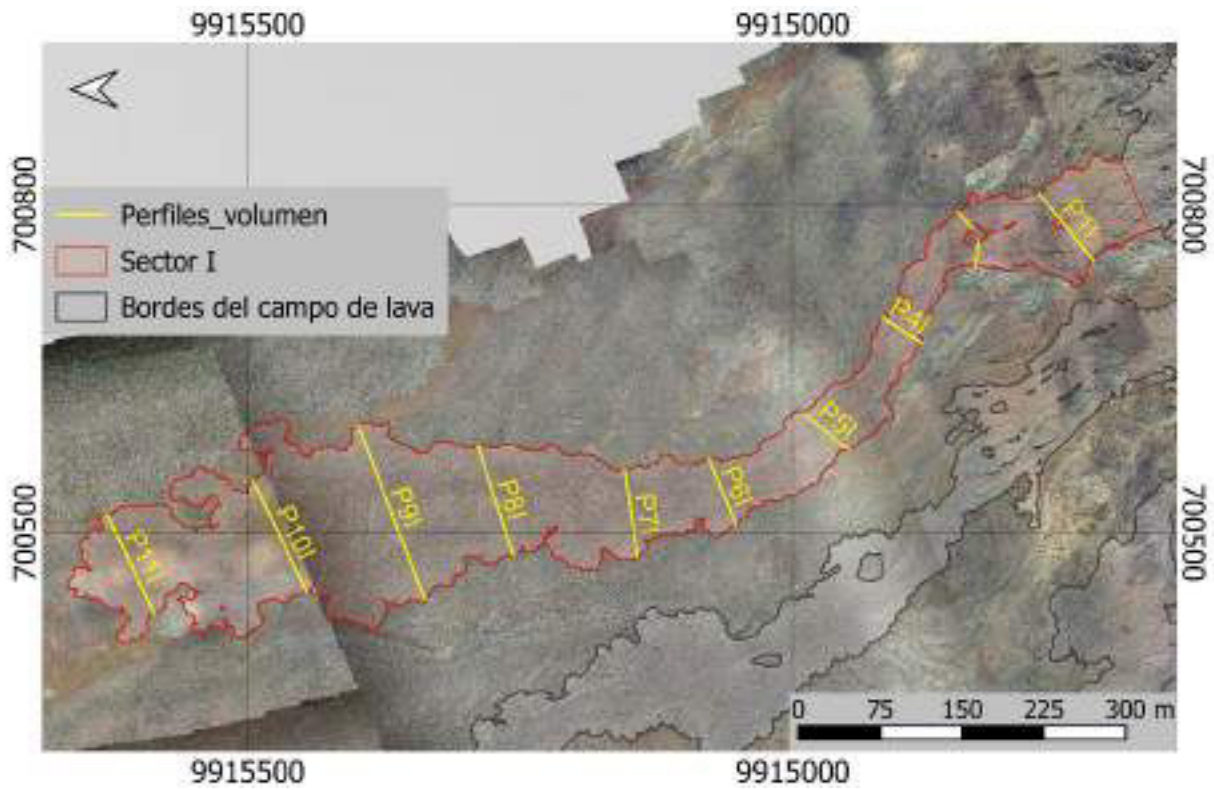
SECTOR H

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	78.3	1.0	0.4	2.2	0.6
P2	43.4	0.6	0.5		
P3	74.8	2.0	0.7		
P4	141.9	2.6	0.5		
P5	63.1	1.1	0.5		
P6	47.7	2.5	0.8		
P7	85.9	1.7	0.5		
P8	122.4	3.0	0.6		
P9	111.1	2.6	0.6		
P10	93.7	2.7	0.7		



SECTOR I

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	74.3	1.3	1.1	2.4	0.8
P2	22.2	0.6	0.5		
P3	20.1	1.1	0.4		
P4	42.1	2.4	1.2		
P5	52.8	1.4	0.8		
P6	65.2	2.8	0.9		
P7	79.5	2.3	0.6		
P8	106.9	1.8	0.7		
P9	170.4	3.3	0.7		
P10	112.1	2.0	0.7		
P11	100.2	3.8	1.5		



ANEXO III

MEDICIONES MORFOLÓGICAS Y PARÁMETROS REOLÓGICOS

CONSTANTES FÍSICAS

Número de Grätz Gz	300
Difusividad térmica k [m ² /s]	4.20E-07
Densidad de la lava ρ [kg/m ³]	2600
Gravedad g [m/s ²]	9.8

PERFILES

	Ancho del flujo W [m]	Espesor H [m]	Pendiente α [°]	Viscosidad η [Pa.s]	Velocidad v [m/s]	Límite elástico τ [Pa]	Distancia a la fisura (m)
P1	85 ± 2	3.7 ± 0.3	3.5 ± 0.3	4.0 ± 0.6E+5	0.02 ± 0.003	0.6 ± 0.1E+4	1921
P2	120 ± 1	2.9 ± 0.1	2.9 ± 0.5	2.2 ± 0.3E+5	0.02 ± 0.002	0.4 ± 0.1E+4	1716
P3	94 ± 0.3	2.5 ± 0.4	2.7 ± 0.4	1.0 ± 0.2E+5	0.02 ± 0.004	0.3 ± 0.1E+4	1583
P4	40 ± 0.5	1.4 ± 0.4	4.2 ± 0.4	0.1 ± 0.02E+5	0.10 ± 0.015	0.3 ± 0.1E+4	1375
P5	41 ± 0.4	1.8 ± 1.1	3.2 ± 0.6	0.2 ± 0.03E+5	0.08 ± 0.011	0.3 ± 0.2E+4	1212
P6	75 ± 1	2.3 ± 0.2	3.6 ± 0.6	0.8 ± 0.1E+5	0.03 ± 0.005	0.4 ± 0.1E+4	974
P7	15 ± 2	1.5 ± 0.2	8.7 ± 1.1	0.2 ± 0.03E+5	0.14 ± 0.021	0.6 ± 0.1E+4	755
P8	36 ± 1	2.8 ± 1.2	6.6 ± 1	1.4 ± 0.2E+5	0.06 ± 0.008	0.8 ± 0.4E+4	535
P9	49 ± 1	2.7 ± 0.1	6.4 ± 1.6	1.6 ± 0.2E+5	0.04 ± 0.006	0.8 ± 0.2E+4	270
*P10	12 ± 0.3	4.3 ± 0.4	8.6 ± 1.3	2.1 ± 0.3E+5	0.11 ± 0.016	1.6 ± 0.3E+4	75

LONGITUD DEL FLUJO

Nº de mediciones	Longitud L (m)
1	2078.7
2	2085
3	2087.4
4	2084.3
5	2085.9
Promedio (m)	2084.3
Error (m)	3.3

FLUJO DE LAVA

Ancho del flujo W [m]	58 ± 1
Espesor H [m]	2.6 ± 0.4
Pendiente α [°]	5 ± 0.1
Longitud L [m]	2084 ± 3
Tasa de efusión Q [m ³ /s]	5.8 ± 0.8
Viscosidad η [Pa.s]	$1.4 \pm 0.2E+5$
Velocidad v [m/s]	0.06 ± 0.01
Límite elástico σ [Pa]	5969 ± 857
Tiempo emplazamiento [h]	9 ± 1.3

CAMPO DE LAVA

**Tasa de efusión Q [m ³ /s]	25 ± 11
Área A [m ²]	$4.2 \pm 0.02E+5$
Volumen (BULK) V [m ³]	$8.3 \pm 3.7E+5$
Volumen (DRE) V [m ³]	$6.2 \pm 2.8E+5$

*El perfil 10, es el más cercano a la fisura y su espesor puede estar sobre estimado debido a la erosión térmica producto del paso constante de lava a altas temperaturas

**La tasa de efusión volumétrica estimada para todo el campo de lava fue calculada utilizando el volumen total y el tiempo de emplazamiento.

Perfil 1

MORFOLOGÍA PERFIL 1

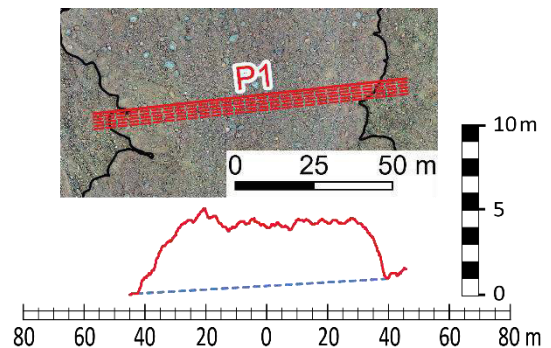
Mediciones	Altura techo del flujo (msnm)	Altura base 1 del flujo (msnm)	Altura base 2 del flujo (msnm)	Ancho W (m)
1	330.4	326.0	327.0	87.3
a	330.4	326.3	326.9	86.1
b	330.4	326.4	326.8	84.9
c	330.4	326.7	326.7	84.0
d	330.4	326.6	327.0	83.3
e	330.4	326.9	326.8	81.9
Promedio (m)	330.4	326.5	326.8	84.6
Error (m)	0.02	0.3	0.1	2.0
Promedio B1-B2 (m)	326.7			
Error (m)	0.3			
Espesor H (m)	3.7			
Error (m)	0.3			

PENDIENTE PERFIL 1

N° de mediciones	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
1a	174.0	334.9	322.8	12.1	0.07	0.07	4.0
1b	174.0	336.1	326.4	9.7	0.06	0.06	3.2
1c	174.0	337.1	326.8	10.4	0.06	0.06	3.4
1d	174.0	338.2	327.6	10.6	0.06	0.06	3.5
1e	174.0	335.2	324.2	10.9	0.06	0.06	3.6
Promedio					0.06	0.06	3.5
Error					0.01	0.01	0.3

RE OLOGÍA PERFIL 1

Tasa de efusión volumétrica Q (m ³ /s)	5.8
Error Q (m ³ /s)	0.8
Viscosidad η (Pa.s)	400128
Error η (Pa.s)	58162
Velocidad v (m/s)	0.02
Error v (m/s)	0.003
Límite elástico σ (Pa)	5868
Error σ (Pa)	651



Perfil 2

MORFOLOGÍA PERFIL 2

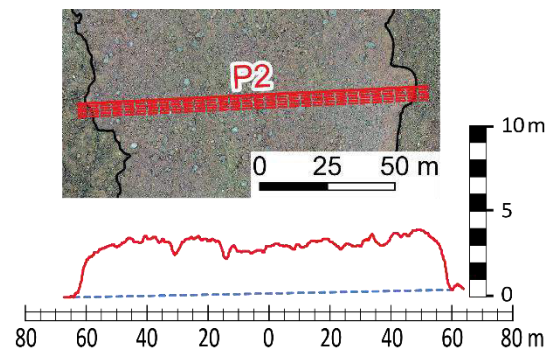
Mediciones	Altura techo del flujo (msnm)	Altura base 1 del flujo (msnm)	Altura base 2 del flujo (msnm)	Ancho W (m)
2	344.2	341.0	341.4	122.3
A	344.2	341.5	341.4	119.9
B	344.3	341.6	341.4	120.3
C	344.3	341.5	341.3	120.5
D	344.3	341.5	341.2	119.8
E	344.4	341.5	341.1	119.8
Promedio (m)	344.3	341.4	341.3	120
Error (m)	0.05	0.2	0.1	1.0
Promedio B1-B2 (m)	341.4			
Error (m)	0.08			
Espesor H (m)	2.9			
Error (m)	0.1			

PENDIENTE PERFIL 2

N° de mediciones	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
2a	174	342.7	334	6.7	0.04	0.04	2.2
2b	174	347.2	337.7	9.5	0.06	0.06	3.1
2c	174	347.6	338.3	9.3	0.05	0.05	3.1
2d	174	347.8	340.2	7.6	0.04	0.04	2.5
2e	174	347	336.8	10.2	0.06	0.06	3.4
				Promedio	0.05	0.05	2.9
				Error	0.008	0.008	0.5

REOLOGÍA PERFIL 2

Tasa de efusión volumétrica Q (m ³ /s)	5.8
Error Q (m ³ /s)	0.8
Viscosidad η (Pa.s)	217942
Error η (Pa.s)	31680
Velocidad v (m/s)	0.02
Error v (m/s)	0.002
Límite elástico σ (Pa)	3697
Error σ (Pa)	646



Perfil 3

MORFOLOGÍA PERFIL 3

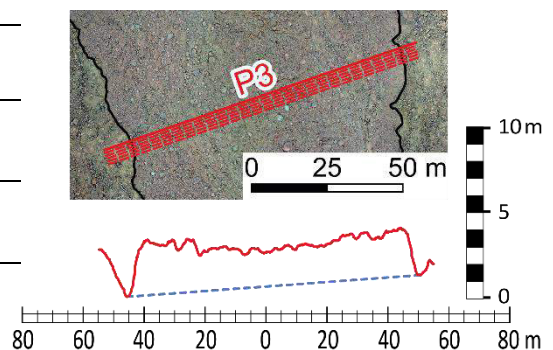
Mediciones	Altura techo del flujo (msnm)	Altura base 1 del flujo (msnm)	Altura base 2 del flujo (msnm)	Ancho W (m)
3	348.7	345.4	346.7	94.3
a	348.7	345.7	346.7	94.2
b	348.7	345.9	346.5	94.1
c	348.7	346.1	346.3	94.5
d	348.7	346.3	346.3	94.6
e	348.7	346.2	346.4	95.1
Promedio (m)	348.7	346.0	346.5	94
Error (m)	0.03	0.4	0.2	0.4
Promedio B1-B2 (m)	346.2			
Error (m)	0.4			
Espesor H (m)	2.5			
Error (m)	0.4			

PENDIENTE PERFIL 3

N° de mediciones	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
3a	174.1	352.2	343	9.2	0.05	0.05	3
3b	174.1	353.9	346	7.8	0.05	0.05	2.6
3c	174.1	354	345.8	8.2	0.05	0.05	2.7
3d	166.5	353	346.9	6.1	0.04	0.04	2.1
3e	168.3	353.2	344.3	8.9	0.05	0.05	3.2
				Promedio	0.05	0.05	2.7
				Error	0.007	0.007	0.4

REOLOGÍA PERFIL 3

Tasa de efusión volumétrica Q (m ³ /s)	5.8
Error Q (m ³ /s)	0.8
Viscosidad η (Pa.s)	103142
Error η (Pa.s)	14993
Velocidad v (m/s)	0.02
Error v (m/s)	0.004
Límite elástico σ (Pa)	3000
Error σ (Pa)	650



Perfil 4

MORFOLOGÍA PERFIL 4

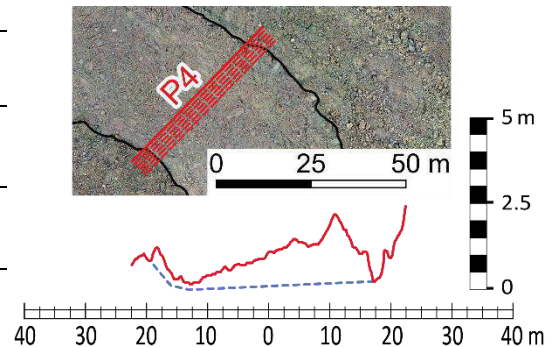
Mediciones		Altura techo del flujo (msnm)	Altura base 1 del flujo (msnm)	Altura base 2 del flujo (msnm)	Ancho W (m)
	4	363.8	362.3	362.4	39.0
	a	364.0	362.5	362.6	40.2
	b	364.2	362.6	362.8	39.6
	c	364.3	362.7	363.1	39.7
	d	364.3	362.8	363.1	40.4
	e	364.3	362.8	363.2	39.5
Promedio (m)		364.1	362.6	362.9	40
Error (m)		0.2	0.2	0.3	0.5
Promedio B1-B2 (m)		362.7			
Error (m)		0.2			
Espesor H (m)		1.4			
Error (m)		0.4			

PENDIENTE PERFIL 4

N° de mediciones	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
4a	157.1	367.7	356.2	11.5	0.07	0.07	4.2
4b	125.1	368.7	359.8	9	0.07	0.07	4.1
4c	151.8	369.3	356.9	12.4	0.08	0.08	4.7
4d	153.5	369.6	357.5	12.1	0.08	0.08	4.5
4e	127.9	365.7	357.5	8.1	0.06	0.06	3.6
				Promedio	0.07	0.07	4.2
				Error	0.007	0.007	0.4

REOLOGÍA PERFIL 4

Tasa de efusión volumétrica Q (m ³ /s)	5.8
Error Q (m ³ /s)	0.8
Viscosidad η (Pa.s)	11870
Error η (Pa.s)	1725
Velocidad v (m/s)	0.1
Error v (m/s)	0.015
Límite elástico σ (Pa)	2631
Error σ (Pa)	788



Perfil 5

MORFOLOGÍA PERFIL 5

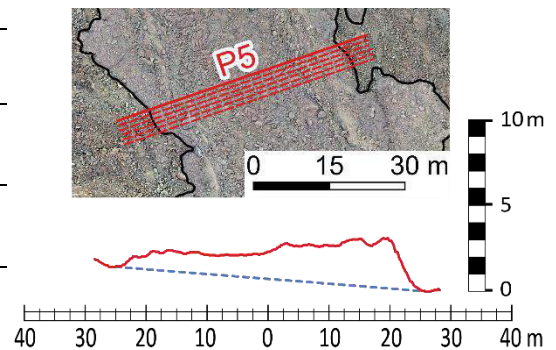
Mediciones		Altura techo del flujo (msnm)	Altura base 1 del flujo (msnm)	Altura base 2 del flujo (msnm)	Ancho W (m)
5		382.9	382.0	380.6	41.1
a		382.9	381.9	380.6	41.6
b		383.0	382.0	380.7	41.4
c		383.1	381.8	380.7	41.4
d		383.2	381.8	380.7	41.5
e		383.3	381.9	380.6	40.4
Promedio (m)		383.1	381.9	380.6	41
Error (m)		0.2	0.1	0.04	0.4
Promedio B1-B2 (m)		381.3			
Error (m)		0.9			
Espesor H (m)		1.8			
Error (m)		1.1			

PENDIENTE PERFIL 5

N° de mediciones	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
5a	114.8	384.1	378.6	5.5	0.05	0.05	2.8
5b	97.3	386.4	379.1	7.3	0.08	0.08	4.3
5c	159.1	386.9	378.6	8.3	0.05	0.05	3
5d	145.9	387.2	379.4	7.8	0.05	0.05	3.1
5e	110.3	383.2	377.6	5.6	0.05	0.05	2.9
				Promedio	0.06	0.06	3.2
				Error	0.01	0.01	0.6

REOLOGÍA PERFIL 5

Tasa de efusión volumétrica Q (m ³ /s)	5.8
Error Q (m ³ /s)	0.8
Viscosidad η (Pa.s)	20234
Error η (Pa.s)	2941
Velocidad v (m/s)	0.08
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico σ (Pa)	2583
Error σ (Pa)	1582



Perfil 6

MORFOLOGÍA PERFIL 6

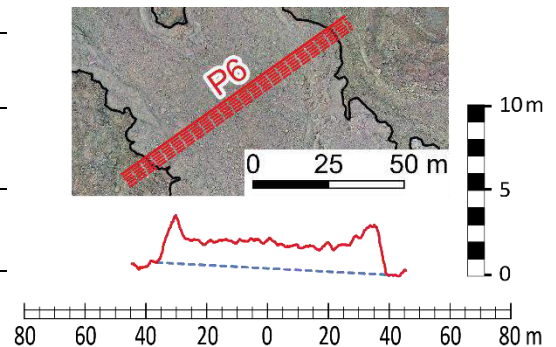
Mediciones	Altura techo del flujo (msnm)	Altura base 1 del flujo (msnm)	Altura base 2 del flujo (msnm)	Ancho W (m)
6	394.3	392.0	391.3	75.8
a	394.3	391.9	391.6	75.0
b	394.3	391.9	391.8	75.3
c	394.1	391.7	392.0	76.4
d	394.1	392.3	392.2	74.6
e	394.2	392.3	392.3	73.5
Promedio (m)	394.2	392.0	391.8	75
Error (m)	0.1	0.2	0.4	1.0
Promedio B1-B2 (m)	391.9			
Error (m)	0.1			
Espesor H (m)	2.3			
Error (m)	0.2			

PENDIENTE PERFIL 6

N° de mediciones	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
6a	157.2	396.7	386.5	10.2	0.07	0.07	3.7
6b	146	397	388.6	8.3	0.06	0.06	3.3
6c	176.1	399.5	388.8	10.7	0.06	0.06	3.5
6d	166.8	397	388.1	8.9	0.05	0.05	3.1
6e	215.3	402.5	385.2	17.3	0.08	0.08	4.6
Promedio					0.06	0.06	3.6
Error					0.01	0.01	0.6

REOLOGÍA PERFIL 6

Tasa de efusión volumétrica Q (m ³ /s)	5.8
Error Q (m ³ /s)	0.8
Viscosidad η (Pa.s)	81404
Error η (Pa.s)	11833
Velocidad v (m/s)	0.03
Error v (m/s)	0.005
Límite elástico σ (Pa)	3653
Error σ (Pa)	701



Perfil 7

MORFOLOGÍA PERFIL 7

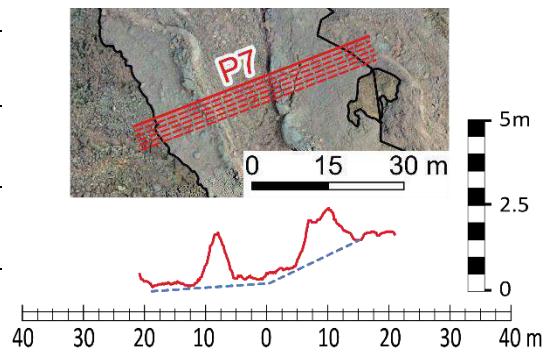
Mediciones	Altura techo del flujo (msnm)	Altura base 1 del flujo (msnm)	Altura base 2 del flujo (msnm)	Ancho W (m)
7	398.7	397.1	397.1	26.9
a	398.8	397.3	397.3	26.8
b	398.9	397.4	397.4	26.4
c	399.0	397.4	397.4	25.7
d	399.1	397.7	397.7	26.7
e	399.4	397.8	397.8	26.1
Promedio (m)	399.0	397.5	397.5	26
Error (m)	0.2	0.3	0.3	0.5
Promedio B1-B2 (m)	397.5			
Error (m)	0.0			
Espesor H (m)	1.5			
Error (m)	0.2			

PENDIENTE PERFIL 7

N° de mediciones	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
7a	173.3	421.8	390.7	31.1	0.18	0.18	10.3
7b	132.3	402.9	385.4	17.6	0.13	0.13	7.6
7c	153.5	408.6	387.5	21.2	0.14	0.14	7.9
7d	176.9	412.3	384.7	27.5	0.16	0.16	9
7e	205.2	415.8	384.9	30.9	0.15	0.15	8.7
				Promedio	0.15	0.15	8.7
				Error	0.02	0.02	1.1

REOLOGÍA PERFIL 7

Tasa de efusión volumétrica Q (m ³ /s)	5.8
Error Q (m ³ /s)	0.8
Viscosidad η (Pa.s)	21249
Error η (Pa.s)	3089
Velocidad v (m/s)	0.1
Error v (m/s)	0.02
Límite elástico σ (Pa)	5904
Error σ (Pa)	1124



Perfil 8

MORFOLOGÍA PERFIL 8

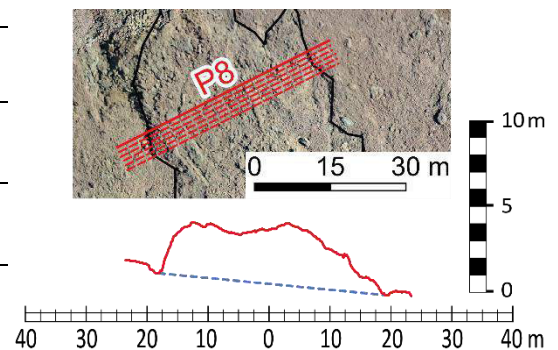
Mediciones	Altura techo del flujo (msnm)	Altura base 1 del flujo (msnm)	Altura base 2 del flujo (msnm)	Ancho W (m)
8	435.4	433.1	431.9	34.9
a	435.4	433.1	431.9	35.5
b	435.3	433.4	431.8	37.2
c	435.3	433.4	431.6	37.5
d	435.3	433.5	431.5	36.5
e	435.5	433.6	431.6	36.1
Promedio (m)	435.4	433.4	431.7	36
Error (m)	0.1	0.2	0.2	1.0
Promedio B1-B2 (m)	432.5			
Error (m)	1.2			
Espesor H (m)	2.8			
Error (m)	1.2			

PENDIENTE PERFIL 8

N° de mediciones	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
8a	201.18	440.25	421.3	19	0.09	0.09	5.4
8b	132.88	436.65	418.88	17.8	0.13	0.13	7.7
8c	140.45	437.73	420.85	16.9	0.12	0.12	6.9
8d	145.32	438	423.31	14.7	0.1	0.1	5.8
8e	184.83	442.52	419.15	23.4	0.13	0.13	7.3
				Promedio	0.12	0.12	6.6
				Error	0.02	0.02	1

REOLOGÍA PERFIL 8

Tasa de efusión volumétrica Q (m ³ /s)	5.8
Error Q (m ³ /s)	0.8
Viscosidad η (Pa.s)	140659
Error η (Pa.s)	20446
Velocidad v (m/s)	0.06
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico σ (Pa)	8320
Error σ (Pa)	3768



Perfil 9

MORFOLOGÍA PERFIL 9

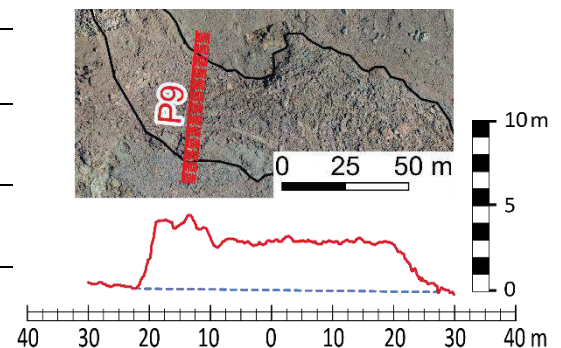
Mediciones		Altura techo del flujo (msnm)	Altura base 1 del flujo (msnm)	Altura base 2 del flujo (msnm)	Ancho W (m)
	9	464.6	461.9	461.7	48.3
	a	464.6	462.0	461.9	46.5
	b	464.6	462.0	462.0	49.4
	c	464.7	461.8	462.0	49.7
	d	464.7	462.0	462.2	48.9
	e	464.7	462.0	462.1	49.9
Promedio (m)		464.6	461.9	462.0	49
Error (m)		0.1	0.1	0.2	1.2
Promedio B1-B2 (m)		461.9			
Error (m)		0.02			
Espesor H (m)		2.7			
Error (m)		0.1			

PENDIENTE PERFIL 9

N° de mediciones	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
9a	175.6	467.3	445.8	21.5	0.12	0.12	7.1
9b	181.6	465.6	443.9	21.8	0.12	0.12	6.9
9c	198.1	468.4	446.2	22.3	0.11	0.11	6.5
9d	122.2	471	463	8	0.07	0.07	3.7
9e	213	465.9	436.2	29.7	0.14	0.14	8
				Promedio	0.11	0.11	6.4
				Error	0.03	0.03	1.6

REOLOGÍA PERFIL 9

Tasa de efusión volumétrica Q (m ³ /s)	5.8
Error Q (m ³ /s)	0.8
Viscosidad η (Pa.s)	159581
Error η (Pa.s)	23197
Velocidad v (m/s)	0.04
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico σ (Pa)	7714
Error σ (Pa)	1935



Perfil 10

MORFOLOGÍA PERFIL 10

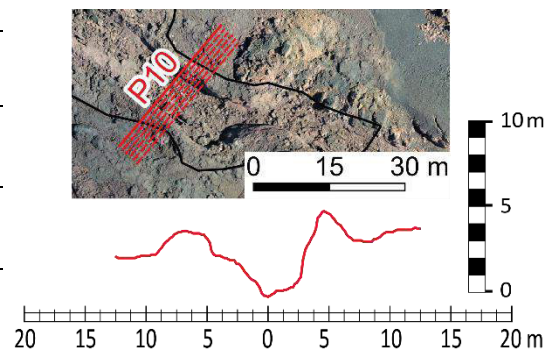
Mediciones	Altura techo del flujo (msnm)	Altura base 1 del flujo (msnm)	Altura base 2 del flujo (msnm)	Ancho W (m)
10	485.3	481.2	481.2	12.3
a	485.3	481.1	481.1	11.6
b	485.4	481.2	481.2	12.3
c	485.6	481.4	481.4	12.1
d	485.9	481.7	481.7	11.8
e	486.3	481.7	481.7	11.7
Promedio (m)	485.6	481.4	481.4	12
Error (m)	0.4	0.3	0.3	0.3
Promedio B1-B2 (m)	481.4			
Error (m)	0.0			
Espesor H (m)	4.3			
Error (m)	0.4			

PENDIENTE PERFIL 10

N° de mediciones	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
10a	74.4	488.3	476.42	11.9	0.16	0.16	9.2
10b	61.2	486.79	479.72	7.1	0.12	0.12	6.6
10c	73.1	488.82	477.45	11.4	0.16	0.16	9
10d	73.3	491.33	478.52	12.8	0.18	0.18	10.1
10e	79	488.6	477.2	11.4	0.14	0.15	8.3
				Promedio	0.15	0.15	8.6
				Error	0.02	0.02	1.3

REOLOGÍA PERFIL 10

Tasa de efusión volumétrica Q (m ³ /s)	5.8
Error Q (m ³ /s)	0.8
Viscosidad η (Pa.s)	206488
Error η (Pa.s)	30015
Velocidad v (m/s)	0.1
Error v (m/s)	0.02
Límite elástico σ (Pa)	16316
Error σ (Pa)	2860



ANEXO IV
ANÁLISIS QUÍMICOS EN ROCA TOTAL, FISURA 3

Muestra	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅	LOI	Total
SN-2018-F3-01	47.97	4.02	13.15	15.58	0.22	5.26	9.79	3.12	0.59	0.40	-0.87	99.24
SN-2018-F3-02	48.30	4.09	13.34	15.78	0.23	5.28	10.06	3.20	0.60	0.41	-1.00	100.28
SN-2018-F3-03	48.25	4.03	13.25	15.59	0.23	5.25	9.99	3.13	0.59	0.40	-1.04	99.69
SN-2018-F3-04	47.64	4.02	13.09	15.53	0.22	5.18	9.96	3.13	0.60	0.41	-0.96	98.82
SN-2018-F3-05a	48.22	4.11	13.21	15.68	0.23	5.31	9.97	3.16	0.60	0.41	-1.00	99.89
SN-2018-F3-05b	47.77	4.04	13.10	15.50	0.23	5.19	9.87	3.17	0.60	0.41	-0.97	98.91
SN-2018-F3-06	47.53	4.04	13.13	15.33	0.22	5.22	9.90	3.17	0.60	0.39	-1.00	98.54
SN-2018-F3-07	47.51	4.05	13.12	15.38	0.22	5.24	9.81	3.15	0.61	0.40	-1.02	98.46
SN-2018-F3-08	47.38	4.00	13.01	15.52	0.23	5.25	9.79	3.18	0.60	0.40	-1.20	98.14

Muestra	Rb	Sr	Ba	Sc	V	Cr	Co	Ni	Y	Zr
SN-2018-F3-01	12.04	294.67	134.61	33.21	434.98	72.59	43.48	45.55	39.48	224.33
SN-2018-F3-02	16.05	297.80	135.85	33.48	433.28	73.59	44.51	45.62	41.17	227.17
SN-2018-F3-03	13.25	294.27	134.28	33.58	431.06	73.44	44.36	44.85	40.30	227.76
SN-2018-F3-04	12.53	291.22	134.92	33.38	430.74	72.50	44.26	44.70	40.06	223.91
SN-2018-F3-05a	11.08	298.84	136.44	33.34	437.90	71.20	44.18	45.03	40.98	226.81
SN-2018-F3-05b	13.37	296.23	134.68	33.30	434.07	72.93	44.35	44.70	40.46	227.12
SN-2018-F3-06	11.55	293.18	134.25	33.36	438.84	72.45	44.56	44.81	39.86	224.86
SN-2018-F3-07	11.29	295.50	136.74	33.93	438.48	70.75	43.48	44.25	40.76	222.96
SN-2018-F3-08	10.64	298.20	135.70	33.85	430.84	71.64	44.48	45.10	39.99	223.42

Muestra	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Th
SN-2018-F3-01	30.49	21.02	52.47	33.11	7.37	2.22	7.54	7.42	4.04	3.35	1.80
SN-2018-F3-02	31.73	20.92	47.91	32.39	7.10	2.23	8.52	7.31	4.17	3.35	1.64
SN-2018-F3-03	31.16	20.81	49.25	31.70	6.76	2.30	7.54	7.32	3.65	3.36	1.70
SN-2018-F3-04	31.53	20.82	51.03	32.25	6.98	2.41	7.89	7.35	3.90	3.38	1.86
SN-2018-F3-05a	32.26	21.74	49.50	31.55	7.26	2.33	7.74	7.24	3.95	3.35	2.03
SN-2018-F3-05b	30.68	21.59	50.45	32.47	7.39	2.49	7.92	7.46	3.92	3.38	1.69
SN-2018-F3-06	31.82	21.49	51.41	31.53	7.70	2.48	7.95	7.32	3.97	3.37	1.75
SN-2018-F3-07	31.37	21.07	50.46	32.67	7.37	2.45	7.71	7.30	4.08	3.31	1.61
SN-2018-F3-08	31.36	22.15	52.59	32.83	7.79	2.45	7.74	7.17	4.41	3.36	1.81



ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

CAMPUS POLITÉCNICO "J. RUBEN ORELLANA R."

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

ORDEN DE EMPASTADO

De acuerdo con lo estipulado en el artículo 27 del Instructivo para la Implementación de la Unidad de Titulación en las Carreras y Programas Vigentes de la Escuela Politécnica Nacional, aprobado por el Consejo Politécnico el 29 de abril de 2015, se autoriza la impresión y encuadernación final del Trabajo de Titulación presentado por el(la) señor(ita):

CALDERON ESTRELLA HENRY ROLANDO

Fecha de autorización: Quito DM., 21 de julio de 2022



Firmado electrónicamente por:
**JOHNNY ROBINSON
ZAMBRANO CARRANZA**

**Dr. Johnny Zambrano C.
DECANO**