

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**CARTOGRAFÍA DE ALTA RESOLUCIÓN Y CARACTERIZACIÓN
FÍSICA, GEOQUÍMICA Y PETROGRÁFICA DE LOS PRODUCTOS DE
LA ERUPCIÓN DE 2018 DEL VOLCÁN FERNANDINA, ISLAS
GALÁPAGOS**

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

OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN

EVELYN ANDREA RODRIGUEZ GRANDA

e_rodriguez29@hotmail.com

Director: PhD. BENJAMIN PIERRE THIBAUT BERNARD

bbernard@igepn.edu.ec

Quito, septiembre 2023

DECLARACIÓN

Yo, EVELYN ANDREA RODRIGUEZ GRANDA, 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.



Evelyn Andrea Rodriguez Granda

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Evelyn Andrea Rodriguez Granda, bajo mi supervisión.

A handwritten signature in blue ink, appearing to be 'BB', is centered above a horizontal line.

Benjamin Bernard, PhD.

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, Enmita y Ramiro, por apoyarme incondicionalmente. Ustedes son los mejores padres y mi mayor ejemplo de superación. Gracias infinitas por el sacrificio y esfuerzo que han hecho para que pueda culminar mi carrera. ¡Esto es por ustedes!

A mi hermano mayor, Andy, por animarme a dar lo mejor de mí y ser un referente de la futura profesional que quiero ser. Te admiro mucho.

A mi hermanito menor, Diego Milito, por llegar a alegrar nuestras vidas cuando menos lo esperábamos. Siempre estaré para ti.

Al Dr. Benjamin Bernard, por su valiosa guía para culminar con éxito este proyecto. Gracias por su confianza y por darme la oportunidad de vivir experiencias inolvidables derivadas del desarrollo del presente trabajo.

A la Dra. Oryaelle Chevrel, por su predisposición para atender cualquier duda y por su importante guía que ha hecho posible la realización de este trabajo.

A la Dra. Silvia Vallejo, Dr. Daniel Andrade, Dra. Silvana Hidalgo, Dr. Stephen Hernández, Dr. Francisco Vasconez, que con sus comentarios, ideas y sugerencias han representado un aporte significativo al desarrollo de este trabajo.

A la Dirección del Parque Nacional Galápagos por su gestión y colaboración con el proyecto.

A todos los profesores de la Facultad, gracias por compartir sus conocimientos y despertar en mí el amor por la Geología.

A mis compañeros: Marce, Gene, Juan Pablo, Angelo, Julian, Guiss, Fabri, Liz, Santy, Randy, Ivonnecita, Jefferson, Marco, Anita Ch., Jairo, Joss, Jonathan, con quienes viví los mejores momentos de mi vida universitaria. Gracias por las risas, su consejo y apoyo.

A mis amigas del cole, Carlita, Jess y Maggie, gracias por los más de 11 años de amistad y por siempre motivarme a seguir adelante.

A mis tíos, Nelly y Juan, a mis primos Bryan, Marcell y Perlita, ustedes significan un importante apoyo para toda la familia. Los quiero mucho.

Por último, pero no menos importante, al amor de mi vida, mi mejor amigo, mi compañero de aventuras, mi novio y ahora prometido, Sebas C. Gracias por motivarme y sacarme del fondo cuando ya renunciaba a todo. Gracias por apoyarme siempre en cada idea loca que he tenido y por estar dispuesto a luchar juntos. Te amo mucho. *(Un abrazo al cielo Sra. Sonita, gracias por dejar en mí un pedacito de su corazón).*

DEDICATORIA

A mis padres, que han hecho de mí la persona que soy ahora. Sin ustedes nada de esto hubiera sido posible

A mis hermanos, que le dan sentido a mi vida

Ustedes son mi motor y motivo.

Con cariño, Eve.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	xii
ABSTRACT	xiii
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1. Antecedentes.....	1
1.2. Justificativos	1
1.2.1. Justificación teórica.....	1
1.2.2. Justificación metodológica	2
1.2.3. Justificación práctica.....	3
1.3. Hipótesis.....	4
1.4. Objetivos.....	5
1.4.1. Objetivo General.....	5
1.4.2. Objetivos específicos	5
1.5. Zona de estudio	6
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO	7
2.1. Contexto geodinámico	7
2.2. Volcanismo de las Islas Galápagos	11
2.3. Volcán Fernandina.....	15
2.3.1. Geología y morfología.....	16
2.3.2. Historia eruptiva y actividad reciente.....	18
2.4. Conceptos generales	21
2.4.1. Volcanes tipo escudo.....	21
2.4.2. Fisuras eruptivas	23
2.4.3. Tipos de flujos de lava	26
2.4.4. Canales de lava y <i>levees</i>	31
2.4.5. Depósitos piroclásticos	34
2.4.6. Kipukas.....	36
CAPÍTULO III: METODOLOGÍA	37
3.1. Misión de campo.....	37
3.2. Cartografía de alta resolución	39
3.3. Cálculo del volumen.....	40
3.4. Análisis de muestras – medidas de densidad	46
3.4.1. Densidad envolvente - GeoPyc™ 1360: descripción y funcionamiento	46
3.4.2. Densidad DRE (equivalente de roca densa)	48
3.5. Cálculo de la vesicularidad	49
3.6. Estimación de la masa de magma, magnitud e intensidad de la erupción.....	49
3.7. Análisis petrográfico.....	50

3.8. Geoquímica de roca total	51
3.9. Estimación de los parámetros reológicos y dinámicos	52
CAPÍTULO IV: RESULTADOS	56
4.1. Cartografía de alta resolución	56
4.1.1. Dimensiones del campo de lava	56
4.1.2. Análisis y descripción de la morfología del campo de lava.....	59
4.2. Vesicularidad y densidad ponderada	83
4.3. Masa de magma, magnitud e intensidad de la erupción	84
4.4. Petrografía	85
4.5. Geoquímica	90
4.6. Parámetros reológicos y dinámicos	93
CAPÍTULO V: DISCUSIÓN	97
5.1. Tamaño de la erupción	97
5.2. Orientación de las fisuras eruptivas	100
5.3. Dinámica de la erupción de Fernandina 2018	100
5.3.1. Actividad simultánea de las fisuras eruptivas	101
5.3.2. Cronología de fases.....	105
5.4. Caracterización reológica.....	112
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	117
6.1. Conclusiones	117
6.2. Recomendaciones	120
REFERENCIAS	121
ANEXOS	129

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura. 1.1. Mapa del volcán Fernandina y la ubicación de la zona de estudio. **(A)** Representa la ubicación geográfica de la Isla Fernandina con respecto a todo el Archipiélago de Galápagos. **(B)** Muestra un acercamiento a la zona de estudio correspondiente al campo de lava de la erupción de 2018. En esta figura se representan los límites del campo de lava obtenidos en este proyecto producto del trabajo cartográfico. (Modificado de Google Earth).
..... 6

Figura. 2.1. Mapa batimétrico de la Provincia Volcánica de Galápagos en donde se observa la configuración actual de sus características tectónicas y geológicas. Las cordilleras submarinas de Carnegie, Cocos y Malpeo están descritas con sus respectivas edades. La línea punteada representa la dorsal de Cocos-Nazca (CNSC). Tomado de (Sallarès y Charvis, 2003).
..... 7

Figura. 2.2. Mapa de la evolución tectónica de Galápagos durante los últimos ~20 Ma. Las flechas UN y US indican la tendencia de la expansión oceánica de la dorsal CNSC. VNS: indica la migración de la dorsal CNSC con respecto al punto caliente (pequeño círculo blanco).
..... 7

VEW: representa la tendencia de movimiento E-W de la plataforma de Galápagos con respecto a Sudamérica, producto de la extensión oceánica de la dorsal del Pacífico. Modificado de (Sallarès & Charvis, 2003). 9

Figura. 2.3. Mapa de ubicación de las Islas Galápagos en relación con el centro de expansión Cocos-Nazca (CNSC), denominado también dorsal o centro de expansión de Galápagos (GSC por sus siglas en inglés). El punto rojo indica el eje de la pluma y las circunferencias rojas la distancia radial desde el centro del punto caliente. Los cuadrados sólidos de color negro hacen referencia al volcanismo activo reciente (Tomado de Gibson y Geist, 2010). . 11

Figura. 2.4. Este conjunto de ilustraciones muestra algunas diferencias morfológicas entre los volcanes occidentales (columna izquierda A y C) y orientales (columna derecha B y D) de las Islas Galápagos. **(A)** Perfiles topográficos de los volcanes occidentales con sus características calderas profundas. **(B)** Perfiles topográficos de los volcanes orientales, los cuales no reflejan calderas diferenciadas. **(C)** Mapa de la Isla Fernandina en donde se distingue los patrones de fisuras radiales (líneas de color negro) y circunferenciales (curvas rojas). Nótese la amplia caldera orientada hacia el NW. **(D)** Mapa de la Isla Santa Cruz mostrando sus características estructurales: fallas (líneas negras) y conos de escoria (círculos grises). (Tomado de Harpp y Geist, 2018). 12

Figura. 2.5. Esquema de formación de las Islas Galápagos en relación con la evolución del punto caliente de Galápagos y la dorsal de Cocos-Nazca (CNSC) durante los últimos ~3.5 Ma. **(A)** Formación de las Islas San Cristóbal y Española. La línea roja representa la distancia entre la pluma y la dorsal CNSC (<100 km). **(B)** Hace 1 Ma, el salto hacia el sur del segmento oriental de la dorsal hace que el segmento occidental se aleje cada vez más del punto caliente mientras que la parte oriental estaba más cerca de la pluma al momento de la formación de las Islas Centrales (por ejemplo: Santiago, Rábida y Pinzón). **(C)** Ilustración donde la dorsal CNSC ha continuado migrando hacia el norte hasta su posición presente (la flecha azul indica la distancia actual entre la pluma y el CNSC). (Tomado de Harpp y Geist, 2018). 13

Figura. 2.6. **(A)** Diagrama que relaciona los parámetros isotópicos Nd vs Sr en donde se observan las líneas de mezcla de las composiciones PLUME, FLO, WD y DUM. **(B)** Esquema de la pluma de Galápagos en donde se muestran los diferentes campos geoquímicos: la zona de color amarillo representa el FLO, la parte gris el manto empobrecido circundante y la región rosada es el manto empobrecido arrastrado por la pluma. La línea punteada representa el espesor de la litósfera. (Tomado de Harpp y White, 2001). 15

Figura. 2.7. Mapa simplificado de la geología del Volcán Fernandina, Islas Galápagos, en donde se muestran las erupciones históricas recientes y las edades relativas de las fases de construcción del edificio volcánico. Los límites de las erupciones históricas fueron tomados de Rowland et al. 2003 (erupción 1995), Chadwick et al. 2011 (erupción 2005), Ramón et al. 2011 (erupción 2009), Vasconez et al. 2018 (erupción 2017) y Vasconez et al., 2022 (erupción 2020). Los límites de la erupción de 2018 son los realizados durante la cartografía de este trabajo. Los elementos del evento intracaldera de 1988 según Chadwick et al. 1991 (Modificado del mapa Geomorfológico de las Islas Galápagos realizado por el Instituto de Investigaciones para el Desarrollo, "IRD" por sus siglas en francés; ORSTOM – Francia y en conjunto con los organismos ecuatorianos: Ministerio de Agricultura y Ganadería y el Instituto Nacional Galápagos – INGALA, 1987. Modificaciones de las edades relativas considerando el trabajo de Kurz et al., 2014). 17

Figura. 2.8. Infografía que resume las características de las erupciones recientes de Fernandina desde 1995 hasta 2020. Datos y límites de las erupciones históricas tomados de: Rowland et al. 2003 (para la erupción de 1995), Chadwick et al. 2011 (para la erupción de 2005), Ramón et al. 2011 y Bourquin et al. 2009 (para la erupción de 2009), Vasconez et al. 2018 (para las erupciones de 2017 y 2018) y Vasconez et al., 2022 (para la erupción de 2020). 19

- Figura. 2.9. (A)** Fotografía del noreste del volcán Mauna Loa visto desde la cumbre del volcán Mauna Kea. En la zona de menor pendiente se observan algunos conos de escoria del Mauna Kea. **(B)** Fotografía aérea tomada del Google Earth de la Isla Hawái que alberga 3 grandes volcanes: el Mauna Loa (ML), Mauna Kea (MK) y Kilauea (K). (A y B tomadas de: de Silva y Lindsay, 2015). **(C)** Fotografía de un volcán tipo escudo de Islandia, el Kollottadyngja (Tomado de Thordarson y Larsen, 2007). 22
- Figura. 2.10.** Conjunto de fotografías de algunos volcanes escudo de las Islas Galápagos en donde se puede distinguir sus morfologías características. **(A)** Vista occidental de los volcanes Ecuador, Wolf y una parte de Darwin, ubicados de izquierda a derecha respectivamente. Imagen tomada desde el mar. **(B)** Fotografía del volcán Fernandina visto desde su flanco norte. **(C)** Vista occidental del Volcán Cerro Azul fotografiado desde el mar. (Imágenes capturadas durante la misión de campo de este proyecto). 23
- Figura. 2.11.** Representación en 3D de las intrusiones circunferenciales **(a)** y radiales **(b)**; en color púrpura un depósito de magma de ~1 km de profundidad, en amarillo las intrusiones que alimentan las erupciones fisurales. (Tomado de Bagnardi et al., 2013). 24
- Figura. 2.12.** Conjunto de fotografías aéreas del sistema de fisuras radiales de la erupción de 2018 de Fernandina. **(A)** Vista del flanco norte del volcán. Fisura oriental: en la parte izquierda se puede observar un conjunto de conos de escoria derrumbados y alineados. **(B)** Fisura oriental fotografiada desde el aire con vista hacia la costa norte de la isla. **(C)** Ortofoto (vista en planta) de la fisura más cercana a la cumbre (fisura occidental) en donde se distinguen los centros de emisión por donde se extruyó la lava durante la erupción de 2018. La línea roja indica los límites de la erupción. (A, B y C son imágenes tomadas con un vehículo aéreo no tripulado durante la misión de campo de este proyecto). 25
- Figura. 2.13.** Mapa batimétrico y de relieve del Volcán Fernandina en el que se distingue su patrón de fisuras eruptivas: circunferenciales, ubicadas en la parte alta cerca del borde de la caldera y, fisuras radiales a lo largo de los flancos. El rectángulo de borde punteado representa la zona sur-occidental en donde han ocurrido algunas erupciones históricas recientes (erupción de 1995 y 2009 generadas a partir de fisuras radiales; erupción de 2005 desde una fisura circunferencial). (Tomado de Bagnardi y Amelung, 2012). 26
- Figura. 2.14. (A)** Frente activo de un flujo de lava ‘a‘ā de aproximadamente 3-4 m de altura del Pu‘u ‘O‘o, 1992 (Kilauea). Se observa la corteza superficial brechada y la parte interna caliente incandescente más fluida. **(B)** Afloramiento de lava ‘a‘ā de unos 8-10 m de altura en donde se distingue el núcleo interno solidificado bajo una costra de autobrecha superficial - flujo del volcán Etna, 1981. (A y B tomados de Harris y Rowland, 2015). **(C)** y **(D)** Contactos entre un flujo de lava ‘a‘ā de la erupción de 2018 del Volcán Fernandina y flujos pāhoehoe más antiguos. Se observan las superficies autobrechadas y los *clinkers* característicos de la lava ‘a‘ā. **(E)** Bloque de lava ‘a‘ā de la erupción de Fernandina 2018 con la presencia de vesículas irregulares y otras alargadas en la dirección del flujo. (C, D y E: fotografías tomadas durante la misión de campo de este proyecto. C, fotografía cortesía de Benjamin Bernard). 27
- Figura. 2.15. (A) y (C):** Extenso campo de lava pāhoehoe, anterior a la erupción de 2018 del volcán Fernandina, fotografiado durante la misión de campo de este proyecto. Se observan las superficies lisas, bulbosas y con textura cordada (*ropes*) características de este tipo de flujos. **(B)** Lóbulo activo incandescente surgiendo de una corteza con superficie corrugada. (Tomado de Harris y Rowland, 2015). 28
- Figura. 2.16. (A)** pāhoehoe *sheet flow* anterior a la erupción de 2018 – volcán Fernandina (Fotografiado durante la misión de campo de este proyecto) **(B)** Vista en planta de pāhoehoe *sheet flow*. **(C)** *slabby* pāhoehoe activo de la erupción 2014 – 2015 del volcán Holuhraun, Islandia (Tomado de Pedersen et al., 2017). **(D)** *slabby* pāhoehoe solidificado. **(E)** pāhoehoe transicional. **(F)** *toothpaste* pāhoehoe. (B, D, E y F tomados de Calderón, 2022 – erupción Sierra Negra 2018). 30

- Figura. 2.17.** Conjunto de fotografías de un canal de lava del flujo de Fernandina, 2018. **(A)** En esta ortofoto se muestran, en línea punteada de color rojo, los bordes internos del flujo canalizado. El punto verde indica el lugar de muestreo señalado por una elipse blanca en B. **(B)** Fotografía del canal con vista hacia el sur que corresponde a la sección E – W señalada en la ortofoto. En esta sección el canal mide casi 20 m de ancho y al fondo se observan dos canales que se unen para formar uno solo. 31
- Figura. 2.18.** Conjunto de imágenes de los tipos de *levees* según Sparks et al., (1976). **(A)** *levees* iniciales. **(B)** *levees* de escombros. **(C)** *levees* de desbordamiento o sobre flujo. **(D)** *levees* acrecionarios. (Imágenes de la erupción de Sierra Negra, 2018 tomadas de Calderón, 2022). 32
- Figura. 2.19.** **(A)** Zonificación de la estructura de un canal de lava ‘a‘ā, desde la zona proximal de canal estable hasta la zona distal del frente de lava. **(B)** Desarrollo de un canal desde el emplazamiento de un flujo inicial (i), hasta la formación de *rubble levees* (ii – iii), *overflow levees* (iv) y finalmente *levees* de deformación (v). (Tomado de Harris y Rowland, 2015). . 33
- Figura. 2.20.** Fotografías de los conos de escoria/salpicadura y los depósitos piroclásticos asociados de los volcanes Sierra Negra y Fernandina, Islas Galápagos. **(A)** Conos de escoria del volcán Sierra Negra (crédito: Oryaelle Chevrel). **(B)** Escorias de tamaño <4 cm de la fisura occidental de la erupción de 2018 de Fernandina (Fotografía tomada durante el trabajo de laboratorio de este proyecto). **(C)** Cono de escoria de aproximadamente 2 m de altura formado en la fisura occidental de la erupción de Fernandina, 2018 (Fotografía por Benjamin Bernard). **(D)** Cono de salpicadura de Sierra Negra, 2018 (crédito H. Calderón). **(E)** Salpicadura de lava de forma alargada con superficie iridiscente de Fernandina, 2018. (cortesía: H. Calderón). (A y D tomados y modificados de Calderón, 2022). 35
- Figura. 2.21.** *Kipuka* cubierta de vegetación en el flanco norte del volcán Fernandina, Islas Galápagos (Fotografía tomada durante la misión de campo de este proyecto). 36
- Figura. 3.1.** **(A)** Fotografía del campamento en la playa de la costa norte de la Isla Fernandina. La estrella amarilla en **(B)** representa el lugar del campamento junto con los puntos de muestreo y los límites del campo de lava de Vasconez et al. (2018). (Mapa elaborado por: Benjamin Bernard). 37
- Figura. 3.2.** Conjunto de fotografías de algunos de los productos eruptivos y estructuras observadas durante la misión de campo: **(A)** Muestreo de un cúmulo de lóbulos de lava pāhoehoe. **(B)** Bloque de lava ‘a‘ā. **(C)** Depósito de escoria. **(D)** Molde de tronco de árbol. **(E)** Pared interna de un *levee* de 3 – 4 m de altura con un acercamiento a las estrías formadas en la superficie durante el paso de la lava cuando el canal aún estaba activo. 38
- Figura. 3.3.** **(A)** Vehículo Aéreo No Tripulado DJI Matrice 210 utilizado para obtener las fotografías aéreas del campo de lava. **(B)** Planes de vuelo elaborados en el campo con el programa PIX4D. En rojo: los límites del campo de lava obtenidos por Vasconez et al. (2018). 39
- Figura. 3.4.** Mapa del campo de lava de la erupción de 2018 del volcán Fernandina dividido en 10 zonas para el cálculo del volumen. 41
- Figura. 3.5.** Procedimiento para la extracción de datos de un perfil topográfico en Q-GIS. En **(A)** se observan los 10 perfiles realizados en la Zona 10, mientras que en **(B)**, con la ayuda de la herramienta de perfil, se observa el perfil topográfico de la línea seleccionada P6. Finalmente, para copiar en el portapapeles la información con coordenadas UTM, en **(C)** se selecciona la pestaña *Table >> Copy to clipboard (with coordinates)*. 42
- Figura. 3.6.** **(A)** Hoja de Excel en donde se muestran los cálculos realizados para obtener la proyección de la base del flujo, el espesor aproximado, espesor promedio, desviación estándar y ancho del flujo en el perfil 6 de la Zona 10. **(B)** Gráfico de dispersión en donde se indica la recta, junto con su respectiva ecuación, que une los límites laterales del flujo de lava y representa la base hipotética del flujo. 43

Figura. 3.7. Hoja de cálculo en donde se muestra la aplicación de la fórmula de promedio ponderado, con la ecuación (1), para obtener el Espesor total de la Zona 10.	44
Figura. 3.8. Hoja de Excel en donde se muestra el cálculo realizado para obtener el error de volumen de la Zona 10 aplicando la ecuación (5). Se observan el error de espesor ponderado, perímetro, área, error de área y el volumen total de la Zona 10 (1.35 x106 m3).....	45
Figura. 3.9. Analizador de densidad GeoPyc™ 1360 del Laboratorio de Magmas y Volcanes, Francia. En la imagen se observa la cámara cilíndrica de vidrio con el fluido seco. En la parte superior derecha del equipo se encuentra la pantalla de configuración de los parámetros para las mediciones.	47
Figura. 3.10. Picnómetro de Helio AccuPyc™ II 1340 del Laboratorio de Magmas y Volcanes, Clermont – Ferrand, Francia.	48
Figura. 3.11. (A) Muestra de lámina delgada observada bajo el microscopio petrográfico. (B) Vista en monitor de computadora de una de las fotografías tomadas con la cámara incorporada del microscopio. Por medio del software de la cámara fue posible exportar las imágenes.	51
Figura. 3.12. (A) Trituración manual de las muestras de roca con la ayuda del mortero de titanio. (B) Polvo de roca obtenido después de la trituración con el molino de ágata.	52
Figura. 3.13. (B) Mapa del flujo de lava de la erupción de Fernandina 2018 en donde se observa en color rosado las zonas 9 y 10 correspondientes a la porción más distal y homogénea del campo de lava. En (A) se observan los perfiles principales de color verde (P1 a P12). En (C) se observa un acercamiento al Perfil 5 (P5) con sus respectivos perfiles auxiliares (líneas de color rojo) separadas 1 metro de distancia entre sí.....	53
Figura. 3.14. Perfiles topográficos correspondientes a cada perfil principal trazados a lo largo del flujo distal del campo de lava.	54
Figura. 4.1. A la izquierda, la ortofoto y, a la derecha, el mapa de sombras con la cartografía de la erupción del 2018 del Volcán Fernandina.....	57
Figura. 4.2. Mapa de zonificación de las regiones morfológicas analizadas durante el trabajo cartográfico. (FW: Fisura Occidental. FE: Fisura Oriental. FE1: segmento sur de la fisura oriental).....	58
Figura. 4.3. Arriba, el mapa con la cartografía de la Fisura Occidental (FW) y sus depósitos proximales. A la izquierda, la ortofoto en donde se distinguen el segmento FW Sur y FW Norte, y a la derecha el mapa de sombras correspondiente. (A) Acercamiento al alineamiento de los conos de escoria ubicados al extremo sur de la fisura occidental. La flecha señala la fotografía de uno de los conos de escoria, de ~2 m de altura, observado durante la misión de campo de este proyecto (foto cortesía de: B. Bernard).	60
Figura. 4.4. Arriba, un acercamiento al segmento sur de la fisura occidental (FW Sur). A la izquierda, la ortofoto señalando los depósitos de escoria/salpicadura y los canales incipientes de lava ‘a’ã. A la derecha, el mapa de sombras con las secciones A-B y C-D que corresponden a los perfiles topográficos ilustrados abajo. En los perfiles, el área rayada con el símbolo (±) representa la incertidumbre o el error en la interpretación/delimitación de la topografía preexistente. Se puede observar que los conos de salpicadura/escoria han conservado bien sus flancos y se puede decir que la fisura FW Sur es aproximadamente simétrica.....	61
Figura. 4.5. Cartografía de la Zona 2 en donde se observa la longitud total de la Fisura Oriental (FE) junto con sus tres segmentos FE1 – FE3. A la izquierda, la ortofoto con los recuadros que representan los acercamientos de la Fig. 4.9 y Fig. 4.6; y a la derecha, el mapa de sombras correspondiente.....	62
Figura. 4.6. Imágenes en ortofoto y mapa de sombras de la región central del segmento FE2 (A) y extremo sur del segmento FE3 (B) de la fisura oriental. En (A) es evidente el colapso	

de los flancos occidentales de los conos de salpicadura, mientras que, en **(B)** algunos flujos de lava se han canalizado a lo largo de la fisura. En la superficie de los flancos orientales se distingue una serie de grietas de colapso, como la que se muestra en la fotografía (D). Los perfiles topográficos interpretados de las secciones E-F y G-H muestran la morfología de la fisura FE2 y FE3, respectivamente. El área rayada con el símbolo (\pm) representa la incertidumbre o el error en la delimitación de la topografía preexistente. **(C)** Fotografía aérea, con vista hacia el sur, de la fisura oriental en donde se distingue que la mayor parte de los flancos orientales se han conservado bien (fotografía por: B. Bernard). **(D)** Grietas de colapso del flanco oriental de la fisura FE2. (Fotografía tomada durante la misión de campo de este proyecto). La estrella amarilla en B representa la ubicación de la fotografía de la Fig. 4.8.A.
 63

Figura. 4.7. (A) Cartografía de la región norte de la Zona de fisura occidental constituida por una serie de centros de emisión dispersos en donde se señalan sus principales depósitos y estructuras. **(B)** es un acercamiento al centro de emisión C41 y **(C)** un acercamiento a los centros eruptivos C34 – C39..... 64

Figura. 4.8. (A) Fotografía con vista hacia el norte del extremo sur del segmento de fisura FE3. Se distinguen los flancos orientales agrietados y un cono de salpicadura a través del cual se han canalizado algunos flujos de lava y su dirección está representada por la flecha punteada en color rojo. Al fondo se observan los flujos de lava distales que han alcanzado la orilla del mar. Al horizonte, se observa el perfil del volcán Ecuador ubicado al norte de la Isla Isabela. **(B)** Fotografía con vista hacia el sur tomada desde el extremo norte de la fisura oriental FE2. Se distinguen los flancos orientales conservados y los flujos de lava que se han desplazado a lo largo de la parte occidental (fotografías por H. Calderón)..... 65

Figura. 4.9. (A) Cartografía del extremo sur de la fisura FE2 rodeado por una serie de conos de salpicadura cuyos flancos conservan su forma circular. El recuadro de color blanco en línea punteada muestra la ubicación de B. **(B)** Cartografía en alto relieve de los depósitos emitidos por el centro de emisión C57 y sus acercamientos en donde se señalan los flujos de lava ‘a‘ā/pāhoehoe y depósitos de escoria aledaños..... 66

Figura. 4.10. Cartografía de la Zona 3 que corresponde al lóbulo occidental individualizado. En el mapa de sombras se señalan los centros eruptivos C40, C45 y C46. Los recuadros con línea entrecortada de color negro señalan la ubicación de los acercamientos de las imágenes A, B, C y D. 67

Figura. 4.11. Cartografía de la Zona 4 correspondiente a los depósitos proximales emitidos por la Fisura Occidental (FW). A la izquierda la ortofoto y a la derecha el mapa de sombras. 68

Figura. 4.12. Acercamientos a los depósitos de lava pāhoehoe y ‘a‘ā observados a lo largo de la Zona 4. En **(A)** y **(B)** se observan los centros de emisión inferidos C42*, C43* y C44* en donde se distinguen sus estructuras cónicas cubiertas por escoria. **(D)** y **(E)** son fragmentos de conos de salpicadura movilizados o formados *in situ*. En **(A – G)** se observan rastros de flujos de lava pāhoehoe subyaciendo a los canales incipientes de lava ‘a‘ā. En **(F)** se observa la sección I-J cuyo perfil topográfico muestra una interpretación de la superposición de los depósitos. El símbolo (\pm) y las áreas rayadas representan la incertidumbre o el error en la delimitación de los contactos entre los depósitos y la topografía preexistente. 69

Figura. 4.13. Arriba la cartografía de la Zona 5 mostrada en la ortofoto (izquierda) y mapa de sombras (derecha). Los recuadros blancos en línea punteada señalan la ubicación de los acercamientos de las imágenes A y B. 70

Figura. 4.14. A la izquierda, la ortofoto y a la derecha, el mapa de sombras, de la cartografía de la Zona 6. La línea más gruesa de color fucsia marca el contacto entre los flujos de lava orientales y occidentales. A – D representan la ubicación de las imágenes de la Fig. 4.15. 71

- Figura. 4.15.** Conjunto de imágenes que muestran algunos depósitos y estructuras observadas en la Zona 6. En **(A)** se observan pequeños canales de lava ‘a‘ā sobreyaciendo a flujos de lava pāhoehoe de color gris brillante. **(B)** Flujos dispersos de lava ‘a‘ā cubriendo a rastros locales de lava pāhoehoe. **(C)** Acercamiento al levee del canal suroccidental de la Zona 6 en donde se distingue lo que parece ser un desbordamiento (*overflow*) de lava pāhoehoe. **(D)** Fragmentos o *rafts* de cono de salpicadura movilizados en la superficie de la lava ‘a‘ā..... 72
- Figura. 4.16.** Cartografía de la Zona 7 correspondiente a los flujos de lava proximales asociados a los dos sistemas de fisuras. A la izquierda se observa el mapa sobre la ortofoto y a la derecha el mapa de sombras. Nótese que los conos de salpicadura del extremo norte de la fisura FE3, están cubiertos casi por completo por los flujos de lava provenientes de las zonas altas (esta característica se observa a detalle en la Fig. 4.17)..... 73
- Figura. 4.17.** Acercamientos a los diferentes depósitos observados a lo largo de la Zona 7. Al extremo Sur se distinguen depósitos puntuales de lava pāhoehoe cubiertos por flujos dispersos de lava ‘a‘ā. Al noroccidente se observa el canal de lava que se extiende hasta la Zona 8. Al nororiente de la Zona 7 los flujos de lava ‘a‘ā han cubierto parcialmente los conos de salpicadura asociados a la actividad de la Fisura Oriental (segmento FE3). 74
- Figura. 4.18.** Cartografía de la Zona 8 que comprende los flujos de lava canalizados. Los recuadros desde A hasta H representan la ubicación de las imágenes de la Fig. 4.19. 75
- Figura. 4.19.** Acercamientos a los depósitos y estructuras observadas a lo largo de la Zona 8 cuya ubicación se señala en la Fig. 4.18. En **(G)** se distingue una fotografía del canal oriental con vista hacia el sur. La elipse rodea a los investigadores en el punto de muestreo como una referencia de escala. En **(H)** se distingue la sección K-L en cuyo perfil topográfico se interpreta la superposición de los depósitos. El símbolo (\pm) y el área rayada muestra el error o incertidumbre en la delimitación de la topografía pre-eruptiva y base del canal central..... 76
- Figura. 4.20.** Cartografía de la Zona 9 correspondiente a los flujos distales del campo de lava. A la izquierda, sobre la ortofoto, se señalan los literales A-F que se muestran en la Fig. 4.21. A la derecha, el mapa de sombras correspondiente..... 77
- Figura. 4.21. (A-D)** Acercamientos a los principales depósitos de la Zona 9 señalando sus características. La ubicación de cada imagen se muestra en la Fig. 4.20. En **(E)** se observa la sección M-N en cuyo perfil topográfico se interpreta la superposición de los depósitos. El símbolo (\pm) y el área rayada muestra el error o incertidumbre en la delimitación de la topografía pre-eruptiva y base del canal central. (La figura continúa en la siguiente página). 78
- Figura. 4.22.** A la izquierda, la ortofoto y, a la derecha, el mapa de sombras de la cartografía de la Zona 10. Los literales A-E representan la ubicación de las imágenes de la Fig. 4.23. 80
- Figura. 4.23.** Acercamientos a los diferentes depósitos observados a lo largo de la Zona 10. En **(A)** y **(C)** se distinguen overflows de pāhoehoe transicional liso (PTL) en la superficie de la unidad basal. En **(B)** una imagen del interior del canal central de lava ‘a‘ā con bloques métricos. En **(D)** se observa un breakout de toothpaste pāhoehoe que surge del borde lateral de la unidad basal. También se distinguen rastros de lava pāhoehoe que parecen ser rampas o fragmentos movilizados. **(E)** Breakout de lava pāhoehoe en la unidad basal. 81
- Figura. 4.24.** Fotografías del frente de lava de los flujos distales en la orilla del mar. **(A)** Fotografía del flujo central de lava ‘a‘ā. **(B)** Fotografía del frente de lava de la unidad basal. (A y B fotografiadas por H. Calderón). En **(C)** se muestra la ubicación de las fotografías A y B. 82
- Figura. 4.25.** Ilustración que representa la proporción de volumen de lava pāhoehoe/ ‘a‘ā. 82
- Figura. 4.26.** A la izquierda, una ilustración con los límites del campo de lava de la erupción de Fernandina 2018 con los puntos de muestreo seleccionados para la elaboración de

láminas delgadas. A la derecha, un mosaico de fotografías de las láminas delgadas realizadas y analizadas ordenadas desde la más distal hasta la más proximal a las fisuras. 86

Figura. 4.27. Muestra FER-2018-001, Basalto (Lava pāhoehoe): roca porfírica inequigranular con fenocristales de Plagioclasa (Pl), Ortopiroxeno (Opx) y Olivino (Ol) con estructura vesicular (vesículas “v”). Las imágenes de la columna izquierda representan la vista en luz natural y, las de la columna derecha, la vista en luz polarizada. En **(A)** al centro de la imagen, se observa un aglomerado de cristales de Pl < 300 μm de diámetro. La mayoría son fenocristales de Pl < 100 μm. Se observan pocos olivinos y son < 50 μm. En **(B)** se distingue un fenocristal de Pl junto con un fragmento de Opx con pequeños olivinos euhedrales menores a 30 μm..... 88

Figura. 4.28. Fotografías en sección delgada de algunas muestras de roca analizadas. La columna izquierda muestra las imágenes en luz natural y la columna derecha las imágenes en luz polarizada. **Muestra FER-2018-017**, Basalto (Lava ‘a‘ā): roca con textura porfírica, equigranular con fenocristales principalmente de plagioclasa (Pl) dispuestos sobre una matriz microcristalina con microlitos de Pl. Se distinguen algunos clinopiroxenos (Cpx) con birrefringencia alta y pocas vesículas. Los olivinos (Ol) representan menos del 3% de la superficie total de la lámina y son menores a 50 μm. **Muestra FER-2018-08B**, Basalto (Lava ‘a‘ā): a la izquierda luz natural, a la derecha luz polarizada. Basalto porfírico inequigranular con matriz microcristalina. Se observa un fenocristal de plagioclasa (Pl) < 1300 micras = 1.3 mm con su característica macla polisintética. Junto a este, un fenocristal de olivino (Ol) con alta birrefringencia en luz polarizada y pleocroísmo bajo en luz natural. **Muestra FER-2018-018**, Basalto (Lava pāhoehoe): a la izquierda luz natural, a la derecha luz polarizada. Muestra de lava pāhoehoe con textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (Pl) (mayoritariamente) y piroxeno (Px) dispuestos en una matriz vítrea de color marrón claro. 89

Figura. 4.29. Diagrama AFM: A (Na₂O + K₂O), F (FeO Total = FeO + Fe₂O₃), M (MgO) de las rocas de Fernandina 2018. El área sombreada de color verde representa el campo de variación geoquímica de Fernandina en base a la bibliografía existente. La línea negra representa la división entre la serie toleítica y calcoalcalina según Irvine y Baragar (1971). 91

Figura. 4.30. Diagrama de clasificación TAS - álcalis vs. sílice, mostrando la proyección de las muestras de Fernandina 2018 (recuadros rojos). El área sombreada de color verde representa el campo de variación geoquímica de Fernandina en base a la bibliografía existente. 91

Figura. 4.31. Diagramas Harker de elementos mayores vs SiO₂ expresados como porcentaje en peso en base anhidra. El área sombreada de color verde representa el campo de variación geoquímica de Fernandina en base a la bibliografía existente. 92

Figura. 5.1. Cartografía de la erupción de 2018 del volcán Fernandina. En color azul los límites del campo de lava de Vásconez et al. (2018). En color rosado los límites del campo de lava obtenidos en este proyecto..... 98

Figura. 5.2. Ubicación de las alertas termales del 16 de junio de 2018 en el flanco norte del volcán Fernandina (Fuente: FIRMS – NASA). Las anomalías están representadas por los recuadros rojos y se ubican a lo largo de todo el campo de lava. La información en la tabla de la derecha corresponde a las tres alertas dentro del círculo amarillo, el zoom muestra una ampliación a la fecha y hora registradas. La hora está expresada en tiempo de Ecuador continental EC (EC=Tiempo de Galápagos + 1h, 14h54). Se registra la misma hora en todas las alertas termales. 102

Figura. 5.3. Datos de amplitud sísmica en ventanas de 1 minuto registrados por las estaciones FER 1 en **(A)** y FER2 en **(B)**, del 15 al 20 de junio de 2018 (cortesía de: Stephen Hernández, IG-EPN). Las señales están filtradas entre 0.5 – 2 Hz (color azul), 1 – 8 Hz (color rojo) y 3 – 12 Hz (color amarillo). En **(A)** se señala el enjambre sísmico pre-eruptivo, el inicio de la erupción a las 17h15 en Tiempo Universal Coordinado (UTC) y el tremor volcánico con las cuatro fases propuestas. (Tiempo Galápagos TG = UTC – 6 h). La Fase 4 se delimita

hasta el fin de la erupción. En **(C)** el mapa del volcán Fernandina señalando la ubicación de las erupciones recientes de 2017, 2018 y 2020, junto con las estaciones sísmicas FER1 y FER2 al noroccidente y suroccidente, respectivamente (tomado y modificado de Vasconez et al., 2022)..... 103

Figura. 5.4. Relación de amplitud entre FER1 / FER2 durante el 16 de junio de 2018. Las líneas sólidas indican la tendencia general de la Fase 1 y las discontinuas la tendencia para la Fase 2. En color azul la relación FER1/FER2 con el filtro entre 0.5 – 2 Hz y en color rojo la relación FER1/FER2 con el filtro entre 1 – 8 Hz. El área sombreada en rojo contiene los datos confiables y el área sombreada en azul los datos no confiables por la señal/ruido baja registrada por FER2. (Gráfico cortesía de: Stephen Hernández, IG-EPN). 104

Figura. 5.5. Conjunto de fotografías de la erupción de Fernandina 2018 capturadas durante el 16 de junio de 2018. (Imágenes tomadas de la página oficial de Facebook del Parque Nacional Galápagos. A, B y D créditos: Dr. Marcelo Izquierdo – Yate la Pinta. C créditos: guía naturalista Sabina Estupiñan). 105

Figura. 5.6. Modelo de fases de la dinámica de la erupción de 2018 del volcán Fernandina. A la izquierda, la Fase 1 asociada a la apertura de las fisuras eruptivas y actividad simultánea de los centros eruptivos de donde se emiten los primeros flujos de lava pāhoehoe a una tasa de efusión baja. A la derecha, la Fase 2 asociada a la emisión de flujos de lava ‘a‘ā a una mayor tasa de efusión que alcanzan la orilla del mar en aproximadamente 3 horas después del inicio de la erupción..... 108

Figura. 5.7. Modelo de fases de la dinámica de la erupción de 2018 del volcán Fernandina. A la izquierda, la Fase 3 asociada a la etapa de construcción del sistema de flujo canalizado. A la derecha, se muestra la Fase 4 en donde el sistema de flujo canalizado ha madurado y se ha estabilizado tras procesos complejos de acreción y desbordamientos de lava. Este gráfico muestra la configuración final de emplazamiento de los depósitos. (*PTL = pāhoehoe transicional liso*). 110

Figura. 5.8. Mapa de la distribución final de fases de la dinámica eruptiva propuesta para la erupción de Fernandina 2018. 111

Figura. 5.9. Datos de viscosidad de flujos de lava basálticos en erupciones ocurridas en diferentes partes del mundo. La región sombreada de color morado representa el rango de viscosidades obtenido en este trabajo (Modificado de Belousov y Belousova, 2018)..... 112

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Lista de muestras analizadas con el equipo de medición de densidad envolvente Geopyc™ 1360. 46

Tabla 2. Resultados de las mediciones de perímetro, área, espesor y volumen total de las zonas y el campo de lava. (Las Zonas 1-10 corresponden al mapa de la Fig. 3.4 de la Sección 3.3 y son las mismas zonas de la Fig. 4.2.)..... 56

Tabla 3. Resultados de las mediciones de densidad envolvente y resultados de vesicularidad de las muestras de lava pāhoehoe de Fernandina 2018. Las muestras están ordenadas desde las más distales a las más proximales a las fisuras. La densidad envolvente y volumen son valores reportados automáticamente por el equipo GeoPyc™ 1360. En el código, los literales a, b, c, d son submuestras. 83

Tabla 4. Resultados de las mediciones de densidad envolvente y resultados de vesicularidad de las muestras de lava ‘a‘ā de Fernandina 2018. Las muestras están ordenadas desde las más distales a las más proximales a las fisuras. La densidad envolvente y volumen son valores reportados automáticamente por el equipo GeoPyc™ 1360. En el código, los literales a, b, c son submuestras. 84

Tabla 5. Resultados de volumen denso, masa de magma, magnitud e intensidad de la erupción de Fernandina 2018.	85
Tabla 6. Síntesis de la petrografía de las muestras de lava ‘a‘ā y pāhoehoe analizadas. Todas las muestras tienen una textura porfirítica, hipocristalina con fenocristales de Plagioclasa (Pl), Ortopiroxeno (Opx), Clinopiroxeno (Cpx) y Olivino (Ol) dispuestos en una matriz vítrea /microcristalina y microlitos de plagioclasa. Las muestras están ordenadas desde la más distal hasta la más proximal a las fisuras eruptivas.	87
Tabla 7. Flujo distal considerado como un solo depósito: parámetros reológicos, morfológicos y dinámicos calculados en todo el lóbulo distal del campo de lava y las constantes físicas utilizadas.	94
Tabla 8. Unidad basal: parámetros morfológicos, reológicos y dinámicos.	95
Tabla 9. Flujo central canalizado: parámetros morfológicos, reológicos y dinámicos.	96
Tabla 10. Nuevos datos de la erupción de 2018 del volcán Fernandina, comparación entre la información más reciente y el presente trabajo. Los parámetros calculados por Vásconez et al. (2018) se basan en la información obtenida a partir de imágenes satelitales y de la bibliografía existente, asumiendo un error de espesor de $\pm 50\%$, una densidad de roca de 3000 kg/m^3 y un 25% de espacios vacíos para todo el depósito según Rowland et al. (2003).	99
Tabla 11. Tabla comparativa que resume los parámetros reológicos y dinámicos obtenidos del presente trabajo (para la porción distal del campo de lava) y las estimaciones realizadas en otros flujos de lava basálticos con características similares según los autores Calderón (2022), Bernard et al. (2019) y Chevrel et al. (2013).	113
Tabla 12. Resumen de la dinámica eruptiva propuesta para las Fases 2 - 3 y los parámetros reológicos correspondientes obtenidos según el planteamiento (2).	115

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO I: PROCEDIMIENTO PARA LA OBTENCIÓN DE LA CARTOGRAFÍA DEL ALTA RESOLUCIÓN	130
ANEXO II: ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES	142
ANEXO III: PROCEDIMIENTO PARA LA OBTENCIÓN DE LA DENSIDAD ENVOLVENTE	153
ANEXO IV: ANÁLISIS GEOQUÍMICO EN ROCA TOTAL	155
ANEXO V: ESTIMACIÓN DE LOS PARÁMETROS REOLÓGICOS Y DINÁMICOS: PROCEDIMIENTO PARA LA OBTENCIÓN DE LA PROFUNDIDAD, ANCHO, PENDIENTE Y ERRORES DE LOS PARÁMETROS.	156
ANEXO VI: MEDICIONES MORFOLÓGICAS Y PARÁMETROS REOLÓGICOS.....	160
ANEXO VII: CARTOGRAFÍA DE ALTA RESOLUCIÓN DEL CAMPO DE LAVA DE LA ERUPCIÓN DE 2018 DEL VOLCÁN FERNANDINA, ISLAS GALÁPAGOS	178
ANEXO VIII: MEDIDAS DE DENSIDAD Y VESICULARIDAD DE LAS MUESTRAS DE ESCORIA.....	179

RESUMEN

El volcán Fernandina es una isla volcán prístina e inhabitada ubicada a ~1200 km al occidente de las costas del Ecuador. Es el volcán tipo escudo más occidental y activo del Archipiélago de Galápagos con al menos 28 erupciones históricas registradas durante los últimos 200 años. El 16 de junio de 2018 Fernandina erupcionó a partir de fisuras radiales ubicadas en el flanco norte del volcán. La erupción duró alrededor de 2 días y los flujos de lava alcanzaron el mar en aproximadamente 3 h después del inicio de la erupción.

Con un vehículo aéreo no tripulado se tomaron imágenes aéreas de todo el campo de lava en marzo de 2021. Estas fueron procesadas y permitieron cartografiar, en alta resolución (3-8 cm/px), los límites y estructuras internas del campo de lava. Se realizaron medidas precisas a lo largo de todo el depósito. Se identificó que la erupción se produjo a partir de dos fisuras radiales orientadas N/S, ubicadas a ~1000 y ~725 m sobre el nivel del mar. La fisura más alta alcanzó una longitud de ~700 m; mientras que la segunda se extendió ~1930 m sobre el flanco del volcán. Se estimó que el flujo de lava alcanzó una longitud total de ~4930 m y cubrió un área de 1.80 km² con un espesor promedio de 2.94 ± 1.50 m. El volumen total del depósito es de $5.29 \pm 2.74 \times 10^6$ m³ y el volumen denso de $3.32 \pm 1.72 \times 10^6$ m³ (valor obtenido en base a medidas de densidad de muestras de roca). Estos resultados mejoran el conocimiento sobre esta erupción. El análisis petrográfico y químico muestra que las rocas son basaltos toleíticos ricos en plagioclasa cuya composición química es bastante homogénea (%SiO₂ = 48.24 ± 0.26). Esto permite realizar un estudio reológico longitudinal basado en la morfología.

Las evidencias morfológicas de los depósitos asociadas al tremor volcánico registrado por las estaciones sísmicas, sugieren que la emisión del flujo de lava estuvo caracterizada por al menos 4 fases y que evolucionó a un sistema de flujo canalizado alimentado por flujos de lava 'a'ā. En la zona distal aflora una unidad basal correspondiente a los levees iniciales formados a ambos lados de un canal central. Los parámetros reológicos-dinámicos fueron estimados a lo largo de esta porción distal bajo el planteamiento de dos escenarios: (1) asumiendo al lóbulo distal como un solo depósito, y (2) obteniendo la reología de la unidad basal y canal central por separado. Se determinó que la reología del planteamiento (2) es más consistente con la dinámica propuesta, en donde la viscosidad de $4.6 \pm 0.5 \times 10^4$ Pa.s y alta tasa de efusión (67.2 ± 7.6 m³/s) de la unidad basal es la que permite que los flujos de lava alcancen rápidamente la orilla del mar. En cambio, el canal central, cuya tasa de efusión (45.4 ± 5.2 m³/s) es menor, se asocia a la fase madura del sistema canalizado. La viscosidad del canal central ($2.5 \pm 0.3 \times 10^4$ Pa.s) es menor que la de la unidad basal, sin embargo, la fuente de error en este parámetro posiblemente se debe a la falta de estimaciones precisas de la profundidad máxima del canal.

ABSTRACT

Fernandina volcano is a pristine, uninhabited island located ~1,200 km west of the coast of Ecuador. Is the westernmost and most active basaltic shield volcano in the Galapagos Archipelago, with at least 28 historical eruptions recorded in the last 200 years. On 16 June 2018, Fernandina erupted from radial fissures located on the northern flank. The eruption lasted around 2 days and lava flows reached the sea approximately 3 hours after the eruption began.

Aerial images of the entire lava field were taken with an unmanned aerial vehicle on march 2021. These were processed and used to map, at high resolution (3 - 8 cm/px), the boundaries and internal structures of the lava field. Precise measurements were made along the entire length of the deposit. The eruption originated from two radial fissures, with N/S orientation, located at ~1000 and ~725 m above sea level. The uppermost fissure reached a length of ~700 m; while the second fissure extended ~1930 m along the volcano's flank. The lava flow reached a total length of ~4930 m and covered an area of 1.80 km² with an average thickness of 2.94 ± 1.50 m. The total volume of the deposit is $5.29 \pm 2.74 \times 10^6$ m³ and the dense volume is $3.32 \pm 1.72 \times 10^6$ m³ (value obtained from density measurements on rock samples). These results improve the knowledge about this eruption. Petrographic and chemical analysis shows that the rocks are plagioclase-rich tholeiitic basalts whose chemical composition is quite homogeneous (%SiO₂ = 48.24 ± 0.26). This allows a longitudinal rheological study based on morphology.

Morphological evidence of deposits coupled with volcanic tremor recorded by seismic stations suggests that the lava emission was characterized by at least 4 phases and evolved into a channel-fed 'a'ā lava flow system. A basal unit corresponding to the initial levees appears on both sides of a central channel in the distal zone. Rheological-dynamic parameters were estimated along this distal part under the approach of two scenarios: (1) assuming that the distal lobe as a single deposit, and (2) obtaining the rheology of the basal unit and central channel separately. The rheology of scenario (2) is more consistent with the proposed dynamics, where the viscosity of $4.6 \pm 0.5 \times 10^4$ Pa.s and high effusion rate (67.2 ± 7.6 m³/s) of the basal unit is what allowed lava flows to reach the ocean rapidly. In contrast, the central channel, whose effusion rate is lower (45.4 ± 5.2 m³/s), is associated with the mature phase of the channelized system. The viscosity of the central channel ($2.5 \pm 0.3 \times 10^4$ Pa.s) is lower than the viscosity of the basal unit, however, the source of error in this parameter is possibly due to the lack of accurate estimates of the maximum depth of the channel.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

Las Islas Galápagos, ubicadas en el Océano Pacífico a ~1000 km al occidente de las costas del Ecuador, comprenden una de las regiones volcánicas más activas relacionadas a un punto caliente (McBirney y Williams, 1969; Simkin y Howard, 1970; Simkin, 1984). Desde ~1920 la frecuencia eruptiva en las Galápagos es (en promedio) de 5 erupciones por década (Global Volcanism Program, 2013; Bernard et al., 2019). Dentro de este contexto, Fernandina es el volcán más occidental y activo del archipiélago por encontrarse más cerca del centro del punto caliente de Galápagos (Allan y Simkin, 2000; Kurz et al., 2014). Se han observado al menos 28 erupciones históricas desde el año 1813; incluyendo las más recientes de los años 2017, 2018 y 2020 (Global Volcanism Program, 2013; Vasconez et al., 2018; Ramon et al., 2021; Vasconez et al. 2022).

El volcán Fernandina, denominado también como volcán “La Cumbre”, es una isla volcánica prístina e inhabitada con una altura máxima de 1476 m sobre el nivel del mar y una superficie aproximada de 32 x 24 km (Allan y Simkin, 2000). Su actividad volcánica incluye erupciones a través de fisuras (radiales y circunferenciales) en los flancos y dentro de la caldera (Chadwick y Howard, 1991; Ramon et al., 2011; Bagnardi et al., 2013; Chestler y Grosfils, 2013). Su patrón de fisuras es el más desarrollado y evidente de todos los volcanes del archipiélago (Chadwick y Howard, 1991). Se han registrado algunos eventos históricos como, por ejemplo, el famoso colapso de ~300 m de la caldera considerado uno de los hundimientos más representativos en un volcán basáltico (Simkin y Howard, 1970; Filson et al., 1973) después del más grande colapso de ~500 m de la caldera del volcán Kīlauea en 2018 (Anderson et al., 2019). Estas son algunas de las características que han hecho del volcán Fernandina un foco de investigaciones muy importante en el campo de la Vulcanología.

1.2. Justificativos

1.2.1. Justificación teórica

La actividad eruptiva reciente de Fernandina ha sido ampliamente analizada a través de la aplicación de herramientas de monitoreo remoto y teledetección (por ejemplo: Rowland y Munro, 1992; Jonsson et al. 1999; Geist et al. 2006; Chadwick et al., 2011; Vasconez et al., 2018; Vasconez et al. 2022). Esto se debe principalmente a la ubicación remota de la isla y a

las difíciles condiciones de trabajo en este terreno (Rowland y Munro, 1992). Por otro lado, existen pocos estudios geoquímicos y petrológicos (por ejemplo: White et al., 1993; Allan y Simkin, 2000) y casi ningún estudio cuantitativo de alta resolución de las características físicas de los productos eruptivos (Simkin y Howard, 1970). Aunque, cabe destacar el trabajo de Rowland (1996) quien determina, mediante un sistema de radar y fotografías aéreas, la distribución de las pendientes, espesor y volumen de los flujos de lava de casi todo el volcán con una resolución espacial de ~10 m; y el trabajo de Rowland et al. (2003) quienes utilizan datos de teledetección y modelización numérica de flujos de lava para determinar las características cuantitativas de las erupciones de Fernandina de 1995 y Cerro Azul de 1998. Por tal motivo, es imprescindible complementar los datos geoquímicos, petrológicos y vulcano-físicos para mejorar el entendimiento de la dinámica eruptiva del volcán, del sistema de fisuras, la descarga magmática, la reología de los flujos de lava, etc., y facilitar el desarrollo de futuros estudios que basan su aplicación en la recopilación de información cuantitativa relacionada. Adicionalmente, un estudio como este serviría como una línea base para futuras investigaciones en regiones con condiciones similares al de la Isla Fernandina.

1.2.2. Justificación metodológica

Durante una erupción volcánica, los cambios topográficos son rápidos e implican variaciones tanto verticales como planimétricas de milímetros a metros. Por tanto, obtener Modelos Digitales de Elevación (MDEs) de alta resolución espacial de flujos de lava es de mucho interés cuando se trata de cartografiar a detalle las características volcánicas. Entre la amplia gama de métodos terrestres y aéreos disponibles para recolectar datos topográficos, el uso de Vehículos Aéreos No Tripulados (VANTs) es de mucha utilidad porque permite recoger datos a escala centimétrica con un bajo costo y mínimo riesgo para el personal (Fornaciai et al., 2017; Favalli et al., 2018).

El presente proyecto pretende aplicar una metodología que permita cartografiar a detalle los productos de la erupción del 2018 del volcán Fernandina. Para esto, se utilizará como base los fundamentos metodológicos de Favalli et al., (2018) y, a partir del procesamiento de imágenes aéreas tomadas con un VANT, obtener ortofotos y un modelo digital de elevación de alta resolución (<10 cm/píxel). Esto permitirá identificar con precisión algunas características de los productos volcánicos y producir un mapa con las principales estructuras del flujo. Adicionalmente, se podrá calcular, mediante el uso de un Sistema de Información Geográfica (Q-GIS), datos morfológicos como: espesor, pendiente, longitud, área y volumen de los depósitos.

Adicionalmente, este trabajo propone completar la información actual disponible sobre las características vulcano-físicas, geoquímicas y petrográficas del volcán Fernandina para aportar al entendimiento sobre su dinamismo eruptivo, sistema de fisuras y reología de los flujos de lava. Para ello, con las muestras de roca previamente recolectadas, se aplicarán técnicas de laboratorio (por ejemplo: picnometría de Helio) para obtener medidas de densidad y calcular el equivalente de roca densa (DRE) y la vesicularidad de las rocas. Para el análisis petrográfico, se realizará una breve descripción de las texturas y características mineralógicas en láminas delgadas observadas bajo microscopio petrográfico. El estudio geoquímico incluirá el análisis de elementos mayores y trazas para determinar la composición química de las muestras de Fernandina. Finalmente, en base a las dimensiones morfológicas del flujo de lava emitido durante la erupción, se estimarán parámetros reológicos y dinámicos por medio de la aplicación de modelos preexistentes. Los datos servirán como insumos para futuras investigaciones sobre simulaciones numéricas de flujos de lava que permitan evaluar el peligro volcánico (Kelfoun y Vallejo Vargas, 2016; Chevrel et al., 2018; Harris et al., 2019).

1.2.3. Justificación práctica

Las Islas Galápagos son reconocidas por su belleza natural, diversidad de ambientes y por las especies endémicas que las habitan. Su flora y fauna única en el mundo contribuyeron al desarrollo de la teoría de selección natural de Charles Darwin durante su visita a las islas en 1835 (Simkin y Howard, 1970; Dirección del Parque Nacional Galápagos [DPNG], s.f.a). Desde esta perspectiva, la especie más representativa del archipiélago es la tortuga gigante (*Chelonoidis spp*). Se han identificado 15 taxones de tortugas gigantes en las islas de los cuales 2 están extintos en las islas Floreana y Pinta a causa de la depredación por piratas y balleneros durante los siglos XVIII y XIX (Poulakakis et al., 2008; Galapagos Conservancy, 2018).

Recientemente, la Isla Fernandina era considerada como una de las pocas islas occidentales de las Galápagos con ausencia de tortugas gigantes (Kurz et al., 2014). Sin embargo, en febrero de 2019, durante una expedición científica, se encontró una especie de tortuga gigante genéticamente similar a la que se creía extinta hace más de 100 años: la tortuga de Fernandina (*Chelonoidis phantasticus*) (DPNG, s.f.b; BBC, 2021). Se trata de una tortuga hembra adulta que probablemente tiene más de 112 años. Este hallazgo ha reavivado las esperanzas de restaurar la colonia de tortugas gigantes en la isla y crea la necesidad de identificar las regiones con menor actividad volcánica para buscar y rescatar a otros posibles ejemplares que puedan verse afectados por las erupciones.

Otras especies endémicas habitan en Fernandina como, por ejemplo: la rata de arroz (*N. narboroughi* y *N. fernandinae*) que fue considerada extinta según Dowler et al., (2000), el cormorán no volador (*Phalacrocorax harrisi*) (Travis et al., 2006) y la iguana terrestre (*Conolophus subcristatus*) de color amarillo marrón que habita generalmente cerca del cráter y en el flanco occidental del volcán (Kumar et al., 2020). Se estima que existen alrededor de 750 iguanas terrestres en Fernandina y se la considera una población estable ya que no existen especies exóticas invasoras que compitan por los mismos recursos (Kumar et al., 2020). Sin embargo, las erupciones volcánicas representan una importante amenaza sobre todo para las iguanas hembras que anidan dentro del cráter del volcán (Werner, 1983; Kumar et al., 2020). Se han documentado grandes eventos de mortalidad de estas especies a causa de las erupciones en donde la mortalidad de las hembras fluctúa cada 10 a 15 años (de Roy, 1995).

Por lo expuesto anteriormente y debido a que las erupciones volcánicas son la mayor amenaza que presentan las especies autóctonas de la isla, es importante la evaluación del peligro volcánico. Por tal motivo, este trabajo pretende proveer de datos (parámetros reológicos) que sirvan como información necesaria para crear modelos que simulen el avance y comportamiento de los flujos de lava durante una erupción volcánica. Se han publicado algunos trabajos de simulaciones numéricas en otros volcanes del mundo y han mostrado muy buenos resultados (por ejemplo: Kelfoun y Vallejo Vargas, 2016; Chevrel et al., 2018; Harris et al., 2019). El desarrollo de estos estudios permitiría crear mapas de peligro volcánico que ayudarán a las autoridades de la DPNG y a otros organismos pertinentes a tomar decisiones en miras hacia la conservación de las especies. Esto también impulsará el avance de las investigaciones científicas y posiblemente el desarrollo de actividades turísticas alrededor de la isla.

1.3. Hipótesis

Las características estructurales y morfométricas de un flujo de lava, que depende del volumen emitido, de la tasa de descarga y de las propiedades reológicas de la lava, deben ser bien conocidas para contribuir a los modelos que simulan el avance y comportamiento de los flujos de lava durante una erupción volcánica.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General

Obtener datos cuantitativos de alta resolución espacial de las características físicas, geoquímicas y petrográficas de los productos de la erupción del 16 de junio de 2018 del volcán Fernandina.

1.4.2. Objetivos específicos

- Obtener ortofotos y modelos digitales de elevación de alta resolución a través del procesamiento de imágenes aéreas.
- Realizar la cartografía detallada de los depósitos de lava, fisuras eruptivas y otros productos de la erupción de 2018 del volcán Fernandina describiendo su morfología y estructuras asociadas.
- Estimar parámetros reológicos del flujo de lava (viscosidad, límite elástico) y dinámicos (velocidad, tasa de descarga) por medio del cálculo de datos morfológicos (pendiente, longitud, espesor, ancho) obtenidos del procesamiento y análisis de imágenes aéreas.
- Analizar las características físicas, geoquímicas y petrográficas de los productos volcánicos emitidos durante la erupción.
- Comparar los datos obtenidos con los datos geofísicos recolectados por el IG-EPN y otras publicaciones científicas sobre las erupciones recientes del volcán Fernandina.
- Reinterpretar, con base en los resultados obtenidos en este trabajo, los datos geofísicos existentes.
- Proveer datos sobre parámetros reológicos que sirvan como información preliminar para el desarrollo de simulaciones numéricas (esas simulaciones no se realizarán en este estudio).

1.5. Zona de estudio

Fernandina es una isla volcán ubicada en la parte más occidental del Archipiélago de Galápagos (coordenadas WGS84/ UTM Zona 15S; X:661362.7, Y:9959090.7) (Fig. 1.1) el cual se encuentra aproximadamente a 1000 km de las costas del Ecuador. Es un volcán basáltico tipo escudo con una gran caldera en la cumbre. Su altura máxima alcanza los 1476 m snm (sobre el nivel del mar) y tiene una superficie aproximada de 32 x 24 km (Chadwick et al., 1991; Feighner y Richards, 1994).

La erupción del 2018 ocurrió en el flanco norte del volcán a partir de dos fisuras radiales, la más alta está ubicada a ~1620 m colina abajo desde el borde de la caldera, y es en esta zona donde se centra el objeto de estudio (Fig. 1.1). El 16 de junio de 2018, la red de monitoreo sísmico del IG-EPN (Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional), empezó a registrar a partir de las 14h37 UTC (Tiempo Universal Coordinado) una agitación sísmica con un total de 9 sismos en 2h y 38 min. Durante este período el evento más grande tuvo una magnitud de 4.2 ML. Pocas horas después, a las 17h15 UTC la erupción habría iniciado con emisiones de flujos de lava y una extensa nube de gas con poca cantidad de ceniza. La actividad volcánica fue relativamente corta (duración de 2 días) y particular ya que, en poco tiempo, los flujos de lava alcanzaron la costa norte ingresando al mar (IG-EPN, 2018; Vasconez et al., 2018; IG-EPN, 2018; Vasconez et al., 2022).

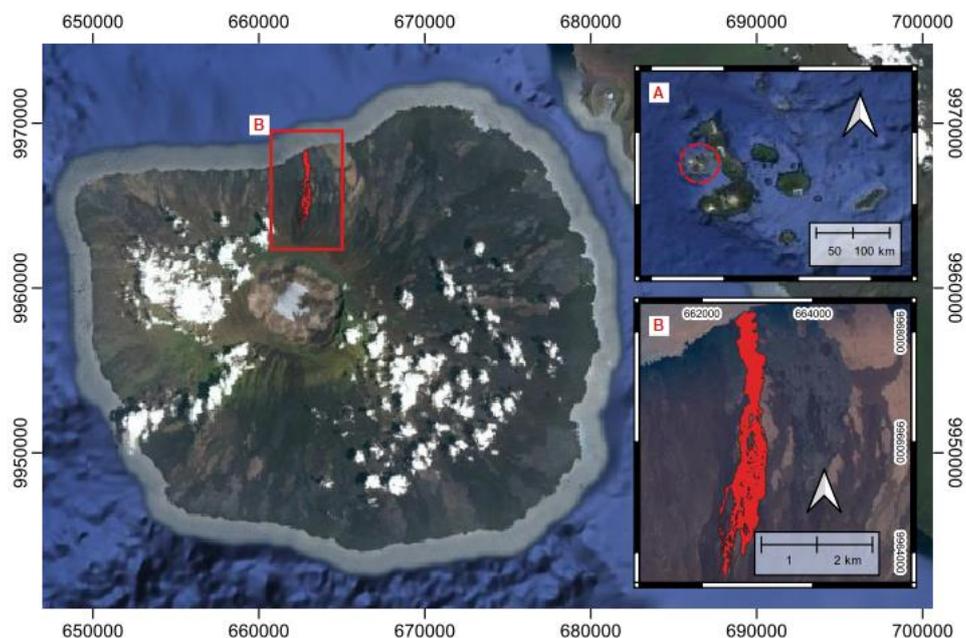


Figura. 1.1. Mapa del volcán Fernandina y la ubicación de la zona de estudio. **(A)** Representa la ubicación geográfica de la Isla Fernandina con respecto a todo el Archipiélago de Galápagos. **(B)** Muestra un acercamiento a la zona de estudio correspondiente al campo de lava de la erupción de 2018. En esta figura se representan los límites del campo de lava obtenidos en este proyecto producto del trabajo cartográfico. (Modificado de Google Earth).

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1. Contexto geodinámico

Las Islas Galápagos deben su origen volcánico al ascenso de magma con tasas anómalamente altas desde el manto de la Tierra (DePaolo y Manga, 2003). A este tipo de anomalía se le conoce como punto caliente (“*hot spot*”) y son zonas que permanecen fijas en el manto durante un largo período de tiempo. Posiblemente, la actividad del punto caliente de Galápagos inició hace aproximadamente 100 a 75 Ma, entre mediados y finales del Cretácico (Hargraves, 1984).

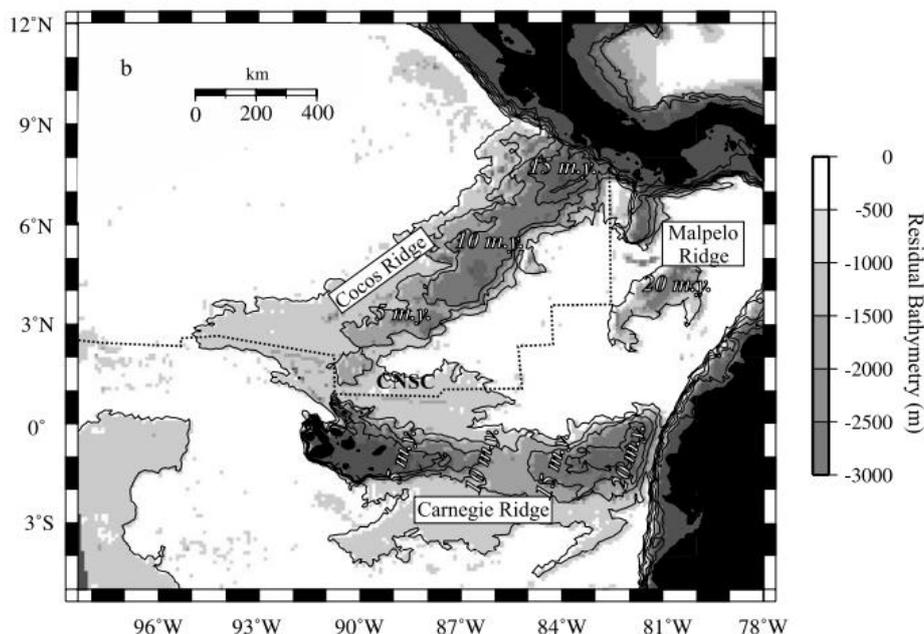


Figura. 2.1. Mapa batimétrico de la Provincia Volcánica de Galápagos en donde se observa la configuración actual de sus características tectónicas y geológicas. Las cordilleras submarinas de Carnegie, Cocos y Malpeo están descritas con sus respectivas edades. La línea punteada representa la dorsal de Cocos-Nazca (CNSC). Tomado de (Sallarès y Charvis, 2003).

El archipiélago de Galápagos está actualmente ubicado al sur de la dorsal Cocos-Nazca (CNSC por sus siglas en inglés, también conocida como dorsal de Galápagos) (Fig. 2.1) la cual representa el límite donde estas dos placas tectónicas se separan. La dorsal se formó hace aproximadamente 23 Ma cuando la placa de Farallón se fragmentó debido a la migración de una zona de fractura preexistente sobre el punto caliente (Handschumacher, 1976). La placa de Cocos, ubicada al norte de la dorsal, se mueve hacia el noreste (~N41°E) con una

velocidad de ~83 km/Ma; mientras que, la placa de Nazca, al sur, tiene una tendencia de movimiento hacia el Este lo que produce una subducción casi perpendicular por debajo de la placa Sudamericana a una velocidad de ~58 km/Ma (Freymueller et al., 1993; Trenkamp et al., 2002). Estas placas tectónicas junto con la interacción de movimiento hacia el Oeste de la placa del Pacífico, juegan un papel fundamental en la tectónica de Galápagos.

La interacción entre la dorsal Cocos-Nazca y el punto caliente de Galápagos comenzó hace ~23 Ma de acuerdo con la mayoría de reconstrucciones tectónicas que se han realizado durante los últimos años (Hey, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Barckhausen et al., 2001). Evidencias de esta interacción son las dorsales asísmicas de Cocos y Carnegie y sus montañas submarinas asociadas (Fig.2.1) (Holden y Dietz, 1972; Hey, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Wilson y Hey, 1995). La evolución tectónica global de las Islas ha sido caracterizada por una serie de saltos de la dorsal CNSC sugiriendo que este centro de expansión ha estado en constante movimiento respecto al punto caliente desde su apertura (Hey, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Wilson y Hey, 1995; Barckhausen et al., 2001). Las interpretaciones de los datos de anomalías magnéticas del piso oceánico más antiguo creado en la Dorsal Cocos-Nazca, revelan que entre ~23 Ma y ~20 Ma la dorsal estaba orientada en sentido ~N45°E y su velocidad de propagación total era significativamente mayor que la observada en la actualidad (Meschede et al., 1998). La historia desde hace ~20 Ma hasta la actualidad se encuentra mejor descrita por Sallarès & Charvis (2003), quienes por medio de estimaciones del espesor de la corteza interpretan la ubicación relativa del punto caliente de Galápagos con respecto al centro de expansión Cocos-Nazca. De esta manera proponen un escenario de evolución en los siguientes períodos de tiempo (Fig. 2.2):

Hace ~20 Ma: un importante salto en la dorsal cambió la geometría y orientación del CNSC de ~N45°E a ~N75°E ubicándolo justo por encima del punto caliente de Galápagos. A este tiempo, la dorsal ya estaba moviéndose hacia el norte con respecto al punto caliente a una velocidad relativamente menor que la mitad de la tasa de expansión. La interacción entre la dorsal y el punto caliente produjo la formación de una corteza oceánica gruesa con centro en la dorsal. Posteriormente, debido a las fuerzas de extensión del fondo oceánico y a las componentes de movimiento NE y E de las placas de Cocos y Nazca respectivamente, (esta última controlada por la componente Este de la dorsal del Pacífico y por la paleo subducción de Nazca), el segmento norte y sur de dicha corteza oceánica engrosada se separaron formando las cordilleras asísmicas de Malpeo y Carnegie respectivamente. Por otro lado, para compensar el movimiento hacia el norte de la dorsal Cocos-Nazca, se produjeron una serie de saltos de dorsal hacia el sur entre los 19.5 a 14.5 Ma. Sallarès & Charvis (2003) sugieren que estos fenómenos reflejan una reorganización tectónica global relacionada con las fuerzas de subducción de las placas de Cocos y Nazca.

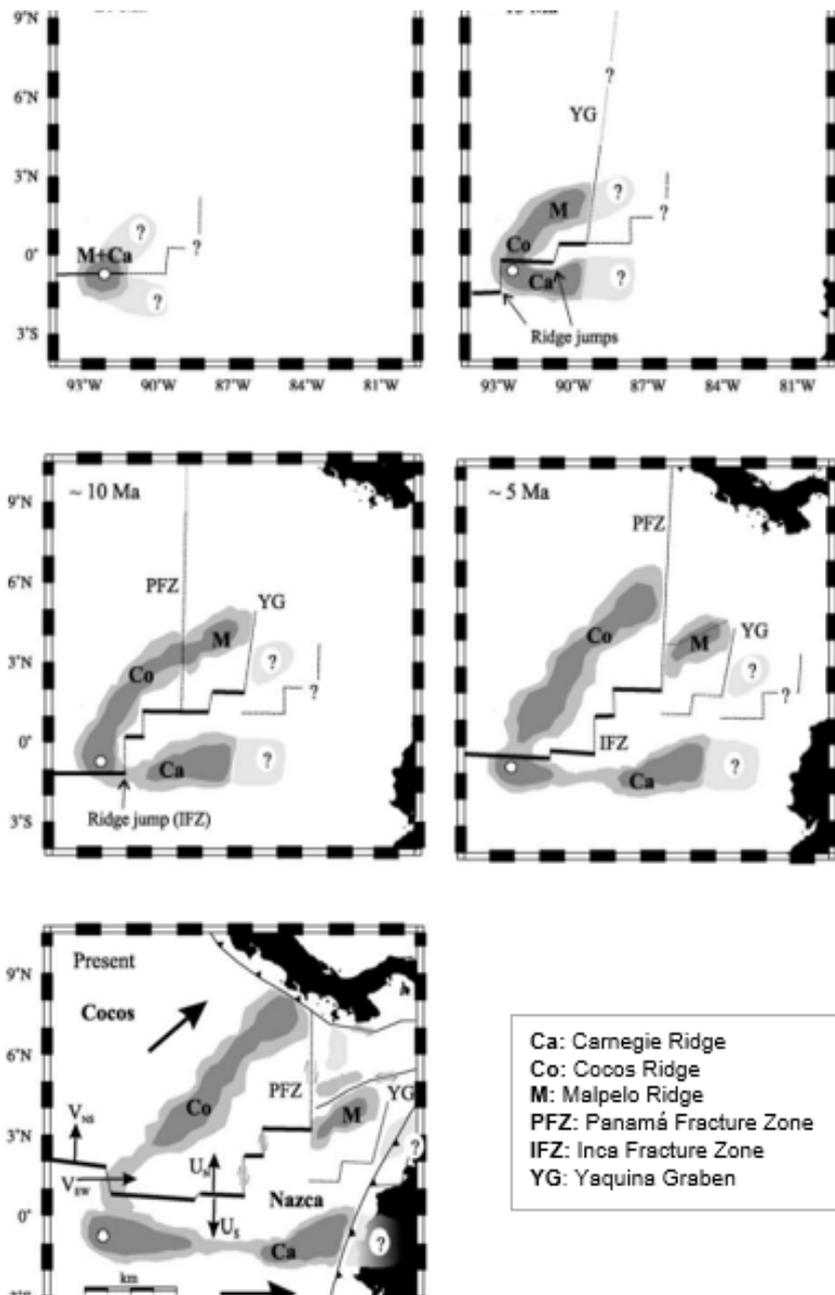


Figura. 2.2. Mapa de la evolución tectónica de Galápagos durante los últimos ~20 Ma. Las flechas UN y US indican la tendencia de la expansión oceánica de la dorsal CNSC. VNS: indica la migración de la dorsal CNSC con respecto al punto caliente (pequeño círculo blanco). VEW: representa la tendencia de movimiento E-W de la plataforma de Galápagos con respecto a Sudamérica, producto de la extensión oceánica de la dorsal del Pacífico. Modificado de (Sallarès & Charvis, 2003).

Hace ~15 Ma: durante esta etapa se produjo el último salto de dorsal (a los 14.5 Ma) el cual probablemente formó la Zona de Fractura Inca (Inca Fracture Zone: IFZ por sus siglas en inglés). A los 12 Ma, la IFZ se mueve por encima del punto caliente de oeste a este, provocando la separación de las cordilleras submarinas de Cocos y Carnegie a su distribución actual.

Hace ~10 Ma: el probable bloqueo de la subducción de la parte oriental de la placa de Cocos bajo América Central provocó la apertura de la Zona de Fractura de Panamá (PFZ por sus siglas en inglés). Mientras tanto, al oeste del PFZ, la subducción de la placa de Cocos, así como la extensión del suelo marino desde la dorsal y su migración hacia el norte, continuaron. Esto provocó la incorporación del bloque oriental a la placa de Nazca. Por otro lado, el movimiento dextral del PFZ dio como resultado la fragmentación de la cordillera asísmica de Cocos y la posterior deriva hacia el sur de la dorsal de Malpelo. Esta migración ocurrió de forma lenta ya que la parte sur del PFZ continuó como una falla de transformación menos activa porque la mayor parte de la extensión del suelo marino hacia el sur fue compensada por la migración de la dorsal Cocos-Nazca hacia el norte. Entre los 12 Ma y 7.5 Ma, la dorsal se movió hacia el punto caliente de Galápagos pasando por encima de éste y alejándose desde entonces hasta llegar a su ubicación actual.

Hace ~5 Ma: para entonces, de acuerdo con el gráfico de la Fig. 2.2, el IFZ ya había migrado hacia el este del punto caliente. Malpelo se separa por completo de la cordillera submarina de Cocos producto del movimiento dextral de la Zona de Fractura de Panamá y ubicándose en una orientación NE-SW respecto al punto caliente. Mientras que las cordilleras de Carnegie y Cocos mantienen una tendencia E y NE-SW respectivamente, en relación con el punto caliente.

En la actualidad: la compleja geometría tectónica de la provincia volcánica de Galápagos, ha ubicado a la dorsal Cocos-Nazca desde una posición directamente sobre el punto caliente hasta su ubicación actual a ~190 km al norte del mismo (Sallarès et al., 2005). Además, posiblemente la subducción de la dorsal de Cocos bajo Centroamérica es muy reciente (~2 Ma). Se cree que los vestigios más antiguos originados por la dorsal (entre 23 Ma y 20 Ma) si es que se formaron, debieron subducirse eventualmente bajo el Margen Sudamericano, entre 0° y 2°S siendo una probable continuación de la cordillera de Carnegie, y entre 2°N y 4°N como un bloque parecido al de Malpelo.

2.2. Volcanismo de las Islas Galápagos

En las Islas Galápagos, la actividad volcánica más intensa se registra en los volcanes occidentales, los cuales están más cerca del punto caliente. Varias investigaciones concuerdan con esta afirmación y ubican al punto caliente en las cercanías de la parte oeste de las islas Isabela y Fernandina (Fig. 2.3) (Kurz y Geist, 1999; Harpp y White, 2001; Hooft et al., 2003; Gibson y Geist, 2010; Vidito et al., 2013). Las edades en los volcanes del archipiélago siguen el patrón general de aumento de edad hacia el Este, de acuerdo con la dirección del movimiento de las placas sobre la pluma mantélica. Hacia el Oriente, la isla Española es la más antigua con una edad de ~3 Ma; le siguen Santa Fe y San Cristóbal con 2.7 Ma y 2.3 Ma, respectivamente (Harpp y Geist, 2019). Por el contrario, en los volcanes occidentales de las islas Isabela y Fernandina, se ha concentrado la mayor parte de las erupciones históricas (Harpp y Geist, 2019). A Isabela, se le atribuye una edad de formación entre 0.5 – 0.8 Ma (Geist et al., 2014), y a Fernandina, la isla más joven del archipiélago, una edad de ~32000 años según Kurz et al. (2014).

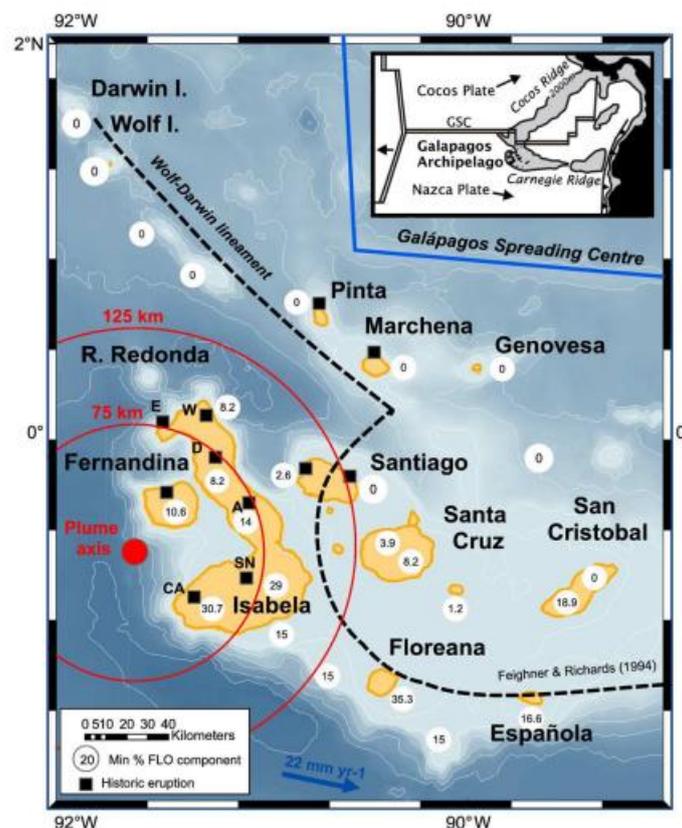


Figura. 2.3. Mapa de ubicación de las Islas Galápagos en relación con el centro de expansión Cocos-Nazca (CNSC), denominado también dorsal o centro de expansión de Galápagos (GSC por sus siglas en inglés). El punto rojo indica el eje de la pluma y las circunferencias rojas la distancia radial desde el centro del punto caliente. Los cuadrados sólidos de color negro hacen referencia al volcanismo activo reciente (Tomado de Gibson y Geist, 2010).

Además de la edad, existen notables diferencias entre los volcanes occidentales y orientales en cuanto a su morfología y composición del magma (Harpp y Geist, 2018). Los volcanes occidentales de las islas Isabela y Fernandina son grandes volcanes tipo escudo en forma de tazón invertido con pendientes más empinadas en los flancos intermedios. Tienen grandes calderas bien desarrolladas en cada una de sus cimas y patrones de fisuras eruptivas radiales y circunferenciales (Fig. 2.4) (McBirney y Williams, 1969; Chadwick y Howard, 1991; White et al., 1993). En contraste, los volcanes orientales tienen cumbres más bajas, pendientes más uniformes y carecen de grandes calderas, a excepción de Pinzón que, según Baitis y Lindstrom (1980), tiene una pequeña caldera de ~1500 m de diámetro. Por otro lado, las relaciones de Sm_n/Yb_n indican que el fundido magmático en los volcanes orientales proviene de una fuente a menor profundidad que en los volcanes occidentales. Además, los volcanes de la parte oriental presentan una mayor variación composicional en sus elementos mayores y traza con magmas más primitivos a diferencia de los volcanes occidentales que son relativamente más uniformes en composición (Harpp y Geist, 2018).

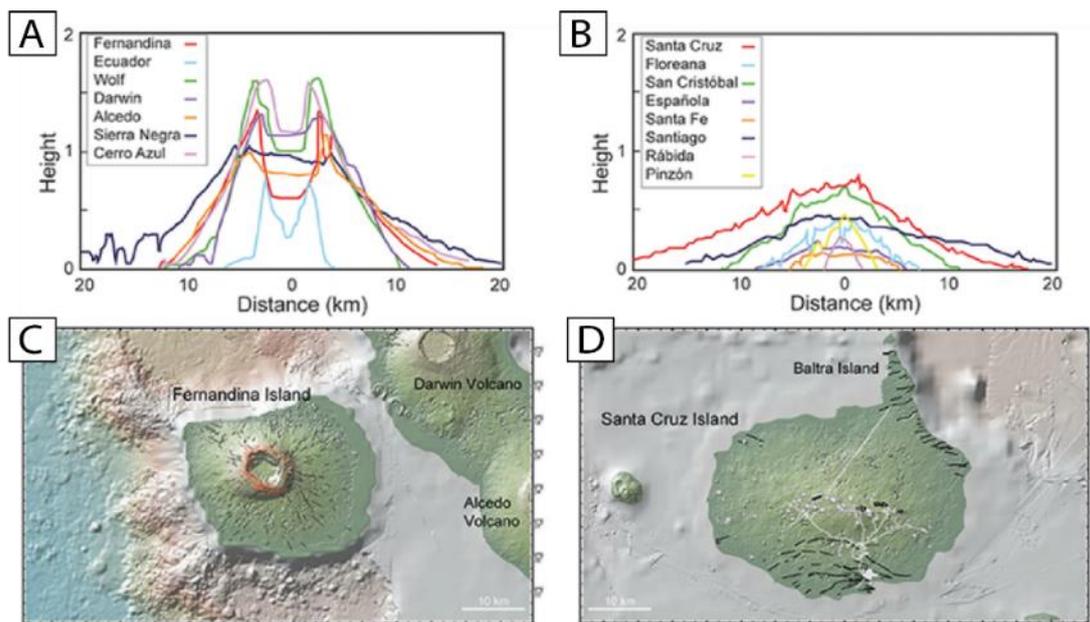


Figura. 2.4. Este conjunto de ilustraciones muestra algunas diferencias morfológicas entre los volcanes occidentales (columna izquierda A y C) y orientales (columna derecha B y D) de las Islas Galápagos. **(A)** Perfiles topográficos de los volcanes occidentales con sus características calderas profundas. **(B)** Perfiles topográficos de los volcanes orientales, los cuales no reflejan calderas diferenciadas. **(C)** Mapa de la Isla Fernandina en donde se distingue los patrones de fisuras radiales (líneas de color negro) y circunferenciales (curvas rojas). Nótese la amplia caldera orientada hacia el NW. **(D)** Mapa de la Isla Santa Cruz mostrando sus características estructurales: fallas (líneas negras) y conos de escoria (círculos grises). (Tomado de Harpp y Geist, 2018).

Estas y otras características han llevado a los autores Harpp y Geist (2018) a plantear la hipótesis de que los volcanes del este y del oeste se han formado en un entorno tectónico distinto influenciado por la ubicación relativa de la dorsal de Cocos-Nazca (CNSC) con respecto al punto caliente (Fig. 2.5).

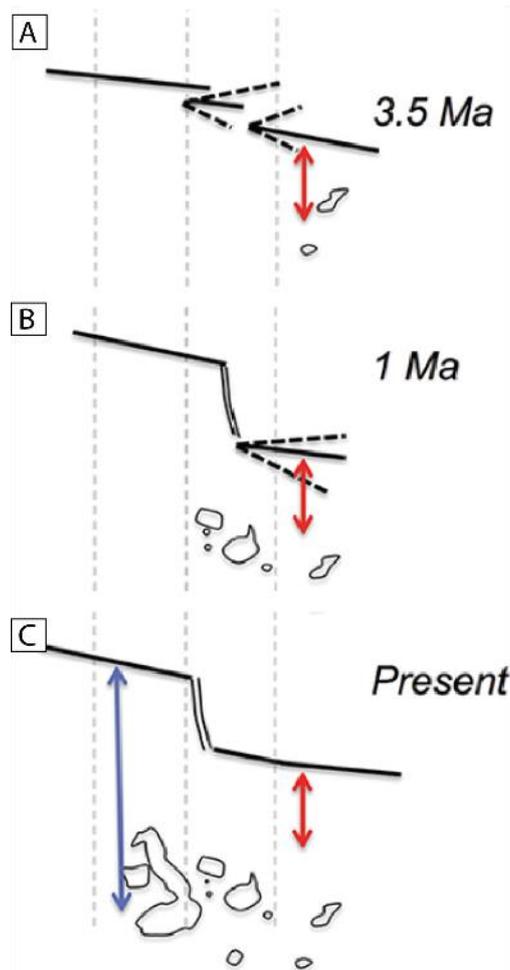


Figura. 2.5. Esquema de formación de las Islas Galápagos en relación con la evolución del punto caliente de Galápagos y la dorsal de Cocos-Nazca (CNSC) durante los últimos ~3.5 Ma. **(A)** Formación de las Islas San Cristóbal y Española. La línea roja representa la distancia entre la pluma y la dorsal CNSC (<100 km). **(B)** Hace 1 Ma, el salto hacia el sur del segmento oriental de la dorsal hace que el segmento occidental se aleje cada vez más del punto caliente mientras que la parte oriental estaba más cerca de la pluma al momento de la formación de las Islas Centrales (por ejemplo: Santiago, Rábida y Pinzón). **(C)** Ilustración donde la dorsal CNSC ha continuado migrando hacia el norte hasta su posición presente (la flecha azul indica la distancia actual entre la pluma y el CNSC). (Tomado de Harpp y Geist, 2018).

Indican que hace ~3 Ma, el CNSC estaba en una posición más cercana a la pluma a la vez que se encontraba migrando hacia el norte lo cual provocaría la abertura de la falla transformante a 90.5°W (Wilson y Hey, 1995; Mittelstaedt et al., 2012). En consecuencia, los volcanes orientales se formarían en un entorno cercano a la dorsal, en una litósfera

relativamente más delgada, con una tasa de suministro magmático más baja, posiblemente debido a la desviación del material de la pluma hacia el eje de la dorsal (Mittal y Richards, 2017; Cleary et al., 2020). Además, se construyeron a partir de cámaras magmáticas pequeñas y de corta duración, incapaces de soportar la formación de grandes calderas, conduciendo a la erupción de magmas más primitivos (Cleary et al. 2020). Las tensiones tectónicas a escala regional hicieron que el magma se dirigiera a lo largo de fisuras orientadas, lo cual es consistente con las estructuras E-W y NW-SE observadas en las islas Santa Cruz, Santiago, Santa Fe y Española, que han controlado sus morfologías. En cambio, durante los últimos 0.5 Ma los volcanes occidentales de Galápagos se han formado más lejos del CNSC con una mayor influencia de la pluma y no tanto de la dorsal. El mayor suministro de magma por la pluma promovió la construcción de grandes sistemas de reservorios magmáticos poco profundos y de larga duración dando lugar a la formación de calderas (Cleary et al., 2020). Según Stock et al. (2020) los reservorios en los volcanes occidentales pueden ser químicamente más diferenciados, sin embargo, el fenómeno de “*basalt flushing*” sería el responsable de la homogeneidad de las lavas en superficie. Esto quiere decir que grandes volúmenes de magmas máficos que provienen de zonas más profundas, reaccionan con menores proporciones de magmas evolucionados, manteniendo y homogenizando la composición química. Esto sumado a la ausencia de una fuerte influencia tectónica y a la presencia de una corteza más gruesa, ha favorecido la construcción de la morfología actual de los volcanes occidentales.

Sin embargo, explicar las variaciones geoquímicas observadas a lo largo de la plataforma de Galápagos responde a aspectos más complejos que han sido debatidos durante los últimos años. Harpp y White (2001), incorporan a su trabajo datos geoquímicos de estudios previos (por ejemplo: White et al., 1993; Kurz y Geist, 1999; Graham et al., 1993) para determinar las fuentes de los magmas responsables del volcanismo en Galápagos. Describen cuatro componentes (Fig. 2.6) del manto que son isotópicamente distintos:

- (1) **PLUME:** representa una fuente del manto enriquecido profundo y se interpreta como la parte más “pura” de la pluma. Predomina en los volcanes centrales occidentales (por ejemplo: Fernandina).
- (2) **FLO:** relacionado con una fuente de manto metasomatizado, como las lavas de Floreana. Es el miembro más enriquecido con elementos incompatibles.
- (3) **WD:** es el componente que presenta el menor rango de variación isotópica, pero tiene una elevada firma de Pb. Se presume que es el resultado de una heterogeneidad del manto de larga duración.

- (4) **DUM**: es la firma isotópica del manto superior empobrecido. Sin embargo, es difícil de distinguir si esta refleja una composición de N-MORB (composición clásica de las rocas de dorsales).

Los elementos (1), (2) y (3) descritos anteriormente son considerados propios de la pluma mantélica, mientras el que último miembro (4), es posiblemente la astenosfera poco profunda. Esto confirma el patrón de distribución composicional isotópica en forma de herradura orientado hacia el este con firmas geoquímicas empobrecidas en el centro y norte del archipiélago y firmas más enriquecidas a lo largo de la periferia oeste y sur (White y Hofmann, 1978; Geist et al., 1988; White et al., 1993). Villagómez et al. (2014) aportan a este modelo planteando la posibilidad de que los magmas empobrecidos observados en el centro y norte de las Galápagos sean el resultado de una zonación geoquímica en la pluma ascendente.

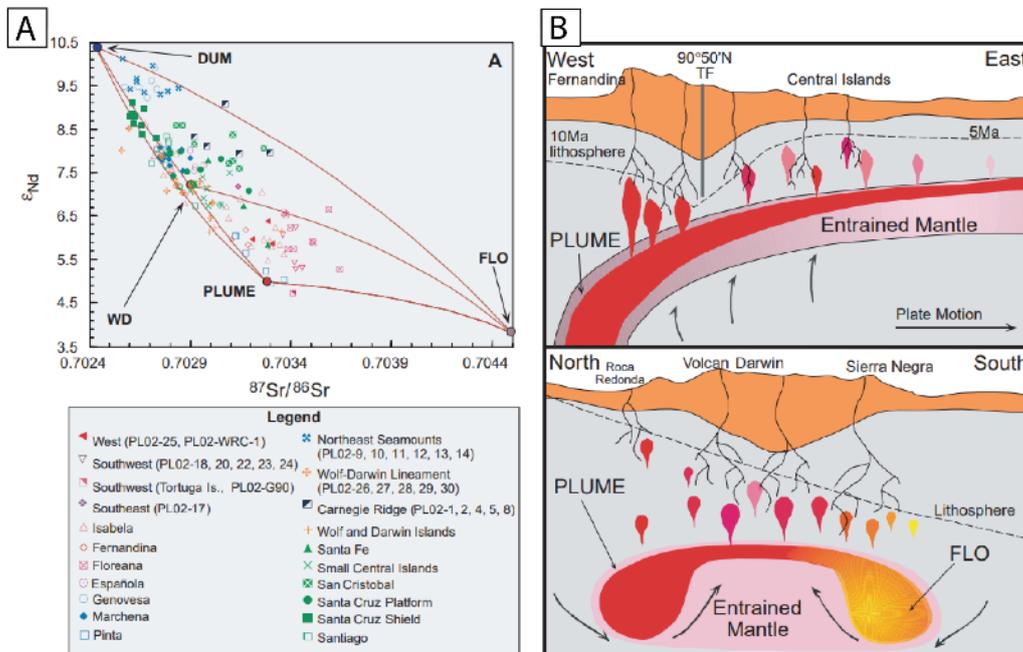


Figura. 2.6. (A) Diagrama que relaciona los parámetros isotópicos Nd vs Sr en donde se observan las líneas de mezcla de las composiciones PLUME, FLO, WD y DUM. **(B)** Esquema de la pluma de Galápagos en donde se muestran los diferentes campos geoquímicos: la zona de color amarillo representa el FLO, la parte gris el manto empobrecido circundante y la región rosada es el manto empobrecido arrastrado por la pluma. La línea punteada representa el espesor de la litósfera. (Tomado de Harpp y White, 2001).

2.3. Volcán Fernandina

El volcán Fernandina, también conocido como volcán “La Cumbre”, constituye la isla más occidental del Archipiélago de Galápagos. Está ubicado al occidente de la Isla Isabela aproximadamente a 1200 km de las costas del Ecuador. Comprende una extensa área de 768 km² y se eleva a 1476 m snm (Chadwick et al., 1991; Feighner y Richards, 1994).

Fernandina es un volcán basáltico tipo escudo que se caracteriza por ser una isla prístina, es decir, no alberga ningún asentamiento humano ni existen especies introducidas, lo que lo convierte en una zona de biodiversidad única.

2.3.1. Geología y morfología

Varios autores sugieren que Fernandina se ubica cerca del centro del punto caliente de Galápagos (Geist et al., 1988; White et al., 1993; Kurz y Geist, 1999; Harpp y White, 2001; Kurz et al., 2009) constituyéndose en el volcán más activo y joven de todo el archipiélago (Allan y Simkin, 2000; Chadwick et al., 2011). Se estima que, durante los últimos 1000 años, la tasa de erupción mínima en Fernandina ha sido de $0.0044 \text{ km}^3/\text{año}$ (Kurz et al., 2014).

Rowland (1996) realiza una descripción de los flujos de lava de Fernandina y les asigna edades relativas (clasificándolos en campos jóvenes, intermedios y antiguos) basadas en imágenes satelitales visibles y de radar, fotografías aéreas y relaciones de campo. Sin embargo, el reciente estudio de Kurz et al. (2014) ha detectado algunas inconsistencias en esas edades y presenta nuevos datos isotópicos de Helio de los flujos de lava superficiales. Determinan que los flujos más jóvenes tienen una edad máxima de 1000 años y abarcan una superficie de 358 km^2 con un volumen total acumulado de 4.4 km^3 . En imágenes satelitales, los campos de lava jóvenes se identifican por la ausencia total de vegetación y porque sus características han permanecido intactas sin señales de oxidación superficial. En cambio, los flujos superficiales más antiguos (por ejemplo: en la costa norte) son fácilmente identificables en imágenes satelitales y fotografías aéreas por la presencia de vegetación y superficies oxidadas de color marrón. Para estos flujos, Kurz et al. (2014) establecen una edad máxima de ~ 4300 años, lo que significa que todo el volcán ha sido recubierto por flujos de lava durante ese período. Por lo tanto, las nuevas edades de exposición muestran que Fernandina ha sido extremadamente activo en los últimos 4 a 5 Ka (Fig. 2.7), con una tasa de erupción comparable a la del volcán Kīlauea en Hawái.

De acuerdo con la clasificación morfológica de los volcanes escudo de Galápagos realizado por Mouginiis-Mark et al. (1996), Fernandina, junto con Cerro Azul y Wolf, pertenecen al subgrupo de Tipo 2. Estos se caracterizan por tener calderas profundas y flancos intermedios con inclinaciones $> 20^\circ$. A diferencia de los volcanes Tipo 1 (Alcedo, Darwin y Sierra Negra), que tienen calderas poco profundas y flancos con pendientes más suavizadas $< 15^\circ$. Dentro de este contexto, en Fernandina existen zonas con laderas bastante empinadas que superan los 25° e inclusive pueden llegar hasta los 36° de inclinación. La caldera de Fernandina ubicada en la cumbre, tiene una forma elíptica orientada en sentido NW-SE, con un área de $\sim 21 \text{ km}^2$ y dimensiones correspondientes a $4 \times 6.6 \text{ km}$ en dirección NE-SW y NW-SE

respectivamente. La profundidad actual de la caldera es de ~900 m medido desde su punto máximo en donde las paredes se inclinan hacia el interior a ~30°–50° (Rowland y Munro, 1992). La morfología actual de la caldera es el resultado de varios ciclos repetitivos de relleno parcial y colapso, como el evento de 1968 que ocasionó la subsidencia de ~300 m del piso de la caldera (Simkin y Howard 1970; Filson et al., 1973).

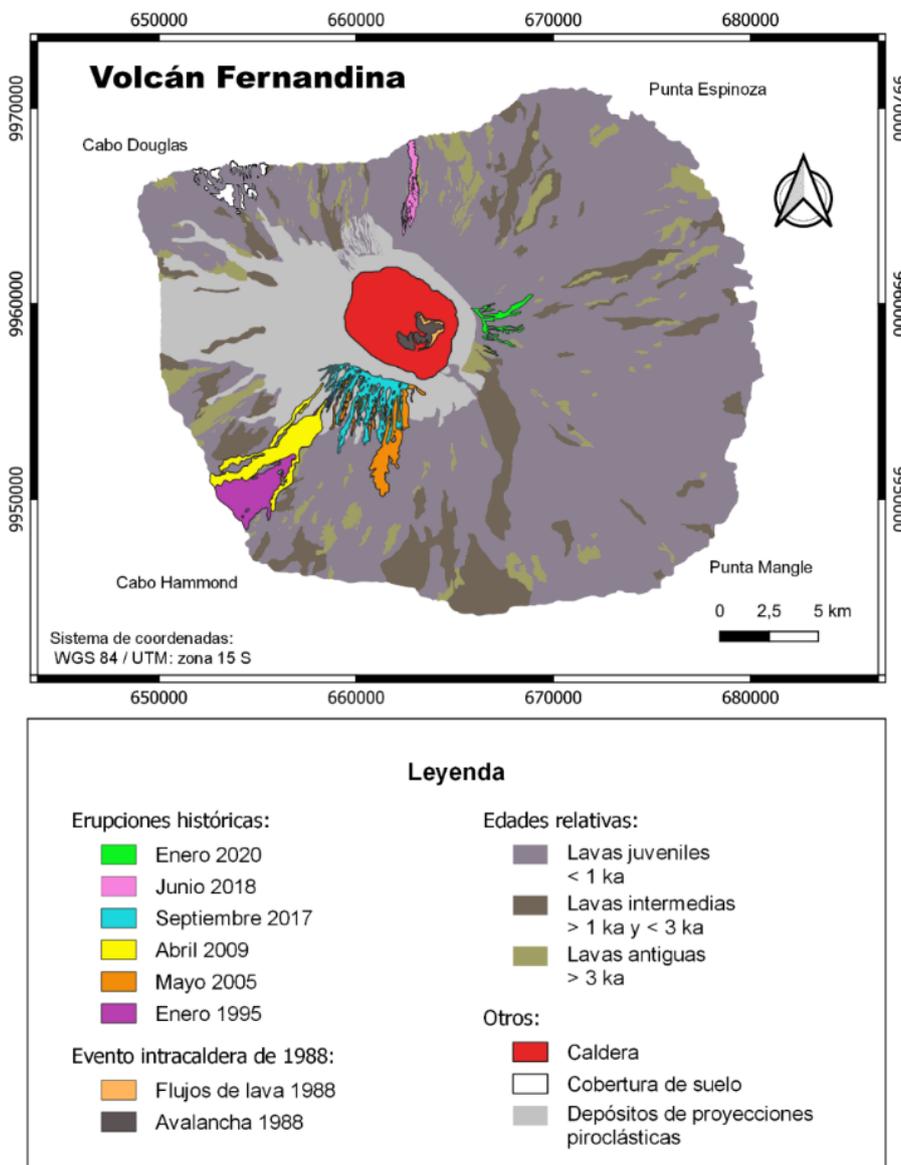


Figura. 2.7. Mapa simplificado de la geología del Volcán Fernandina, Islas Galápagos, en donde se muestran las erupciones históricas recientes y las edades relativas de las fases de construcción del edificio volcánico. Los límites de las erupciones históricas fueron tomados de Rowland et al. 2003 (erupción 1995), Chadwick et al. 2011 (erupción 2005), Ramón et al. 2011 (erupción 2009), Vasconez et al. 2018 (erupción 2017) y Vasconez et al., 2022 (erupción 2020). Los límites de la erupción de 2018 son los realizados durante la cartografía de este trabajo. Los elementos del evento intracaldera de 1988 según Chadwick et al. 1991 (Modificado del mapa Geomorfológico de las Islas Galápagos realizado por el Instituto de Investigaciones para el Desarrollo, “IRD” por sus siglas en francés; ORSTOM – Francia y en conjunto con los organismos ecuatorianos: Ministerio de Agricultura y Ganadería y el Instituto Nacional Galápagos – INGALA, 1987. Modificaciones de las edades relativas considerando el trabajo de Kurz et al., 2014).

2.3.2. Historia eruptiva y actividad reciente

En Fernandina se han reportado por lo menos 28 erupciones históricas durante aproximadamente los últimos dos siglos (Global Volcanism Program, 2013; Vasconez et al., 2018). El registro eruptivo más antiguo es incompleto ya que la presencia humana hace 300 años ha sido esporádica en las islas.

Uno de los eventos más explosivos ocurrió en 1968 y corresponde al colapso de caldera más importante del cual se tiene registro en este volcán. El evento involucró la subsidencia de entre 1 a 2 km³ de material y se produjo en la parte sureste de la caldera a lo largo de una empinada falla elíptica que coincide con una zona límite de colapso anterior del cual no se tiene registro. El fenómeno incluyó una extensa actividad sísmica y fue precedido por dos erupciones pre-colapso en donde el volumen de lava y ceniza emitido fue 100 veces menor que el volumen total de material colapsado, dejando como resultado un descenso de 300 a 350 m del piso de la caldera (Simkin y Howard, 1970; Filson et al., 1973).

Desde el evento de 1968 se han producido siete erupciones, principalmente a partir de fisuras eruptivas dentro de la caldera o cerca de sus fallas limítrofes. En septiembre de 1988, se produjo una avalancha intra caldera, precedida por un sismo de magnitud 4.6 que implicó el desprendimiento de una porción de 2 km de largo x 300 m de ancho de la pared oriental. El depósito de avalancha (de 250 m de espesor y volumen de 0.9 km³) desplazó el lago preexistente el cual desapareció por completo pocos meses después en enero de 1989. La erupción dentro de la caldera se produjo después de la avalancha (según las correlaciones de campo) formando primero una potente nube de ceniza que duró 12 horas seguido por la extrusión de flujos de lava durante dos días. Este acontecimiento constituye el cambio más significativo en la forma de la caldera desde el evento de 1968 (Chadwick et al., 1991).

La actividad eruptiva más reciente es mejor documentada gracias al desarrollo de técnicas de monitoreo remoto y al incremento del turismo lo que ha facilitado el desarrollo de investigaciones científicas. El IG-EPN, ha estado monitoreando constantemente la actividad del volcán Fernandina. En 1996, el IG-EPN instaló la primera estación sísmica (FER1) en la costa nor-oriental en Punta Espinoza (Bernard et al., 2022). Otros científicos instalaron nuevas redes sísmicas temporales y Sistemas de Posicionamiento Global (GPS) para desarrollar campañas con fines investigativos. En 2012, el IG-EPN instaló una red sísmica de seis estaciones: 2 en Sierra Negra, 2 en Fernandina, 1 en Cerro Azul y 1 en Alcedo (Bernard et al., 2022). “FER1” y “FER2” son las dos estaciones sísmicas permanentes de banda ancha con transmisión por satélite que permiten vigilar al volcán en tiempo real (Vasconez et al., 2022). A partir de entonces, el IG-EPN ha fortalecido la vigilancia volcánica de las Islas Galápagos al implementar otros instrumentos para monitorear las emisiones de SO₂,

campañas de campo por gravedad, GPS y recolección de ceniza (Bernard et al., 2022). El volcanismo durante los últimos 40 años hasta la actualidad consiste en una serie de erupciones fisurales que se han ido alternando entre fisuras radiales y circunferenciales con el pasar del tiempo (Fig. 2.8).



Figura. 2.8. Infografía que resume las características de las erupciones recientes de Fernandina desde 1995 hasta 2020. Datos y límites de las erupciones históricas tomados de: Rowland et al. 2003 (para la erupción de 1995), Chadwick et al. 2011 (para la erupción de 2005), Ramón et al. 2011 y Bourquin et al. 2009 (para la erupción de 2009), Vasconez et al. 2018 (para las erupciones de 2017 y 2018) y Vasconez et al., 2022 (para la erupción de 2020).

A continuación, se describe brevemente las erupciones ocurridas desde 1995 hasta la actualidad:

Erupción de 1995:

La erupción del 25 de enero de 1995 involucró actividad dentro de la caldera y emisiones de flujos de lava a partir de 3 fisuras radiales en el flanco suroccidental. La erupción inició con la apertura de dos fisuras radiales ubicadas a ~1000 y ~750 m snm los cuales produjeron insignificantes volúmenes de lava. Una tercera fisura se abrió a ~230 m snm y a una distancia de ~4 km de la costa. Esta fisura produjo casi toda la lava de la erupción en donde los flujos entraron al mar. La actividad eruptiva duró 73 días, cubrió un área de ~6.5 km² con un volumen total de ~55.3 millones de m³ (Rowland et al., 2003).

Erupción de 2005:

Después de 5 años sin eventos detectados, se produjeron 3 sismos de magnitud moderada (entre 4 y 5) a inicios del 2005. La actividad inició el 13 de mayo de 2005 a partir de una fisura circular de 3.3 km de longitud. Se ubicó a 800 m al noreste del extremo más alto de la fisura de 1995 y al suroccidente de la cima plana del borde de la caldera. Durante 16 días se emitieron flujos de lava que alcanzaron un volumen total de ~18.8 millones de m³ y cubrieron un área estimada de 9.4 km² (Chadwick et al., 2011).

Erupción de 2009:

El 10 de abril de 2009 se produce una nueva erupción a través de una fisura radial en el flanco suroccidental del volcán a ~550 m snm. Los flujos de lava cubrieron parcialmente la fisura y los depósitos de la erupción de 1995 alcanzando el mar los durante los primeros días (Ramón et al., 2011). La actividad eruptiva duró 18 días. Según Bourquin et al. (2009) el área cubierta fue de ~6.7 km² y un volumen total de ~57.0 millones de m³.

Erupción de 2017:

El 4 de septiembre de 2017, luego de 8 años de inactividad, un máximo en la agitación sísmica captada por la red del IG-EPN, marcaría el inicio de una nueva erupción. Los flujos de lava se emitieron a partir de una fisura circular de 3 km de longitud en el flanco suroccidental. Cubrieron una superficie de ~6.5 km² y se estimó un volumen de ~13 ± 6.5 millones de m³. La actividad duró 2.5 días y ocasionó incendios forestales que permanecieron activos alrededor de 1 mes después del fin de la erupción (Vasconez et al., 2018; Vasconez et al., 2022).

Erupción de 2018:

Después de tan solo 9 meses del evento anterior, el 16 de junio de 2018 inicia un nuevo proceso eruptivo en Fernandina. Durante el período de inactividad no se detectó ningún signo de deformación significativa (Vasconez et al. 2018). La red de monitoreo sísmico del IG-EPN empezó a registrar a partir de las 08h37 TG (tiempo local de Galápagos “TG” = Tiempo Ecuador Continental “EC” - 1h) una agitación sísmica con un total de 9 sismos en 2h y 38 min. El evento más grande tuvo una magnitud de 4.2 *ML*. La erupción inició a las 11h15 TG con emisiones de flujos de lava y una extensa nube de gas con poca cantidad de ceniza (IG-EPN 2018; Vasconez et al., 2018). La comunicación continua con la Dirección del Parque Nacional Galápagos (DPNG) permitió identificar que la erupción se produjo a partir de una fisura radial ubicada en el flanco norte del volcán. Los informes especiales del IG-EPN 2018 comunicaron oportunamente la evolución de la actividad eruptiva. El tercero de estos informes, publicado a las 14h26 TG del 16 de junio, detalla que para entonces los flujos de lava ya habían alcanzado el mar. Un quinto informe muestra que, de acuerdo con los sistemas de vigilancia (térmica, sísmica y gas), la actividad estaba finalizando durante la tarde del 18 de junio (2 días después de su inicio). Se estimó que la erupción cubrió un área de 1.58 km² con un volumen total de 7.9 ± 4 millones de m³ (Vasconez et al., 2018; Vasconez et al., 2022).

Erupción de 2020:

La erupción ocurrió el 12 de enero de 2020 a partir de una fisura circunferencial ubicada en el borde oriental de la cima plana de la caldera (Bernard et al., 2022; Vasconez et al., 2022). Durante el período intereruptivo se registraron signos de deformación en la base de la caldera y agitación sísmica precursora con 11 eventos de hasta 4.7 *ML* (Chandni et al., 2022; Bernard et al., 2022). La erupción duró ~9 horas y se estimó que cubrió un área de 1.63 km² (Vasconez et al., 2022). Después del fin de la actividad eruptiva superficial, la deformación y la sismicidad continuó por varias semanas. El IG-EPN (2021) advierte que, aunque la sismicidad ha disminuido, la deformación interna del volcán continúa, por lo que se sugiere la posibilidad de una nueva erupción a medio y largo plazo (Bernard et al., 2022).

2.4. Conceptos generales

2.4.1. Volcanes tipo escudo

Son edificios volcánicos formados por la acumulación de sucesivos flujos de lava, generalmente de composición basáltica (<52% en peso de SiO₂), con pocos depósitos piroclásticos. Se caracterizan por sus pendientes de bajo ángulo las cuales reflejan la capacidad que tienen las lavas basálticas de viajar grandes distancias debido a su baja

viscosidad. Las erupciones volcánicas se producen principalmente a partir de fisuras alimentadas por intrusiones de magma a poca profundidad y también pueden ocurrir dentro de las calderas (de Silva y Lindsay, 2015).

Algunos ejemplos clásicos de este tipo de volcanes son los de las Islas Hawaianas en Estados Unidos, los volcanes de Islandia y por supuesto los de las Islas Galápagos. En cada una de estas regiones, los volcanes exhiben distintas morfologías que determinan los diferentes procesos geológicos que han dado lugar a su formación. Los volcanes de Hawái tienden a ser más alargados en la dirección de las fisuras, tienen una pendiente entre 4 - 8° y abarcan una extensa área. Por ejemplo: Mauna Loa es considerado el volcán más grande de la Tierra con una superficie de 5300 km² y un volumen de 80000 km³. Desde el fondo oceánico hasta el nivel del mar mide ~13000 m y la altura subaérea alcanza los 4169 m. Junto con Kilauea, son los volcanes más activos del planeta con una tasa de producción combinada de lava de 8 km³/siglo. Los volcanes escudo de Islandia son más pequeños y aplanados con pendientes de 1° y diámetros de ~10 km (Fig. 2.9) (de Silva y Lindsay, 2015).

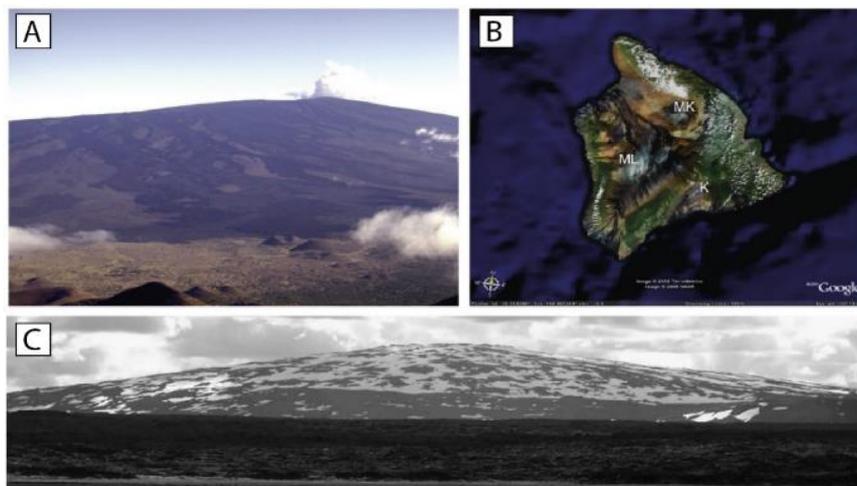


Figura. 2.9. (A) Fotografía del noreste del volcán Mauna Loa visto desde la cumbre del volcán Mauna Kea. En la zona de menor pendiente se observan algunos conos de escoria del Mauna Kea. (B) Fotografía aérea tomada del Google Earth de la Isla Hawái que alberga 3 grandes volcanes: el Mauna Loa (ML), Mauna Kea (MK) y Kilauea (K). (A y B tomadas de: de Silva y Lindsay, 2015). (C) Fotografía de un volcán tipo escudo de Islandia, el Kollottadyngja (Tomado de Thordarson y Larsen, 2007).

Los volcanes tipo escudo de Galápagos se los ha identificado por sus morfologías parecidas a un “plato de sopa invertido”, denominación dada por los autores McBirney y Williams (1969) (Fig. 2.10). Se caracterizan por la presencia de calderas profundas en la cumbre, profundidades entre 40% a 60% de la altura subaérea en los volcanes Wolf, Fernandina y Cerro Azul; y menores profundidades, <25% de la altura subaérea, en los volcanes Sierra Negra, Alcedo y Darwin. Las calderas de los volcanes de Hawái pueden sufrir repetidos

episodios de subsidencia y relleno llegando a albergar permanentes lagos de lava. Tienen múltiples fallas en forma de arco y la base presenta a veces terrazas escalonadas. Los volcanes de Islandia están influenciados por un entorno tectónico extensional. El hundimiento de los grabens alargados, asociado a las fisuras basálticas, se ha interpretado como calderas lineales (Branney y Acocella, 2015).

En los volcanes escudo de Galápagos es característico las empinadas pendientes de los flancos intermedios (p.e.: las pendientes más altas registradas son de 37° y 36° en los volcanes Wolf y Fernandina, respectivamente) (Mouginis-Mark et al., 1996) y sus patrones de fisuras son radiales en los flancos y circunferenciales alrededor de los bordes de la caldera en la parte alta (Chadwick y Howard, 1991).

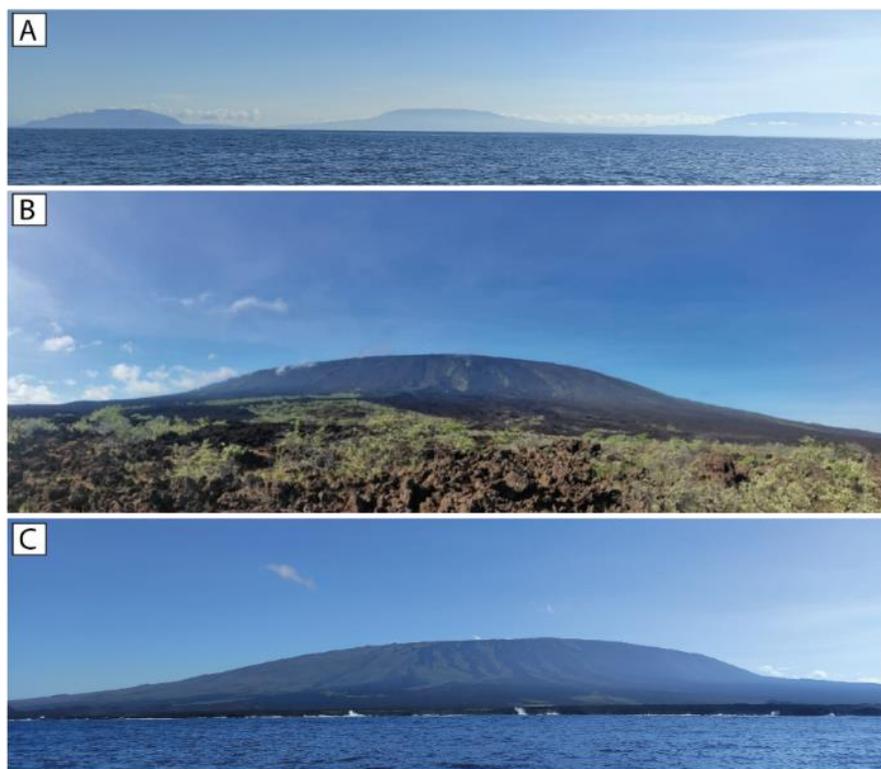


Figura. 2.10. Conjunto de fotografías de algunos volcanes escudo de las Islas Galápagos en donde se puede distinguir sus morfologías características. **(A)** Vista occidental de los volcanes Ecuador, Wolf y una parte de Darwin, ubicados de izquierda a derecha respectivamente. Imagen tomada desde el mar. **(B)** Fotografía del volcán Fernandina visto desde su flanco norte. **(C)** Vista occidental del Volcán Cerro Azul fotografiado desde el mar. (Imágenes capturadas durante la misión de campo de este proyecto).

2.4.2. Fisuras eruptivas

Las erupciones en los volcanes occidentales de Galápagos se producen a partir de fisuras eruptivas orientadas circunferencialmente en los bordes de la caldera y de forma radial más abajo en los flancos (McBirney y Williams, 1969; Chadwick y Howard, 1991). El característico

patrón de fisuras en los volcanes de Galápagos ha sido descrito y cartografiado por varios autores (McBirney y Williams 1969; Delaney et al., 1973; Nordlie, 1973; Chadwick et al., 1991). Según Chadwick et al. (1991), una fisura eruptiva es una grieta en la superficie del volcán por donde se han extruido materiales volcánicos durante una erupción. Los mismos autores indican que el conocimiento sobre el origen de las fisuras es limitado, sin embargo, posiblemente se forman por la intrusión de diques orientados que surgen desde las cámaras magmáticas subyacentes a las calderas. Bagnardi et al. (2013) proponen un posible panorama que explica este patrón en las tendencias de fisuras. En su estudio demuestran que la intrusión de sills subhorizontales dan lugar a ambas orientaciones de fisuras eruptivas. Estas intrusiones se curvan hacia arriba y forman diques de fuerte buzamiento para alimentar fisuras circunferenciales cerca del borde de la caldera, o por el contrario se tuercen alrededor de un eje orientado radialmente y alimentan las erupciones que ocurren en los flancos del volcán (Fig. 2.11).

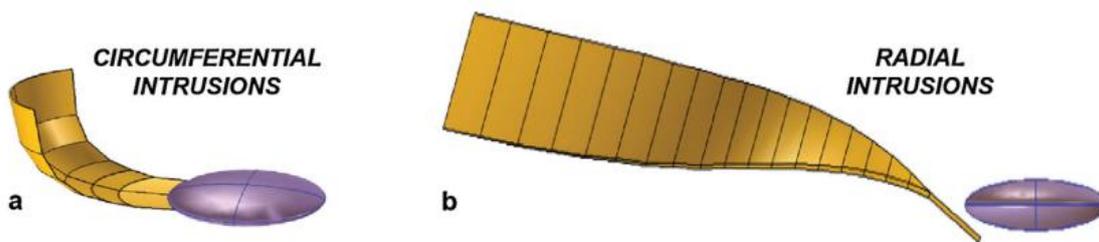


Figura. 2.11. Representación en 3D de las intrusiones circunferenciales **(a)** y radiales **(b)**; en color púrpura un depósito de magma de ~1 km de profundidad, en amarillo las intrusiones que alimentan las erupciones fisurales. (Tomado de Bagnardi et al., 2013).

2.4.2.1. Fisuras radiales

Las fisuras radiales son estructuras volcánicas orientadas de forma perpendicular al borde de la caldera a lo largo de los flancos bajos del volcán. Generalmente ocurren lejos de la cumbre en zonas relativamente cercanas a la línea de costa (Fig. 2.12 y Fig. 2.13) (Chadwick et al., 1991). Los volcanes que tienen patrones de fisuras radiales mejor desarrolladas son Cerro Azul, Fernandina y Wolf, y en menor medida Sierra Negra, Alcedo y Darwin. Además, las tendencias de orientación de las fisuras radiales en los volcanes de las islas Fernandina e Isabela no están distribuidos de manera uniforme, es decir que, generalmente, las fisuras se alinean en ciertas orientaciones preferenciales (Chadwick et al., 1991). Se infiere que esto se debe a una combinación de esfuerzos producidos por una cámara magmática localizada a poca profundidad, la carga litostática y las empinadas laderas y paredes de la caldera (Chadwick y Dieterich, 1995; Reynolds et al., 1995; Chadwick et al., 2011).

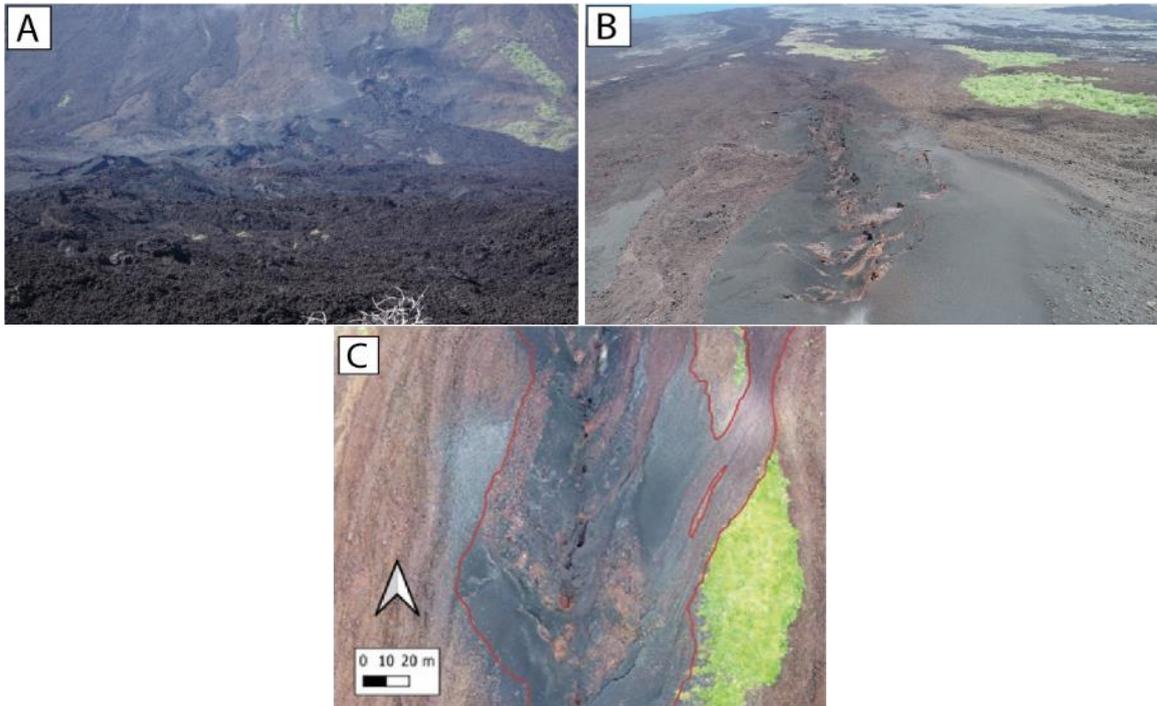


Figura. 2.12. Conjunto de fotografías aéreas del sistema de fisuras radiales de la erupción de 2018 de Fernandina. **(A)** Vista del flanco norte del volcán. Fisura oriental: en la parte izquierda se puede observar un conjunto de conos de escoria derrumbados y alineados. **(B)** Fisura oriental fotografiada desde el aire con vista hacia la costa norte de la isla. **(C)** Ortofoto (vista en planta) de la fisura más cercana a la cumbre (fisura occidental) en donde se distinguen los centros de emisión por donde se extruyó la lava durante la erupción de 2018. La línea roja indica los límites de la erupción. (A, B y C son imágenes tomadas con un vehículo aéreo no tripulado durante la misión de campo de este proyecto).

2.4.2.2. Fisuras circunferenciales

Estas estructuras volcánicas, a diferencia de las radiales, ocurren tanto dentro como fuera de la caldera. En este último caso, se forman cerca de la cumbre (a menos de 1.5 km) y se orientan de forma “sub-paralela” al borde de la caldera (Fig. 2.13) (Chadwick et al., 1991). La morfología de tazón invertido de los escudos volcánicos de Galápagos está probablemente relacionada con la distribución de las fisuras eruptivas. La menor tasa de descarga de lava que se extruye desde las fisuras circunferenciales ayuda a construir los flancos empinados de las cumbres. Mientras que, la mayor tasa de descarga de las fisuras radiales favorece la construcción de los flancos inferiores de menor pendiente (Simkin, 1973; Naumann y Geist, 2000; Harpp y Geist, 2019).

Las fisuras circunferenciales están mejor desarrolladas en los volcanes Darwin, Wolf y Fernandina. Adicionalmente, la localización de las fisuras circunferenciales parece no estar determinada por la ubicación de fallas normales, sino que dependen de estructuras independientes que requieren de un campo de tensión específico adecuado para las orientaciones de las fisuras observadas (Chadwick et al., 1991).

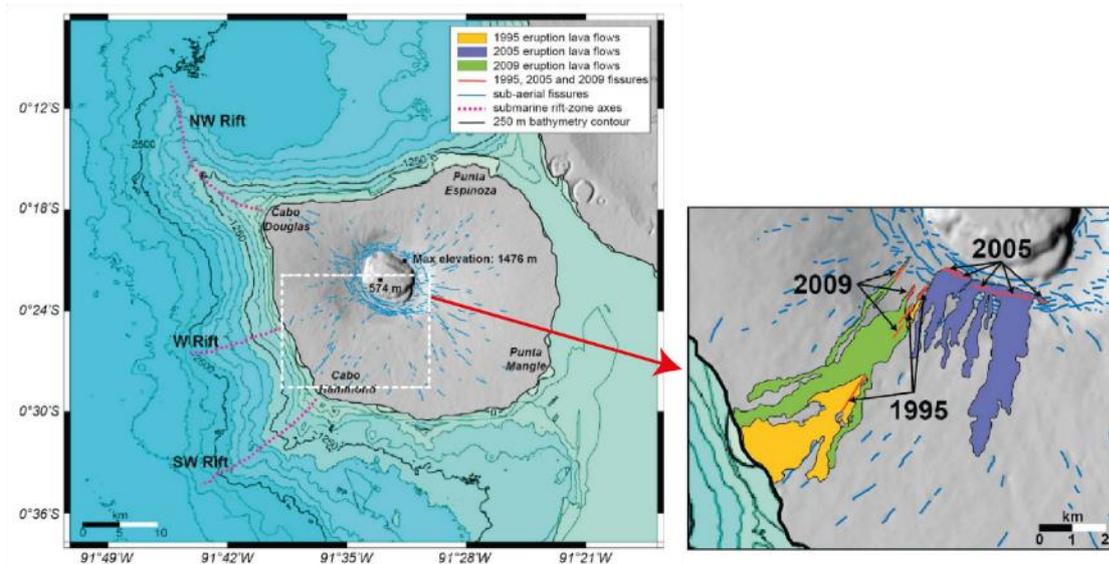


Figura. 2.13. Mapa batimétrico y de relieve del Volcán Fernandina en el que se distingue su patrón de fisuras eruptivas: circunferenciales, ubicadas en la parte alta cerca del borde de la caldera y, fisuras radiales a lo largo de los flancos. El rectángulo de borde punteado representa la zona sur-occidental en donde han ocurrido algunas erupciones históricas recientes (erupción de 1995 y 2009 generadas a partir de fisuras radiales; erupción de 2005 desde una fisura circunferencial). (Tomado de Bagnardi y Amelung, 2012).

2.4.3. Tipos de flujos de lava

2.4.3.1. Lava ‘a‘ā

Se conoce como lava ‘a‘ā a aquella cuya estructura se compone por dos “capas” de brecha, una superficial y basal, entre las cuales se encuentra un núcleo interno coherente (Fig. 2.14.A, B). Cuando el flujo está activo, el núcleo tiene un carácter fluido y es fácilmente deformable. Los clastos que componen la autobrecha se denominan “*clinkers*” y se caracterizan por sus superficies dentadas, ásperas y espinosas con tendencias algo vesiculares. Internamente la lava ‘a‘ā carece de vesículas visibles a simple vista (generalmente esto ocurre en los flujos más gruesos) sin embargo, cuando se presentan, las vesículas son irregulares y alargadas en la dirección del flujo en respuesta al cizallamiento ocasionado por los fuertes gradientes de velocidad que existen en la parte interna (Fig. 2.14.E). Los flujos ‘a‘ā más delgados en ocasiones pueden llegar a ser bastante vesiculares (Harris y Rowland, 2015).

Es común que la superficie de un flujo de lava ‘a‘ā sea una mezcla de *clinkers*, bloques o bolas de lava acrecionarias, placas fragmentadas de pāhoehoe provenientes de zonas más proximales a los ventos, troncos de árboles carbonizados, etc., los cuales producen una variedad de texturas en la superficie. Adicionalmente, los flujos ‘a‘ā suelen ser potentes llegando a medir entre 0.5 a 20 m de espesor (Harris y Rowland, 2015).

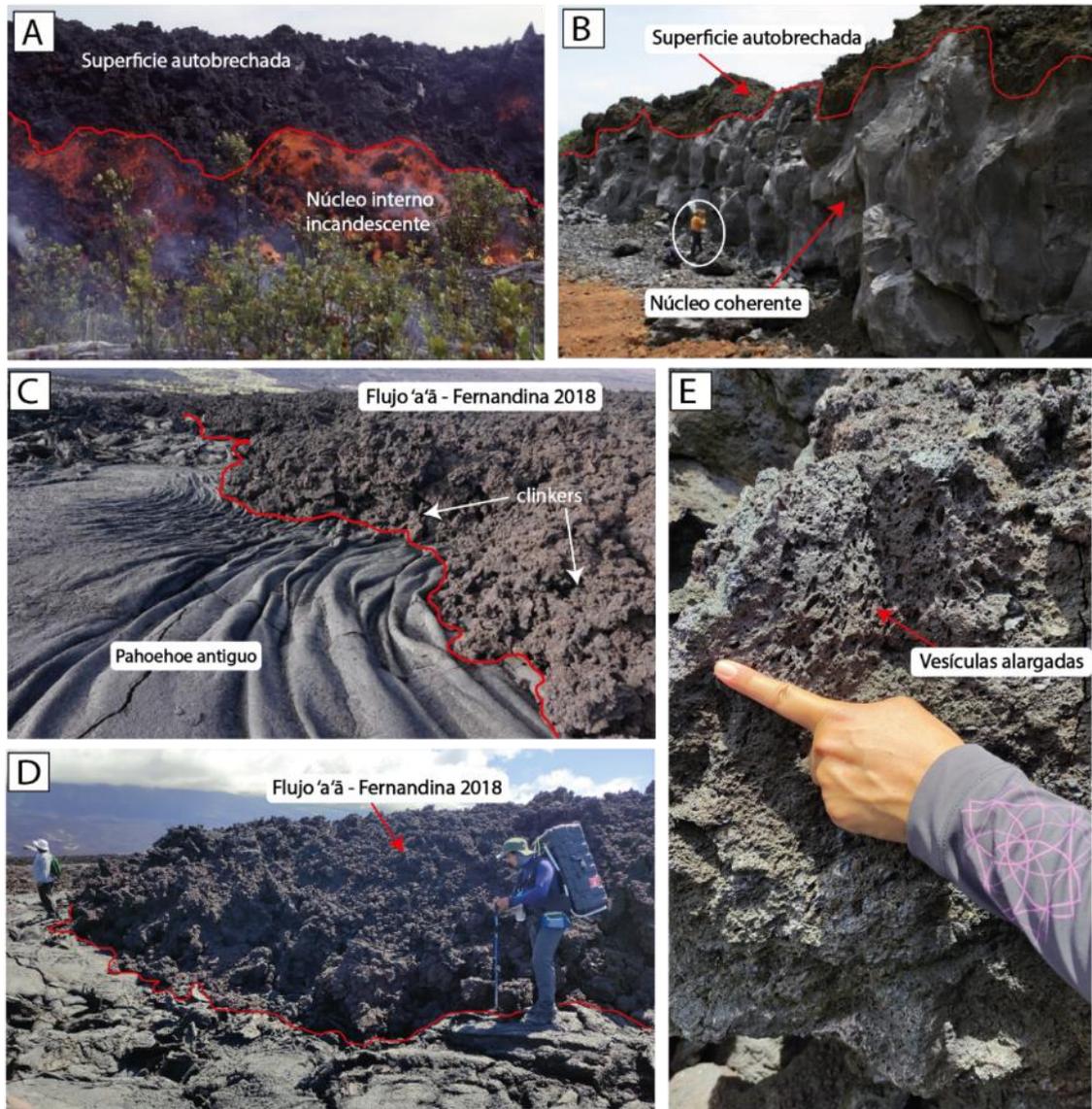


Figura. 2.14. (A) Frente activo de un flujo de lava ‘a‘ā de aproximadamente 3-4 m de altura del Pu‘u ‘O‘o, 1992 (Kilauea). Se observa la corteza superficial brechada y la parte interna caliente incandescente más fluida. (B) Afloramiento de lava ‘a‘ā de unos 8-10 m de altura en donde se distingue el núcleo interno solidificado bajo una costra de autobrecha superficial - flujo del volcán Etna, 1981. (A y B tomados de Harris y Rowland, 2015). (C) y (D) Contactos entre un flujo de lava ‘a‘ā de la erupción de 2018 del Volcán Fernandina y flujos pāhoehoe más antiguos. Se observan las superficies autobrechadas y los *clinkers* característicos de la lava ‘a‘ā. (E) Bloque de lava ‘a‘ā de la erupción de Fernandina 2018 con la presencia de vesículas irregulares y otras alargadas en la dirección del flujo. (C, D y E: fotografías tomadas durante la misión de campo de este proyecto. C, fotografía cortesía de Benjamin Bernard).

2.4.3.2. Lava pāhoehoe

Es un tipo de lava que se caracteriza por su superficie lisa, vidriosa, no brechada, presentando a veces pliegues ondulados denominados cuerdas o *ropes* en inglés (Fig. 2.15). La superficie vítrea puede tener un espesor de escala milimétrica hasta centimétrica y se forma debido al

enfriamiento rápido de la parte superficial al momento del contacto con la atmósfera durante los primeros segundos de exposición. Lo más común es que a las lavas pāhoehoe se les asocie con tasas de efusión muy bajas en donde el avance del flujo de lava es muy lento (p.e.: el campo de lava pāhoehoe de Mauna Loa entre los años 1880-1881 que se desplazó 48 km en 9 meses) (Harris y Rowland, 2015). Sin embargo, también podrían ocurrir en erupciones con tasas de efusión y velocidades muy altas (p.e.: erupción de 1783 del volcán Laki, Islandia) (Harris y Rowland, 2015). Un flujo individual de pāhoehoe tiene una forma lobulada y cuando está activo su estructura consiste en un núcleo fluido con una corteza exterior que se va engrosando con el pasar del tiempo. Comúnmente esta corteza se fractura a partir de la cual surge una nueva unidad de flujo de lava (Fig. 2.15.B). La unión o el conjunto de cientos hasta decenas de miles de lóbulos individuales forman los extensos campos de lava pāhoehoe (Harris y Rowland, 2015).

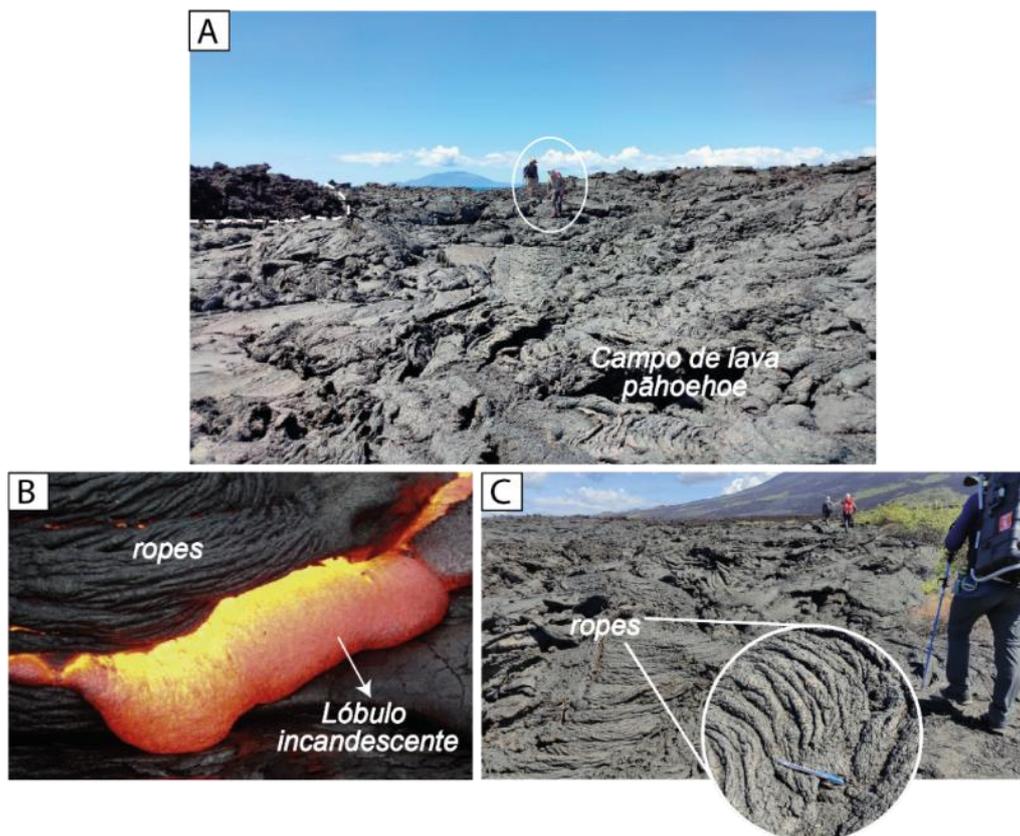


Figura. 2.15. (A) y (C): Extenso campo de lava pāhoehoe, anterior a la erupción de 2018 del volcán Fernandina, fotografiado durante la misión de campo de este proyecto. Se observan las superficies lisas, bulbosas y con textura cordada (*ropes*) características de este tipo de flujos. **(B)** Lóbulo activo incandescente surgiendo de una corteza con superficie corrugada. (Tomado de Harris y Rowland, 2015).

Según Harris y Rowland (2015), las lavas pāhoehoe se dividen en dos tipos: S (*spongy*) y P (*pipe vesicle-bearing*). Las lavas tipo S tienen un aspecto esponjoso y contienen una gran cantidad de vesículas, pequeñas y de forma aproximadamente esférica. Las lavas tipo P son menos comunes que las S y se emplazan en terrenos con pendientes $< 4^\circ$. Son menos vesiculares que las de tipo S y sus vesículas son más grandes y de forma tabular. Adicionalmente, existen otros subtipos de lava pāhoehoe y se diferencian entre sí por su textura superficial:

Sheet flow: son extensas láminas de pāhoehoe cuya morfología, relativamente plana, difiere del clásico pāhoehoe bulboso de baja tasa de efusión (Fig. 2.16.A, B). Como su nombre lo indica, fluyen como láminas a altas tasas de efusión, generalmente cientos de m^3/s . Los frentes del flujo pueden recorrer varios kilómetros por hora y alcanzan a medir cientos de metros de diámetro. Sus superficies se caracterizan por tener crestas paralelas de bajo relieve (escala centimétrica). Estas parecen ser estrechas zonas de cizalla y pueden marcar la ubicación de *levees* iniciales (Harris y Rowland, 2015).

Slabby, rough o rubbly: este tipo de lava se forma cuando un flujo de lava se detiene momentáneamente. La lava se va acumulando bajo la corteza y cuando ésta falla, se fragmenta en losas o *slabs* que son arrastrados por la lava que vuelve a fluir (Fig. 2.16.C, D). Los *slabs* también pueden formarse por la rotura de un *slab* central de pāhoehoe en un canal activo o en un *sheet flow*, por lo que los fragmentos transportados canal abajo pueden aparecer en la superficie del flujo 'a'ā que alimenta el canal. Cuando los *slabs* tienen formas menos planares se denominan *rough* para texturas rugosas, o *rubbly* cuando son angulosos o redondeados. Son comunes tanto en campos de lava pāhoehoe como en los de lava 'a'ā (Harris y Rowland, 2015).

Toothpaste: según Rowland y Walker (1987), este es un tipo de lava que tiene la reología de la lava 'a'ā, pero debido a que fluye muy lentamente (p.e: por las pendientes subyacentes casi horizontales) no se rompe en *clinkers* o clastos espinosos (Fig. 2.16.F). Un mecanismo de formación secundario se produce cuando la lava de etapa tardía sale del interior fluido del campo primario de lava (*breakout*) (Peterson y Tilling, 1980). Ambos procesos forman lenguas y lóbulos de lava desgasificada que contienen pocas vesículas. Las superficies pueden tener espinas, típicamente de 1-5 cm de largo x 1 cm de ancho, por lo que también suele denominarse *spiny pāhoehoe* (Harris y Rowland, 2015). Esta morfología suele encontrarse a una mayor distancia de los ventos o centros eruptivos y tienen una corteza áspera que se deforma en pliegues o en placas planas y rotas (Nichols, 1939).

Transitional: el pāhoehoe transicional es probablemente el resultado del emplazamiento de lava relativamente desgasificada y cristalizada a tasas de efusión local y velocidades de

avance relativamente altas. La superficie es rugosa y opaca, cuyo interior es relativamente denso con grandes vesículas cizalladas. Los depósitos ya solidificados pueden mostrar en superficie ocasionales remolinos de 'a'ā *clinker* y/o espirales de pāhoehoe, signos que denotan rotación de su estructura (Fig. 2.16.E). Sin embargo, la superficie permanece intacta y los *clinkers* están firmemente adheridos al núcleo, por lo que no se trataría de pāhoehoe rugoso o *rough*. Rowland y Walker (1987) definen que los tipos *slabby*, *spiny* y *toothpaste* son morfologías transicionales de pāhoehoe a lava 'a'ā.

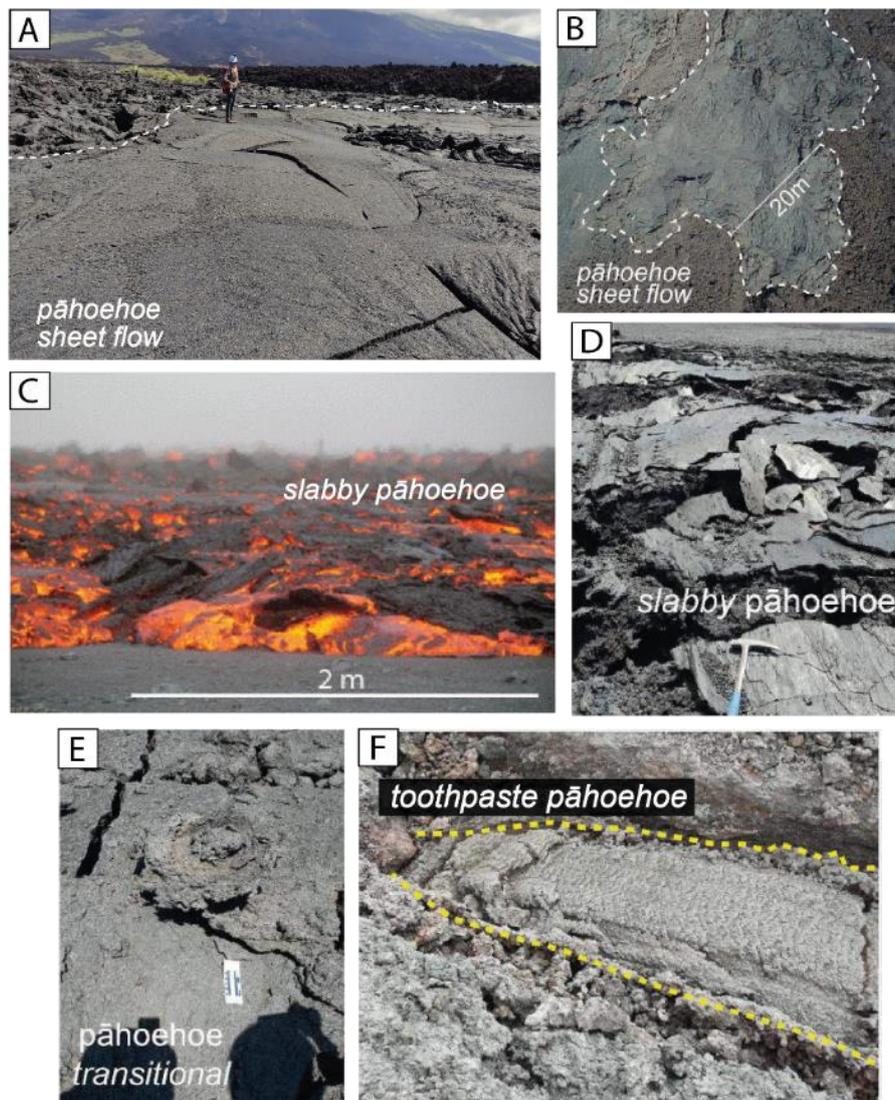


Figura. 2.16. (A) pāhoehoe *sheet flow* anterior a la erupción de 2018 – volcán Fernandina (Fotografiado durante la misión de campo de este proyecto) (B) Vista en planta de pāhoehoe *sheet flow*. (C) *slabby* pāhoehoe activo de la erupción 2014 – 2015 del volcán Holuhraun, Islandia (Tomado de Pedersen et al., 2017). (D) *slabby* pāhoehoe solidificado. (E) pāhoehoe transicional. (F) *toothpaste* pāhoehoe. (B, D, E y F tomados de Calderón, 2022 – erupción Sierra Negra 2018).

2.4.4. Canales de lava y levees

Los flujos de lava pueden ser transportados pendiente abajo por un sistema de distribución abierto denominado “canal”. Los canales focalizan las corrientes de lava en medio de dos márgenes estáticos llamados “levees” (Fig. 2.17). Los canales se forman debido al enfriamiento rápido que experimentan los bordes de la lava lo que genera mayor resistencia al movimiento hasta el punto en el que estos márgenes dejan de fluir por completo mientras que el centro sigue su curso de forma rápida. Comúnmente, los levees se forman al inicio del origen de un flujo de lava y se extienden por casi toda la longitud del mismo (Harris y Rowland, 2015).

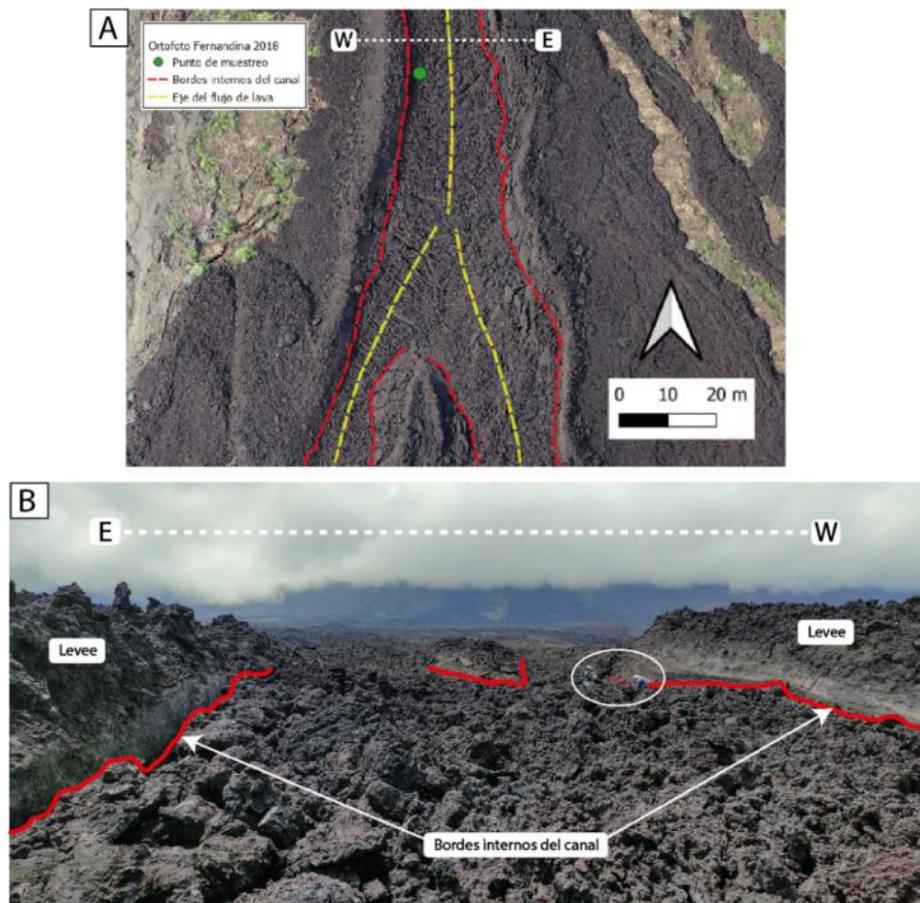


Figura. 2.17. Conjunto de fotografías de un canal de lava del flujo de Fernandina, 2018. **(A)** En esta ortofoto se muestran, en línea punteada de color rojo, los bordes internos del flujo canalizado. El punto verde indica el lugar de muestreo señalado por una elipse blanca en B. **(B)** Fotografía del canal con vista hacia el sur que corresponde a la sección E – W señalada en la ortofoto. En esta sección el canal mide casi 20 m de ancho y al fondo se observan dos canales que se unen para formar uno solo.

2.4.4.1. Tipos de levees

Según Sparks et al. (1976), los levees se clasifican en los siguientes tipos (Fig. 2.18):

1. Levees iniciales: están formados por lava estática que se encuentra a cada lado y detrás de un frente de flujo en movimiento.

2. Levees de escombros (rubble levees): son una forma de *levee* inicial y están conformados por brecha del frente del flujo que ha sido empujada a los lados por el avance de la corriente.

3. Levees de desbordamiento (overflow levees): están formados por lava que ha desbordado el canal construyendo unidades encima de los *levees* existentes. Repetidos eventos de desbordamiento y drenado del canal pueden construir *levees* colgantes, dando al canal un perfil en forma triangular.

4. Levees de acreción: se forman cuando los flujos de lava no logran alcanzar la parte alta de los *levees*. Debido al continuo paso del flujo, la lava se va adheriendo progresivamente en las paredes internas del *levee* pre-existente haciéndolo crecer hacia el centro del canal.

Lipman y Banks (1987) agregan un quinto tipo denominado:

5. Levees de deformación: son producto de la presión lateral que ejerce la lava sobre los *levees*. Esta presión puede empujar hacia arriba la lava estacionaria, cuando aún es plástica, creando crestas paralelas en la dirección del flujo (Fig. 2.19.B).

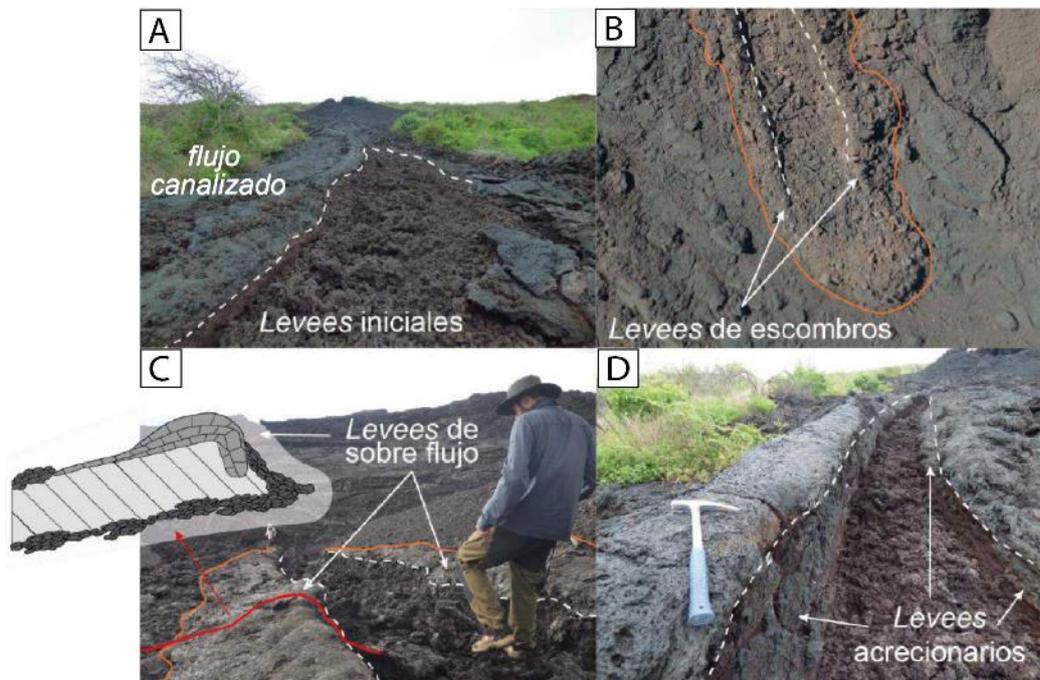


Figura. 2.18. Conjunto de imágenes de los tipos de *levees* según Sparks et al., (1976). **(A)** *levees* iniciales. **(B)** *levees* de escombros. **(C)** *levees* de desbordamiento o sobre flujo. **(D)** *levees* acrecionarios. (Imágenes de la erupción de Sierra Negra, 2018 tomadas de Calderón, 2022).

2.4.4.2. Componentes de un canal

En base a observaciones de la erupción de 1984 del Mauna Loa en Hawái, Lipman y Banks (1987) definieron cuatro zonas que componen un canal alimentado por un sistema de flujo 'a'ā. Desde la parte proximal hasta la parte distal las cuatro zonas son (Fig. 2.19):

1. Zona de canal estable: en esta zona los *levees* se han estancado por completo y todo el movimiento se concentra en el canal central. Los *levees* se vuelven cada vez más complejos a medida que se producen los procesos de desbordamiento, acreción y deformación (formando los diferentes tipos de *levees*). Así, los *levees* más antiguos y/o proximales son más complejos que los *levees* jóvenes o distales.

2. Zona de canal transicional: comprende una región marcada por una corriente central de flujo rápido, delimitado por lava de pocas decenas de metros que aún puede deformarse y avanzar lentamente.

3. Zona de flujo disperso: aquí el canal central está poco desarrollado o ausente y el movimiento del flujo es disperso en la mayor parte del ancho del flujo.

4. Frente del flujo: es la parte más distal del sistema, en esta zona existe poca diferencia de velocidad entre el centro y los márgenes, por lo que el frente del flujo avanza como una sola masa.

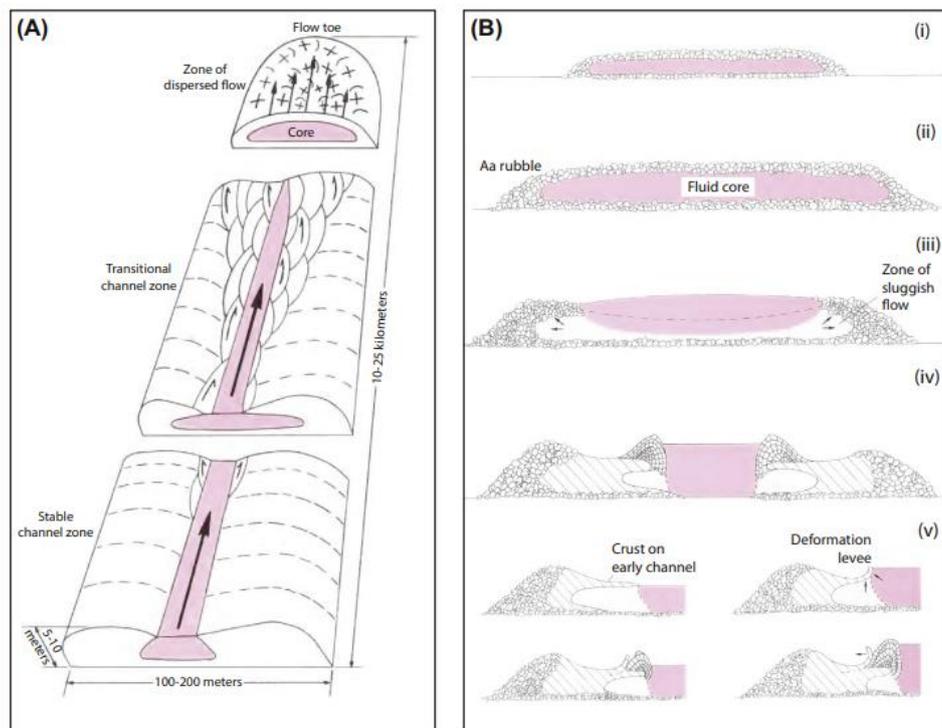


Figura. 2.19. (A) Zonificación de la estructura de un canal de lava 'a'ā, desde la zona proximal de canal estable hasta la zona distal del frente de lava. **(B)** Desarrollo de un canal desde el emplazamiento de un flujo inicial (i), hasta la formación de *rubble levees* (ii – iii), *overflow levees* (iv) y finalmente *levees* de deformación (v). (Tomado de Harris y Rowland, 2015).

2.4.5. Depósitos piroclásticos

Los piroclastos que provienen de la actividad volcánica hawaiana y estromboliana suelen tener un tamaño de entre 1 a 10 cm, pero pueden variar en un amplio rango desde escala micrométrica hasta algunos metros. La morfología de estos productos refleja las condiciones variables del viento, del estilo eruptivo y la reología del magma. Las erupciones ligeramente explosivas de magmas basálticos expulsan escoria y salpicaduras de lava (*spatter*) relativamente fluidas, y generalmente, ocurren al mismo tiempo de la extrusión de lava (Taddeucci et al., 2015).

2.4.5.1. Escoria y Salpicadura de lava (*spatter*)

Las escorias son piroclastos de composición basáltica a andesítica-basáltica, en su mayoría vítreos, dominados por vesículas de tamaño milimétrico a centimétrico (Fig. 2.20.B). Los depósitos de escoria tienen una dispersión espacial que puede variar de acuerdo al estilo eruptivo. Por otro lado, las salpicaduras de lava o *spatter* se encuentran comúnmente en entornos proximales a los ventos y muestran frecuentemente formas fluidas aglutinadas y aplanadas debido a que el magma se fragmenta en un estado fluido aun caliente (Fig. 2.20.F) (Taddeucci et al., 2015).

2.4.5.2. Conos de escoria y de salpicadura

Los conos de escoria y conos de salpicadura se producen en erupciones dominadas por estilos magmáticos efusivos con un débil componente de actividad explosiva y se forman en zonas donde se extruye el magma. Durante una erupción volcánica, fragmentos de lava caliente son expulsados hacia la atmósfera y se depositan en la superficie formando una especie de collar alrededor del viento. La acumulación sucesiva de estos piroclastos da lugar a la formación de conos de escoria o de salpicadura (Fig. 2.20). La diferencia entre estas dos estructuras está en función de la temperatura de los fragmentos de lava que los componen. Si estos se enfrían rápidamente durante su trayectoria en el aire y se depositan en la superficie como partículas sólidas, se producen conos de escoria (Fig. 2.20.A, C). Por el contrario, si estos fragmentos llegan al suelo aún fundidos y calientes, se van aglutinando entre sí para formar conos de salpicadura o conos de *spatter* (Fig. 2.20.D). Cuando se produce una erupción en un nuevo viento, el entorno frío favorece la formación de un incipiente cono de salpicaduras o de escoria. Si la tasa de acumulación de los fragmentos (la cual está en función de la tasa de efusión de magma) es baja, es más propicio que se formen conos de escoria o salpicadura. Pero, si la tasa de acumulación es alta (asociada a una tasa de

efusión alta) se formará un flujo de lava que provocará el colapso o la apertura de uno de los flancos del cono arrastrando sus fragmentos (Wolff y Sumner, 2000).

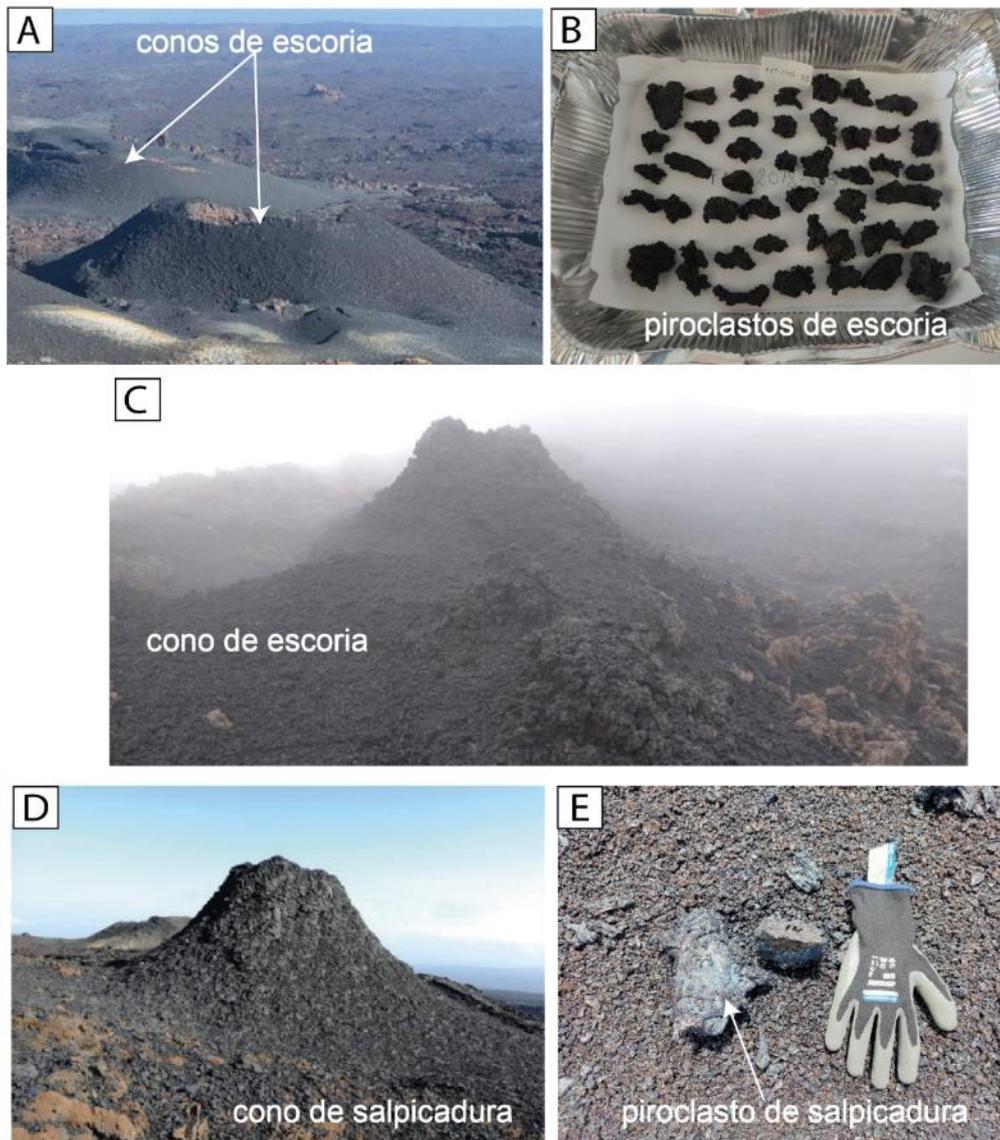


Figura. 2.20. Fotografías de los conos de escoria/salpicadura y los depósitos piroclásticos asociados de los volcanes Sierra Negra y Fernandina, Islas Galápagos. **(A)** Conos de escoria del volcán Sierra Negra (crédito: Oryaelle Chevrel). **(B)** Escorias de tamaño <4 cm de la fisura occidental de la erupción de 2018 de Fernandina (Fotografía tomada durante el trabajo de laboratorio de este proyecto). **(C)** Cono de escoria de aproximadamente 2 m de altura formado en la fisura occidental de la erupción de Fernandina, 2018 (Fotografía por Benjamin Bernard). **(D)** Cono de salpicadura de Sierra Negra, 2018 (crédito H. Calderón). **(E)** Salpicadura de lava de forma alargada con superficie iridiscente de Fernandina, 2018. (cortesía: H. Calderón). (A y D tomados y modificados de Calderón, 2022).

2.4.6. Kipukas

Una *kipuka* es una superficie de tierra que no ha sido invadida por flujos de lava más jóvenes (Fig. 2.21). Se asemejan a “islas” dentro de un mar de flujos de lava y pueden estar cubiertas de vegetación. *Kipuka* es una palabra hawaiana que significa variación o cambio de forma. Es una de las pocas palabras hawaianas, como pāhoehoe y ‘a‘ā, que se han adoptado en el vocabulario geológico (National Park Service - Hawái, 2021).



Figura. 2.21. *Kipuka* cubierta de vegetación en el flanco norte del volcán Fernandina, Islas Galápagos (Fotografía tomada durante la misión de campo de este proyecto).

CAPÍTULO III

METODOLOGÍA

El procedimiento utilizado en este trabajo inició con la recopilación de información bibliográfica relacionada con el tema de estudio como: artículos científicos, mapas, libros, publicaciones, entre otros recursos necesarios. A continuación, se detalla el procedimiento seguido desde la fase de campo hasta los detalles para la obtención de los parámetros físicos y químicos que permitieron producir los resultados.

3.1. Misión de campo

La misión de campo se llevó a cabo desde el 17 al 28 de marzo de 2021 con la colaboración de personal del IG-EPN (Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional) y de la DPNG (Dirección Nacional del Parque Nacional Galápagos). Debido a la contingencia por la pandemia de COVID-19, la llegada a las Islas Galápagos exigía un período de cuarentena de 3 días. Durante este tiempo se planificó el traslado desde Puerto Ayora (Santa Cruz) hacia Puerto Villamil (Isabela). Se realizaron los trámites para obtener el permiso de exportación de muestras y se preparó la logística para la acampada en Fernandina (solicitudes para el préstamo de equipos y compra de combustible, compra de comida y agua). A partir del cuarto día, la movilización hacia Fernandina se realizó desde Puerto Villamil en una embarcación propiedad de la DPNG. Con la ayuda de la tripulación de la lancha y del guardaparque asignado para apoyar durante la misión, se desembarcó en la costa norte del volcán, al lado derecho del frente de lava de la erupción de 2018 (Fig. 3.1).



Figura. 3.1. (A) Fotografía del campamento en la playa de la costa norte de la Isla Fernandina. La estrella amarilla en **(B)** representa el lugar del campamento junto con los puntos de muestreo y los límites del campo de lava de Vasconez et al. (2018). (Mapa elaborado por: Benjamin Bernard).

Durante cinco días de campamento, se recorrió a pie el borde oriental del campo de lava, desde el frente hasta las zonas de fisuras, incluyendo la fisura más alta ubicada a ~1000 m snm (Fig. 3.1.B). Se tomaron imágenes aéreas de todo el campo de lava con la ayuda de un VANT (Vehículo Aéreo No Tripulado). Adicionalmente, se realizaron sobrevuelos exploratorios con el VANT DJI Mavic Pro para identificar las condiciones del terreno y de esta manera planificar las mejores rutas para el muestreo. Se establecieron 23 sitios de observación (Fig. 3.1.B) y se muestrearon algunos productos eruptivos. En total se obtuvo 26 muestras de roca de lava basáltica, entre ellas: lava 'a'ā/ pāhoehoe, escoria, salpicadura, lágrimas de Pelée y un molde de tronco de árbol (Fig. 3.2).



Figura. 3.2. Conjunto de fotografías de algunos de los productos eruptivos y estructuras observadas durante la misión de campo: **(A)** Muestreo de un cúmulo de lóbulos de lava pāhoehoe. **(B)** Bloque de lava 'a'ā. **(C)** Depósito de escoria. **(D)** Molde de tronco de árbol. **(E)** Pared interna de un levee de 3 – 4 m de altura con un acercamiento a las estrías formadas en la superficie durante el paso de la lava cuando el canal aún estaba activo.

Al finalizar el campo, se retornó a Puerto Villamil en dos lanchas tripuladas con personal del PNG. Al llegar a Isabela se prepararon las muestras y se continuó con los trámites para la exportación de las rocas. Adicionalmente, se preparó una charla dirigida a los guías y guardaparques en las oficinas de la DPNG. La presentación informó sobre avances de estudios realizados recientemente en Sierra Negra (Calderón, 2022) y el desarrollo de la misión de campo en Fernandina. Finalmente, durante los últimos días se planificó el retorno, pasando por Santa Cruz, Baltra y finalmente hasta el aeropuerto de la ciudad de Quito.

3.2. Cartografía de alta resolución

De acuerdo con la metodología descrita por Favalli et al. (2018), el primer paso para crear la cartografía de alta resolución es la obtención de imágenes aéreas del campo de lava. Para ello se utilizó el VANT modelo DJI Matrice 210 y se elaboraron 10 sobrevuelos obteniendo un total de 3530 fotografías aéreas. Los planes de vuelo se realizaron en el programa PIX4D usando los límites de la erupción del 2018 obtenidos por Vasconez et al. (2018) (Fig.3.3). Estos planes tuvieron que ser realizados en el campo debido a inconvenientes con los programas en los cuales se los había realizado previamente. El software PIX4D genera planes de vuelo sin seguimiento de la topografía por lo que, para el desarrollo de este trabajo, se realizaron planes de vuelo más cortos en las zonas altas para tratar de mantener la misma resolución a lo largo de todo el campo de lava.

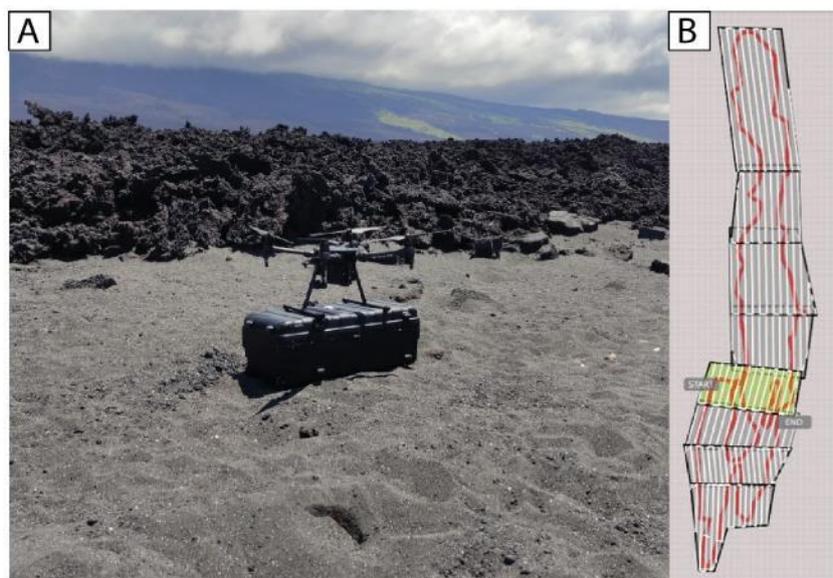


Figura. 3.3. (A) Vehículo Aéreo No Tripulado DJI Matrice 210 utilizado para obtener las fotografías aéreas del campo de lava. **(B)** Planes de vuelo elaborados en el campo con el programa PIX4D. En rojo: los límites del campo de lava obtenidos por Vasconez et al. (2018).

Para obtener la cartografía de alta resolución se siguió la metodología desarrollada en Calderón (2022), desde el procesamiento de las imágenes aéreas hasta la delimitación de los límites del flujo y sus estructuras internas. Las diferencias con este trabajo radican principalmente en la cantidad y resolución de los productos obtenidos. Después de procesar las imágenes, se obtuvo un total de 10 ortofotos con resolución de 3 – 4 cm/píxel y 10 MDEs (Modelos Digitales de Elevación) con resolución de 7 – 8 cm/píxel. Luego de la georreferenciación de los proyectos, se corrigió la información de alturas de los MDEs para finalmente dibujar los bordes externos del campo de lava, *levees*, contactos internos, *kipukas*, fisuras eruptivas y centros de emisión. En el Anexo I se describe de forma detallada el procedimiento realizado para obtener la cartografía.

3.3. Cálculo del volumen

El volumen del campo de lava puede ser obtenido de forma sencilla a partir de la resta entre los volúmenes obtenidos a partir del MDE (Modelo Digital de Elevación) del campo de lava de este proyecto y un MDE previo al evento eruptivo, por ejemplo: el MDE de la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón (JAXA por sus siglas en inglés) el cual tiene una resolución de 30 m/px. Sin embargo, debido a la diferencia en las resoluciones entre ambos proyectos, no fue la mejor opción realizar dicho procedimiento. Por lo tanto, se recurrió a la aplicación de un método analítico que permita obtener el volumen a partir de datos de espesor y área calculados en varias secciones a lo largo de todo el flujo. Para ello, una vez obtenidos los límites del campo de lava, se decidió dividirlo en zonas con características morfológicas comunes para calcular el espesor por sectores. Con la ayuda del software Q-GIS se crearon capas de archivo *shape* de tipo polígono y se identificaron 10 zonas (Fig. 3.4).

En cada una de las zonas se trazaron 10 perfiles longitudinales y perpendiculares al eje del flujo de lava. A partir de ellos se obtuvo una serie de puntos con sus respectivas coordenadas de posición y altura (X, Y) que permitieron calcular el espesor promedio de cada zona. Posteriormente, se realizó una ponderación del promedio de los espesores obtenidos para después multiplicarlo con el valor de área correspondiente. De esta manera se obtuvo el volumen de cada sector y, por consiguiente, la suma de los volúmenes de las 10 zonas corresponde al volumen total del flujo de lava.

A continuación, se ejemplifica el procedimiento realizado para el cálculo del volumen de la zona 10, el sector más distal del flujo.

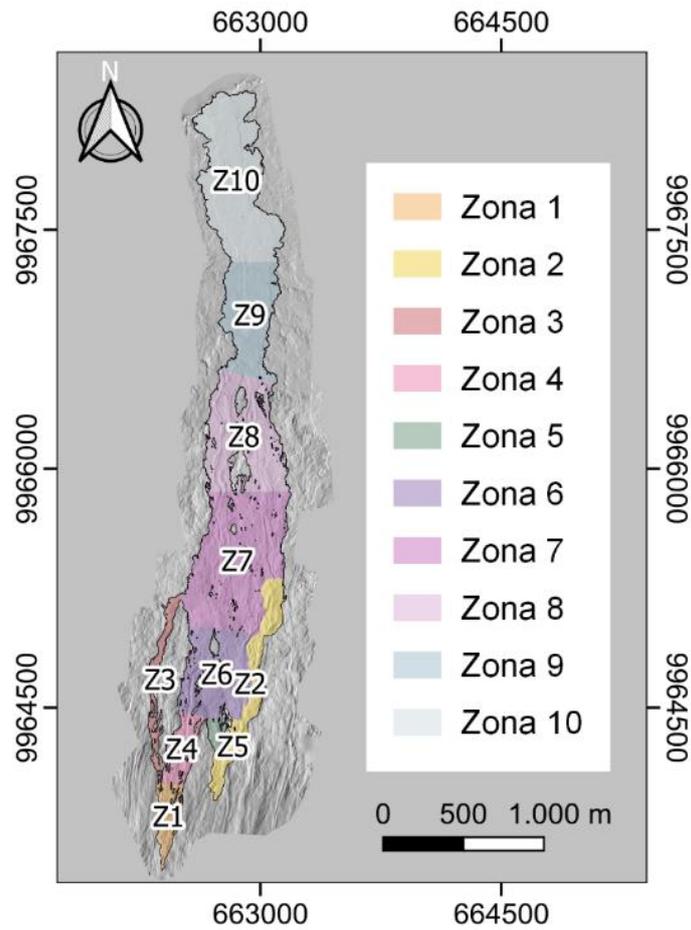


Figura. 3.4. Mapa del campo de lava de la erupción de 2018 del volcán Fernandina dividido en 10 zonas para el cálculo del volumen.

Primero en Q-GIS, se trazaron 10 perfiles longitudinales aproximadamente equidistantes con una separación de ~100 m entre sí y perpendiculares al eje de dirección del flujo de lava (Fig. 3.5.A). Después, con la ayuda de la herramienta **Terrain profile** y añadiendo el modelo digital de elevación de terreno correspondiente, se selecciona la opción “*Selected polyline*” para obtener el perfil topográfico a partir de la selección de cada una de las líneas creadas anteriormente. Se selecciona una de las líneas y posteriormente, en la misma ventana de la herramienta de perfil, se selecciona la pestaña *Table >> Copy to clipboard (with coordinates)* y se exporta la información a una hoja de cálculo (Fig. 3.5.B, C).

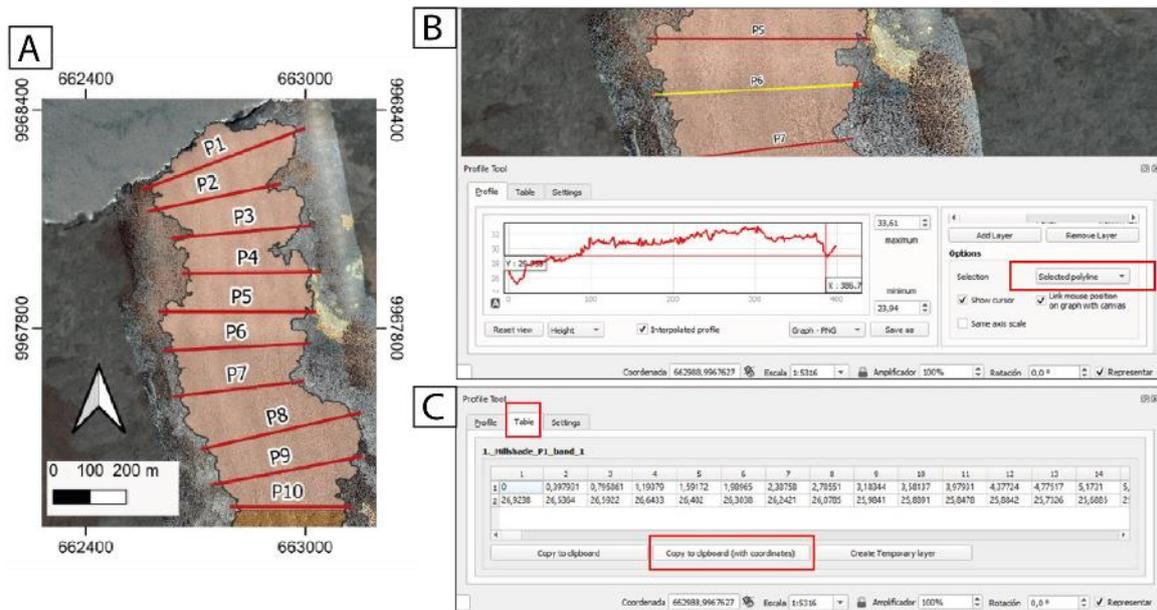


Figura 3.5. Procedimiento para la extracción de datos de un perfil topográfico en Q-GIS. En **(A)** se observan los 10 perfiles realizados en la Zona 10, mientras que en **(B)**, con la ayuda de la herramienta de perfil, se observa el perfil topográfico de la línea seleccionada P6. Finalmente, para copiar en el portapapeles la información con coordenadas UTM, en **(C)** se selecciona la pestaña *Table* >> *Copy to clipboard (with coordinates)*.

Se obtiene una tabla de datos con las coordenadas cartesianas (X, Z) y coordenadas UTM de cada punto que conforma el perfil topográfico. Después, se plotean los datos (X, Z) en un gráfico de dispersión y con la ayuda del perfil de Q-GIS se identifican los puntos que corresponden a los bordes externos del flujo de lava. Ahora, estos puntos son identificados en la tabla de Excel y en el gráfico se crea una nueva serie para obtener una línea que une los límites del flujo de lava. Esta línea correlaciona la coordenada X del punto con la altura Z. Al reemplazar los valores X en la ecuación de la recta obtenida a partir del gráfico, se obtiene una regresión lineal que representa los datos de altura (Z) de la base hipotética del flujo de lava. Posteriormente, se realiza una diferencia de alturas entre los valores Z del perfil y los de la base para obtener el espesor aproximado de cada punto a lo largo de todo el perfil. Después, se calcula el promedio de estos espesores para obtener un valor de espesor promedio, se calcula la desviación estándar, la misma que es considerada como el error de espesor debido a la falta de información de la topografía pre-eruptiva. Finalmente, para obtener el ancho del perfil se restan las coordenadas cartesianas X de los límites laterales del flujo de lava (Fig. 3.6). El espesor promedio de cada perfil junto con su respectivo ancho va a permitir calcular el espesor promedio ponderado de la Zona 10. El procedimiento mencionado se repite para cada uno de los perfiles en cada una de las 10 zonas.

A

Coordenadas UTM		X	Z	Base del flujo	Espesor aproximado (m)	Espesor promedio (m)	Desv. Est.	Ancho del flujo (m)
Este	Norte							
662621,779	9967844,79	19,5063095	22,3125935	22,3125935	0,0000000	4,6282	1,2490	380,797086
662622,203	9967844,79	19,9303597	22,7699242	22,3155195	0,454404682			
662622,627	9967844,79	20,3544099	23,0322495	22,3184454	0,713804022			
662623,052	9967844,79	20,7784601	23,4439507	22,3213714	1,122579278			
662623,476	9967844,79	21,2025103	23,5585785	22,3242973	1,23428117			
662623,9	9967844,79	21,6265605	23,7935944	22,3272233	1,466371093			
662624,324	9967844,79	22,0506108	24,1555939	22,3301492	1,825444658			
662624,748	9967844,79	22,474661	24,3036346	22,3330752	1,970559483			
662625,172	9967844,79	22,8987112	24,3505287	22,3360011	2,01452761			
662625,596	9967844,79	23,3227614	24,3997726	22,3389271	2,060845591			

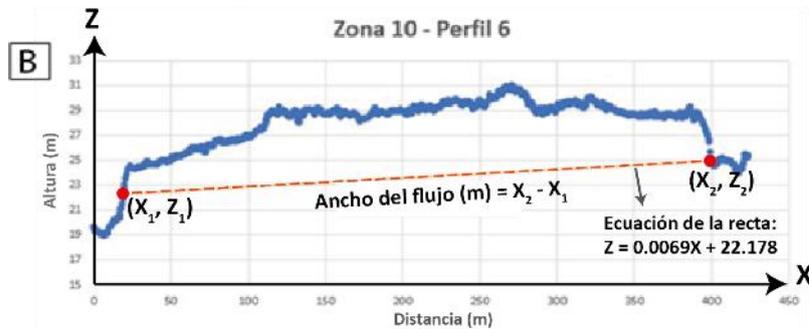


Figura 3.6. (A) Hoja de Excel en donde se muestran los cálculos realizados para obtener la proyección de la base del flujo, el espesor aproximado, espesor promedio, desviación estándar y ancho del flujo en el perfil 6 de la Zona 10. **(B)** Gráfico de dispersión en donde se indica la recta, junto con su respectiva ecuación, que une los límites laterales del flujo de lava y representa la base hipotética del flujo.

Para calcular el espesor total de la Zona 10 se realiza una ponderación del promedio de los espesores obtenidos con cada perfil y se les asigna su peso de influencia correspondiente. En este caso, el ancho de cada perfil tiene una influencia en el resultado de espesor total. Para ello, se utilizó la siguiente ecuación de promedio ponderado:

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

En donde h es el espesor promedio obtenido de cada perfil y w es el ancho correspondiente, ambas variables obtenidas durante el procedimiento anterior (Fig. 3.7). Esta misma fórmula se aplicó para calcular el error de espesor promedio ponderado utilizando los valores de desviación estándar.

	A	B	C	D	E	F	G
	Zona	Perfil N°	(h) Espesor (m)	(w) Ancho (m)	h*w	Σ (h*w)	Espesor total ponderado (m)
1							
2	10	P1	3,49	296,15	1034,45	12567,9857	
3	10	P2	2,99	364,78	1091,23		
4	10	P3	3,44	407,36	1402,03		
5	10	P4	2,59	300,71	778,16		
6	10	P5	3,67	366,82	1345,55		
7	10	P6	4,63	380,80	1762,40		
8	10	P7	3,60	333,51	1201,71		
9	10	P8	2,95	307,16	904,99		
10	10	P9	3,84	305,67	1174,77		
11	10	P10	5,35	349,77	1872,70		

Figura. 3.7. Hoja de cálculo en donde se muestra la aplicación de la fórmula de promedio ponderado, con la ecuación (1), para obtener el Espesor total de la Zona 10.

En el software Q-GIS, se calcula el área y perímetro de la Zona 10 utilizando la herramienta “Calculadora de campos”. Una vez obtenidos estos datos se calcula el error de área (E_A) por medio de la siguiente ecuación:

$$(2) \quad E_A = P * Error_{ubicación}$$

En donde P es el perímetro de la zona, valor obtenido anteriormente. El error de ubicación se refiere al error humano al momento de delimitar los límites del campo de lava. Este error equivale a ± 0.1 m, valor obtenido por Calderón (2022), quien realiza un análisis estadístico para justificar el error de ubicación de los límites del campo de lava en la erupción de 2018 del volcán Sierra Negra, Islas Galápagos. En este trabajo las características del flujo, la escala de mapeo y la resolución de los MDEs y ortofotos es muy similar al análisis de la erupción de Sierra Negra 2018, por lo que se justifica el uso del mismo valor de error.

Finalmente, para calcular el volumen de la Zona 10 se realiza una multiplicación entre el valor de espesor promedio ponderado y el área. Ahora, para estimar el error de volumen se utilizó la fórmula general para el cálculo de la propagación de errores en variables independientes. Esta ecuación refleja el efecto de los errores de las variables en la incertidumbre de una función basada en ellos. Proviene de definir al error (q) como una función de variables aleatorias x, y, \dots, z , etc.:

$$(3) \quad q = f(x, y, \dots, z)$$

y cuyos errores (o incertidumbres) son los diferenciales ∂x , ∂y , ..., ∂z . Por lo tanto, la propagación de errores será la suma en cuadratura de los errores de cada una de las variables:

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

Aplicando la fórmula para este caso, f sería el volumen del flujo de lava el mismo que está en función de las variables espesor y área. Entonces, la propagación de errores de volumen (E_V) se expresaría de la siguiente manera:

$$(5) \quad E_V = \sqrt{(A * E_H)^2 + (H * E_A)^2}$$

En donde A es el área de la zona en metros cuadrados, E_H es el error de espesor, H es el valor del espesor promedio y E_A corresponde al error de área.

De esta manera se ha obtenido el volumen promedio de la Zona 10 y su respectivo error (Fig. 3.8).

Todo este procedimiento se replica en cada una de las zonas. Finalmente, para obtener el volumen total del flujo de lava se sumaron los volúmenes de los diez sectores. El Anexo II muestra los resultados de la estimación del volumen obtenido para cada zona.

	A	B	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q
	Zona	Perfil N°	Desv. Est. (Error Espesor)	Desv. * w	Sumatoria (Desv.*w)	Error espesor total ponderado	Perímetro (m)	Área (m2)	Error de ubicación límites del Campo de Lava	Error de área	Volumen (m3)	Propagación de error de volumen
1												
2	10	P1	1,73	511,28	3811,77	1,12	5512,74	3,67E+05	0,1	551,27	1,35E+06	02^2)
3	10	P2	0,93	340,92								
4	10	P3	0,74	301,53								
5	10	P4	0,56	168,61								
6	10	P5	1,12	409,28								
7	10	P6	1,25	475,61								
8	10	P7	0,89	297,15								
9	10	P8	1,23	379,20								
10	10	P9	1,23	375,29								
11	10	P10	1,58	552,91								
										Errores		
								Perímetro (m)	5512,74			
								Área (m2)	3,67E+05	551,27		
								Espesor total (m)	3,68	1,12		
								Volumen total (m3)	1,35E+06	4,10E+05		
								Error relativo Vol. %		30,33		

Figura 3.8. Hoja de Excel en donde se muestra el cálculo realizado para obtener el error de volumen de la Zona 10 aplicando la ecuación (5). Se observan el error de espesor ponderado, perímetro, área, error de área y el volumen total de la Zona 10 ($1.35 \times 10^6 \text{ m}^3$).

3.4. Análisis de muestras – medidas de densidad

Se realizaron medidas de densidad en 14 muestras de roca (Tabla 1): 2 muestras de escoria y 12 muestras de lava (‘a‘ā/pāhoehoe) utilizando el Analizador de densidad envolvente Geopyc™ 1360 de la compañía Micromeritics del LVM (Laboratorio de Magmas y Volcanes) en la ciudad de Clermont – Ferrand, Francia.

Las muestras de lava fueron preparadas con anticipación en las instalaciones del Laboratorio de Ensayo de Materiales y Mecánica de Suelos (LEMSUR) de la Facultad de Ingeniería Civil de la Escuela Politécnica Nacional (Quito, Ecuador). De cada muestra, se cortaron 3 submuestras en forma de cubos de dimensiones 2 x 2 x 2 cm. Por otro lado, las escorias no tuvieron ningún tratamiento previo y simplemente se seleccionó un total de 72 ejemplares entre las dos muestras de “*scoria bag*” (FER-2018-005 de la fisura oriental y FER-2018-22A de la fisura occidental) procurando escoger escorias enteras y lo menos fracturadas posible.

Tabla 1.

Lista de muestras analizadas con el equipo de medición de densidad envolvente Geopyc™ 1360.

N°	Código	Tipo de muestra	Cantidad de submuestras
1	FER-2018-001	lava/pāhoehoe	3
2	FER-2018-002	lava/pāhoehoe	3
3	FER-2018-006	lava/pāhoehoe	3
4	FER-2018-08A	lava/pāhoehoe	3
5	FER-2018-018	lava/pāhoehoe	3
6	FER-2018-019	lava/pāhoehoe	3
7	FER-2018-021	lava/pāhoehoe	4
8	FER-2018-08B	lava/‘a‘ā	3
9	FER-2018-010	lava/‘a‘ā	3
10	FER-2018-12B	lava/‘a‘ā	3
11	FER-2018-015	lava/‘a‘ā	3
12	FER-2018-017	lava/‘a‘ā	3
13	FER-2018-005	escoria	42
14	FER-2018-22A	escoria	30

3.4.1. Densidad envolvente - GeoPyc™ 1360: descripción y funcionamiento

El analizador de densidad envolvente GeoPyc™ 1360 (Fig. 3.9) es un instrumento que permite medir de forma rápida la densidad envolvente de objetos porosos de tamaño y forma

irregular. De acuerdo con las recomendaciones de la compañía fabricante, el tamaño de las partículas debe ser superior a 2 mm para obtener los mejores resultados. La densidad envolvente (ρ) o también llamada densidad aparente, se obtiene de dividir la masa (m) de un objeto para su volumen (V_m), donde el volumen incluye el espacio ocupado por los poros y pequeñas cavidades, como se muestra en la ecuación (6).



Figura. 3.9. Analizador de densidad GeoPyc™ 1360 del Laboratorio de Magmas y Volcanes, Francia. En la imagen se observa la cámara cilíndrica de vidrio con el fluido seco. En la parte superior derecha del equipo se encuentra la pantalla de configuración de los parámetros para las mediciones.

El GeoPyc™ consta de un cilindro de vidrio de diámetro conocido que se fija en la parte izquierda de la estructura, tiene un émbolo y una pantalla que permite configurar las características de la medición (Fig.3.9). La muestra se coloca dentro de la cámara cilíndrica sobre una capa de quasi-fluido de color gris denominado “DryFlo” o fluido seco. Este es una mezcla de pequeñas partículas esféricas rígidas (350-500 μm) con una pequeña cantidad de lubricante grafitico. El instrumento agita el cilindro y empuja el émbolo a una fuerza determinada hasta que la cámara quede sin aire. Esto hace que el DryFlo se consolide suavemente sobre la muestra ajustándose a la forma externa del objeto.

Para obtener los resultados (volumen, densidad envolvente y desviación estándar) el equipo realiza dos mediciones: en la primera, calcula el volumen sólo del fluido seco y en la segunda, mide el volumen del fluido seco junto con la muestra. La diferencia entre la segunda y primera medición es el volumen que reporta automáticamente el equipo según la ecuación (6).

$$(6) \quad V_m = (VDryFlo_{+muestra}) - VDryFlo$$

En donde V_m es el volumen de la muestra, $VDryFlo_{+muestra}$ es el volumen del fluido seco con la muestra y $VDryFlo$ es el volumen sólo con el fluido seco.

Por otro lado, la densidad envolvente surge del cociente entre la masa de la muestra (m) y el volumen calculado por el instrumento (V_m), según la ecuación (7). Este valor de densidad envolvente es reportado automáticamente por el equipo.

$$(7) \quad \rho = \frac{m}{V_m}$$

El GeoPyc cuenta con varias cámaras cilíndricas de diferentes tamaños que se ajustan a las necesidades del operador en función del tamaño de las muestras que requiera analizar.

El Anexo III muestra el procedimiento seguido para la obtención de la densidad envolvente.

3.4.2. Densidad DRE (equivalente de roca densa)

La densidad DRE (equivalente de roca densa) fue obtenida por Oryaelle Chevrel, investigadora del Laboratorio de Magmas y Volcanes (Clermont - Ferrand, Francia), mediante el uso del picnómetro de Helio AccuPyc™ II 1340 (Fig. 3.10).

La picnometría de gas es una técnica analítica muy útil que utiliza el desplazamiento de un gas inerte (por ejemplo: Helio o Nitrógeno) como un método para medir automáticamente el volumen de cuerpos sólidos y polvos con precisión. De esta manera, al conocer el volumen y la masa de las porciones de polvo (masa que se obtuvo con la ayuda de una balanza electrónica) se pudo conocer fácilmente la densidad del equivalente de roca densa (ρ DRE).

Las mediciones se llevaron a cabo a partir de polvo de roca de dos muestras (FER-2018-018 y FER-2018-019). Estos polvos fueron previamente preparados en las instalaciones del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional de acuerdo con el procedimiento descrito en la sección 3.8.



Figura. 3.10. Picnómetro de Helio AccuPyc™ II 1340 del Laboratorio de Magmas y Volcanes, Clermont – Ferrand, Francia.

3.5. Cálculo de la vesicularidad

Para obtener la vesicularidad de las muestras analizadas, se utilizó la ecuación de Robert et al. (2014):

$$(8) \quad \phi = 100 \left(1 - \frac{\rho_{BULK}}{\rho_{DRE}} \right)$$

En donde, ρ_{BULK} es la densidad envolvente de las muestras obtenida con el analizador de densidad Geopyc 1360. Y el ρ_{DRE} es la densidad del equivalente de roca densa (DRE) obtenida con el picnómetro de Helio AccuPyc™ II 1340.

Para calcular un valor de vesicularidad promedio para el conjunto de muestras de lava pāhoehoe, ‘a‘ā y escorias, se realiza una ponderación promedio de los datos para evitar la influencia de los valores extremos en el resultado. Las propiedades de porosidad/vesicularidad y densidad son variables intensivas, es decir no dependen del tamaño ni de la cantidad de materia de un sistema, por lo que requieren un tratamiento estadístico adecuado. Para ello se siguió los fundamentos de ponderación de densidad descritos en Bernard et al. (2015) de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$(9) \quad \rho_m = \frac{m_t}{V_t} \approx \sum_{i=1}^n \left(\frac{V_i \cdot \rho_i}{V_t} \right)$$

En donde, la densidad promedio ρ_m es una aproximación ponderada en función del volumen de la muestra. El numerador corresponde a la sumatoria del producto entre los valores de densidad (ρ_i) y volumen (V_i) de cada muestra (datos obtenidos con el analizador de densidad), y el denominador es la sumatoria total de los volúmenes de las muestras. Para obtener la vesicularidad promedio de las lavas ‘a‘ā, pāhoehoe y escorias, se utiliza de nuevo la ecuación (8) pero con el valor de densidad promedio ponderado en el numerador de la fracción.

3.6. Estimación de la masa de magma, magnitud e intensidad de la erupción.

Para obtener la masa de magma emitida, primero se requiere convertir al volumen del depósito (calculado según la sección 3.3.) en volumen denso sin vesículas. Para ello, con la ayuda de la cartografía, se estima la proporción de volumen de lavas pāhoehoe y ‘a‘ā observadas a lo largo de todo el campo de lava. Se extrae la respectiva vesicularidad ponderada al proporcional de volumen de cada tipo de lava obteniendo el volumen denso. Se despeja el valor de la masa de magma de acuerdo con la ecuación general de densidad según

la ecuación (7), utilizando la densidad del equivalente de roca densa (DRE) y el volumen denso.

Posteriormente, para calcular la magnitud e intensidad de la erupción, se utilizaron las ecuaciones descritas en Pyle (2015). Ambos parámetros son índices logarítmicos que están en función de la masa de magma y de la tasa de masa de magma emitida definiéndose de la siguiente manera:

$$(10) \quad \text{magnitud} = \log_{10} (\text{masa de magma, kg}) - 7$$

$$(11) \quad \text{intensidad} = \log_{10} (\text{tasa de masa de magma emitida, kg/s}) + 3$$

3.7. Análisis petrográfico

Para analizar la petrografía de las muestras recolectadas durante la misión de campo, se elaboraron 12 láminas delgadas pertenecientes a 12 de las 26 rocas muestreadas. Entre ellas, 5 lavas 'a'ā y 7 lavas pāhoehoe, las cuales fueron seleccionadas a lo largo de todo el campo de lava. Estas muestras son las mismas rocas que fueron analizadas con el medidor de densidad envolvente en la sección 3.4.1. (Tabla 1, muestras del N° 1 al 12).

Primero, con la ayuda de una cortadora circular, se seccionaron las muestras en pequeños chips de roca en las instalaciones del Laboratorio de Ensayo de Materiales y Mecánica de Suelos (LEMSUR) de la Escuela Politécnica Nacional (Quito, Ecuador). Se obtuvo un total de 24 chips (2 de cada muestra) de aproximadamente 40 x 20 x 10 mm. Posteriormente, las láminas delgadas fueron elaboradas por profesionales del Laboratorio de Magmas y Volcanes (LMV) de la Universidad de Clermont Auvergne en la ciudad de Clermont – Ferrand, Francia.

Se realizó la descripción petrográfica de las láminas delgadas a través del uso de un microscopio petrográfico en las instalaciones del LMV. La petrografía comprende una descripción textural cualitativa de cada muestra en donde los porcentajes de minerales, matriz y vesículas se obtuvieron mediante el uso de ábacos/diagramas de estimación visual de porcentajes.

Adicionalmente, para complementar el análisis se tomaron un total de 96 fotografías (48 imágenes en luz natural y 48 imágenes en luz polarizada) de las 12 muestras de láminas delgadas con la cámara incorporada del microscopio (Fig. 3.11).

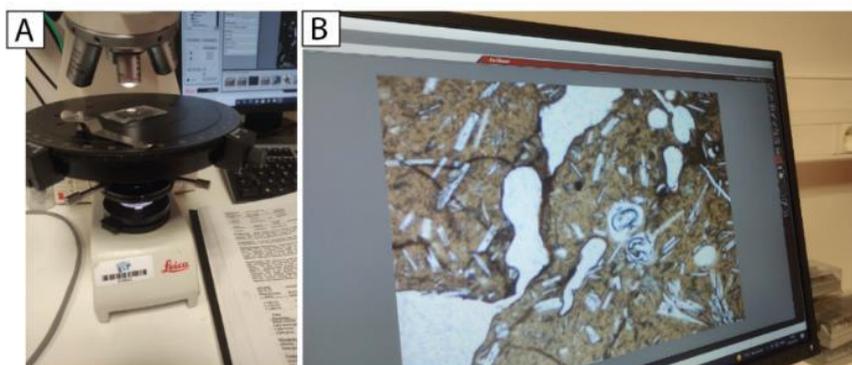


Figura. 3.11. (A) Muestra de lámina delgada observada bajo el microscopio petrográfico. **(B)** Vista en monitor de computadora de una de las fotografías tomadas con la cámara incorporada del microscopio. Por medio del software de la cámara fue posible exportar las imágenes.

3.8. Geoquímica de roca total

Se realizaron análisis químicos a 12 muestras de roca las cuales fueron recolectadas a lo largo de todo el campo de lava durante la misión de campo. Estas son las mismas muestras que fueron seleccionadas para el análisis de densidad envolvente y análisis petrográfico (sección 3.4.1. y 3.7., respectivamente).

Las muestras fueron preparadas en las instalaciones del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional. El primer paso fue la trituration manual de las muestras con la ayuda de un mortero de titanio hasta obtener fragmentos de roca < 3 mm (Fig. 3.12.A). Es importante limpiar muy bien el mortero (y demás herramientas utilizadas) entre la trituration de cada una de las muestras para evitar posibles contaminaciones. Después, con el uso de un molino de ágata marca Retsch RM 200, se redujo aún más el tamaño de los fragmentos hasta obtener partículas de aproximadamente 17 μm . Se obtuvo alrededor de 100 g de polvo de roca de cada muestra (Fig. 3.12.B). Estos polvos fueron enviados a los laboratorios de la Universidad de Brest (Francia) para ser sometidos a análisis geoquímicos de elementos mayores y traza. Se utilizó la técnica de espectroscopía de emisión atómica de plasma acoplado inductivamente, ICP-AES por sus siglas en inglés, de acuerdo con el procedimiento establecido en Cotten et al. (1995). En el Anexo IV se muestran los resultados de la geoquímica de roca total para las muestras de la erupción de Fernandina 2018.

Adicionalmente, se recopiló información geoquímica de Fernandina de la bibliografía existente según McBirney y Williams (1969), White et al. (1993), Kurz y Geist (1999), Allan y Simkin (2000), Saal et al. (2007), Handley et al. (2011) y Harpp y Weis (2020).



Figura. 3.12. (A) Trituración manual de las muestras de roca con la ayuda del mortero de titanio. **(B)**Polvo de roca obtenido después de la trituración con el molino de ágata.

3.9. Estimación de los parámetros reológicos y dinámicos

Los parámetros reológicos y dinámicos: tasa de efusión volumétrica (Q), viscosidad (η), velocidad (v) y límite elástico (τ), fueron calculados a partir de ecuaciones matemáticas en función de algunas constantes físicas y de las dimensiones morfológicas del lóbulo más distal del campo de lava. El procedimiento es distinto al realizado en la estimación del volumen total del depósito de la sección 3.3. Para la reología se utilizan medidas promedio de longitud (L), ancho (W), profundidad (H) y pendiente (α) de una porción específica del campo de lava a partir de la información topográfica.

Las ecuaciones para obtener los parámetros se utilizan únicamente para el análisis de flujos de lava dependientes del enfriamiento (*cooling limited*). Es decir, para flujos de lava que fueron avanzando y enfriándose progresivamente hasta aumentar su espesor en el frente y detenerse porque eran demasiado fríos y viscosos para continuar desplazándose (Pinkerton y Wilson, 1994). Teniendo en cuenta este planteamiento es válido el uso del número de Grätz el cual se usa en flujos de lava dependientes del enfriamiento. Por otro lado, la ecuación de viscosidad de Jeffreys (1925), modificada por Nichols (1939), asume que la lava tiene un comportamiento newtoniano y que fluye sobre una superficie con pendiente inclinada. Según la ecuación de Hulme (1974), que define el cálculo del límite elástico (τ), se asume un comportamiento del flujo de lava de tipo Bingham.

Para estimar los parámetros reológicos y dinámicos, se siguió la misma metodología descrita en Calderón (2022), la cual a su vez fue tomada de Chevrel et al. (2013). El trabajo de Calderón (2022) consiste en el análisis cartográfico y físico-químico del flujo de lava de la erupción circunferencial de 2018 de Sierra Negra en las Islas Galápagos. Las adaptaciones metodológicas para la erupción de Fernandina 2018 se relacionan principalmente con la

identificación y longitud del lóbulo analizado. Con la ayuda del software Q-GIS, se realizaron 12 perfiles topográficos trazados de forma perpendicular al eje del flujo a lo largo de la parte más distal del campo de lava. Este sector comprende las Zonas 9 y 10 del mapa de la Fig. 3.4. (ver Sección 3.3) (Fig. 3.13, Fig. 3.14). Se decidió analizar únicamente el lóbulo distal porque sólo ahí el flujo de lava es más homogéneo (con forma regular). A partir de cada uno de esos 12 perfiles “principales” se trazaron 5 perfiles “auxiliares” separados a una distancia de 1 m entre sí (Fig. 3.13.C). El trazar perfiles auxiliares tiene como fin obtener una cantidad de datos significativos que permitan calcular valores promedios y de desviación estándar.

Para obtener la longitud (L) total del flujo, se ha asumido que los flujos de lava distales fueron emitidos desde una fuente proximal a los centros eruptivos de ambas fisuras. Se realizaron 10 mediciones desde el tope de las fisuras hasta el frente de lava (5 mediciones en cada una), obteniendo un rango de longitud promedio. El procedimiento para calcular el ancho, profundidad mínima, pendiente del terreno y las ecuaciones para la estimación de los errores de los parámetros reológicos se describe en el Anexo V. Los resultados de las mediciones realizadas y parámetros reológicos obtenidos de cada perfil se resumen en el Anexo VI.

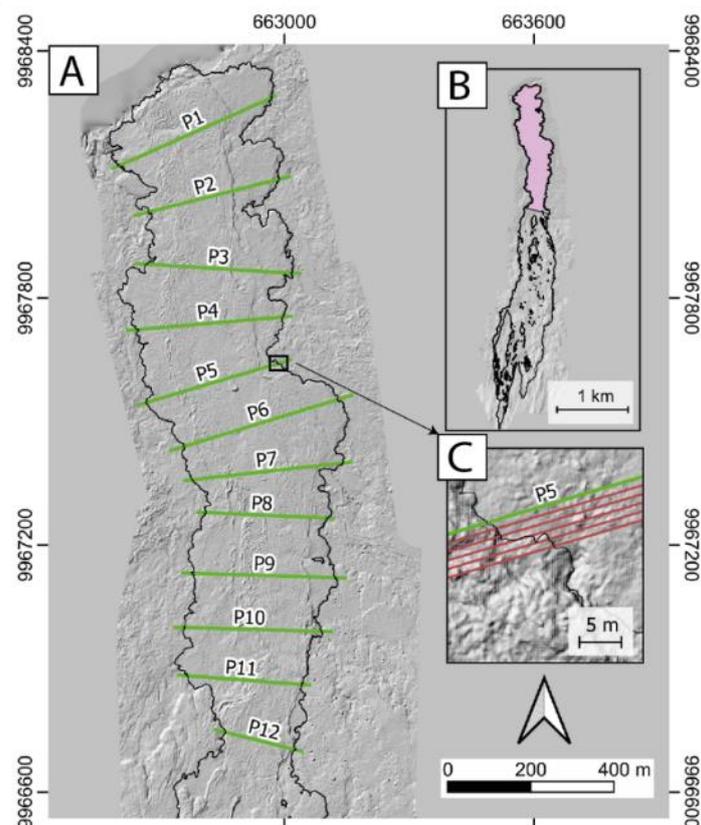


Figura. 3.13. (B) Mapa del flujo de lava de la erupción de Fernandina 2018 en donde se observa en color rosado las zonas 9 y 10 correspondientes a la porción más distal y homogénea del campo de lava. En (A) se observan los perfiles principales de color verde (P1 a P12). En (C) se observa un acercamiento al Perfil 5 (P5) con sus respectivos perfiles auxiliares (líneas de color rojo) separadas 1 metro de distancia entre sí.

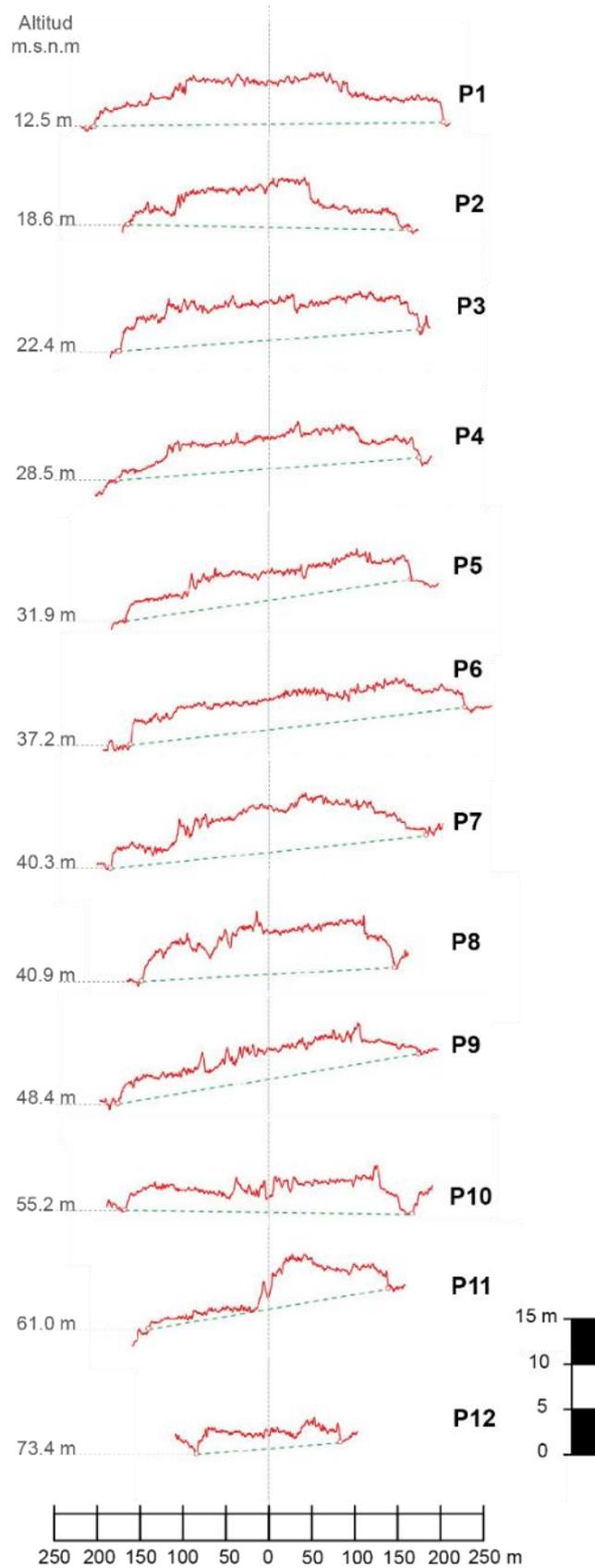


Figura 3.14. Perfiles topográficos correspondientes a cada perfil principal trazados a lo largo del flujo distal del campo de lava.

A continuación, se describen las ecuaciones matemáticas utilizadas para el cálculo de los parámetros reológicos y dinámicos:

La **Tasa de efusión volumétrica** (Q) fue obtenida de la ecuación 2 de Chevrel et al. (2013).

$$(12) \quad Q = \frac{G_z k L W}{H}$$

En donde: G_z corresponde al número de Grätz, que de acuerdo con Pinkerton y Wilson (1994) es un valor adimensional cuyo valor crítico de 300 es el valor límite de enfriamiento para flujos basálticos. k es la difusividad térmica de $4.2E-7 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ para lavas basálticas (Kilburn y Lopes, 1991). L es la longitud del flujo de lava, en este caso fue medido desde los centros de emisión ubicados en las partes altas de los dos sistemas de fisuras (oriental y occidental) hasta la orilla del mar. W es el ancho total promedio y H es la profundidad total promedio, que fueron medidos en la zona distal del flujo de lava.

La fórmula de la **Viscosidad** (η), que determina la viscosidad aparente del flujo de lava, fue obtenida de la ecuación de Jeffreys (1925) y modificada por Nichols (1939), cuya base teórica asume que el flujo de lava tiene comportamiento newtoniano:

$$(13) \quad \eta = \frac{\rho g H^3 W (\sin \alpha)}{3 Q}$$

En donde: ρ es la densidad de la lava, $2600 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, valor correspondiente para un basalto de Galápagos según Murase y McBirney (1973). g es el valor de la aceleración de la gravedad ($9.8 \text{ m}^3/\text{s}$), α es el ángulo de la pendiente del terreno medido entre los perfiles trazados. El valor de 3 es una constante empírica para analizar flujos de lava cuyo ancho es mayor que su profundidad.

La **Velocidad** (v) fue calculada con la ecuación de Jeffreys (1925):

$$(14) \quad v = \frac{\rho g H^2 (\sin \alpha)}{3 \eta} = \frac{Q}{WH}$$

El **Límite elástico** (τ) del flujo de lava se obtuvo asumiendo un comportamiento de la lava tipo Bingham utilizando la ecuación de Hulme (1974):

$$(15) \quad \tau = \rho g H (\sin \alpha)$$

CAPÍTULO IV

RESULTADOS

4.1. Cartografía de alta resolución

4.1.1. Dimensiones del campo de lava

El trabajo cartográfico permitió obtener como resultado un mapa de las principales estructuras observadas a lo largo del campo de lava de la erupción de Fernandina 2018 (Fig. 4.1). En el Anexo VII se muestra la cartografía a escala 1:13000. En el mapa se distinguen los límites del campo de lava, contactos internos, *levees*, ejes de los flujos, centros de emisión y fisuras eruptivas. La erupción se produjo a partir de dos fisuras radiales, una occidental y otra oriental, ubicadas a ~1000 y ~725 m snm (sobre el nivel del mar), respectivamente, cuyos flujos de lava alcanzaron la orilla del mar. Los cálculos dieron como resultado que los depósitos cubrieron un área de $1.80 \pm 0.01 \times 10^6 \text{ m}^2$ con un espesor promedio ponderado de $2.94 \pm 1.50 \text{ m}$ y un volumen de $5.29 \pm 2.74 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Tabla 2, Fig. 4.2). La longitud total del flujo de lava es de $4932 \pm 51 \text{ m}$ la cual fue medida desde el inicio de la fisura más alta hasta la orilla del mar.

Tabla 2.

Resultados de las mediciones de perímetro, área, espesor y volumen total de las zonas y el campo de lava. (Las Zonas 1-10 corresponden al mapa de la Fig. 3.4 de la Sección 3.3 y son las mismas zonas de la Fig. 4.2.)

Zona	Perímetro (m)	Área (m ²)	Espesor promedio ponderado (m)	Volumen (m ³)
1	2.74×10^3	$4.99 \pm 0.03 \times 10^4$	1.82 ± 1.25	$0.91 \pm 0.63 \times 10^5$
2	3.97×10^3	$1.38 \pm 0.00 \times 10^5$	4.13 ± 2.37	$5.71 \pm 3.27 \times 10^5$
3	4.66×10^3	$5.09 \pm 0.05 \times 10^4$	2.02 ± 0.87	$1.03 \pm 0.44 \times 10^5$
4	3.84×10^3	$6.54 \pm 0.04 \times 10^4$	1.87 ± 1.22	$1.23 \pm 0.80 \times 10^5$
5	1.21×10^3	$2.04 \pm 0.01 \times 10^4$	1.91 ± 1.21	$0.39 \pm 0.25 \times 10^5$
6	5.59×10^3	$2.07 \pm 0.01 \times 10^5$	2.23 ± 1.48	$4.62 \pm 3.05 \times 10^5$
7	6.32×10^3	$4.29 \pm 0.01 \times 10^5$	3.65 ± 2.15	$1.57 \pm 0.92 \times 10^6$
8	8.10×10^3	$2.75 \pm 0.01 \times 10^5$	1.99 ± 1.37	$5.47 \pm 3.75 \times 10^5$
9	3.52×10^3	$2.01 \pm 0.01 \times 10^5$	2.20 ± 0.93	$4.41 \pm 1.86 \times 10^5$
10	5.51×10^3	$3.67 \pm 0.01 \times 10^5$	3.68 ± 1.12	$1.35 \pm 0.41 \times 10^6$
Total	45.5×10^3	$1.80 \pm 0.01 \times 10^6$	2.94 ± 1.50	$5.29 \pm 2.74 \times 10^6$
Longitud total del campo de lava (m)	4932 ± 51			

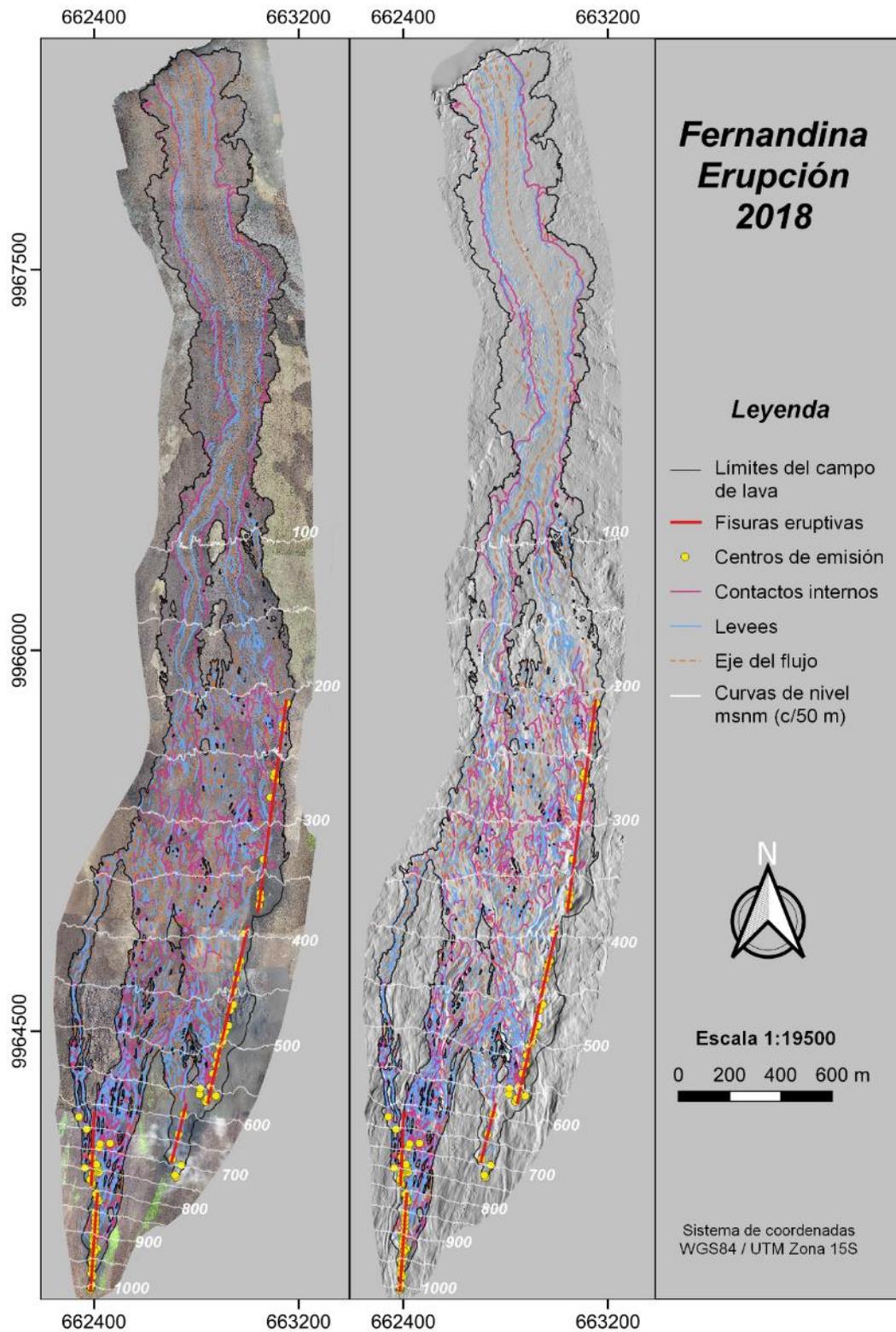


Figura. 4.1. A la izquierda, la ortofoto y, a la derecha, el mapa de sombras con la cartografía de la erupción del 2018 del Volcán Fernandina.

Para analizar a detalle la cartografía se ha dividido al campo de lava en 10 Zonas (Fig. 4.2) y son las mismas zonas que se identificaron para la estimación del volumen en la sección 3.3. La zonificación se ha realizado en función de las características morfológicas de los depósitos y de su cercanía a las fisuras eruptivas. Es así como se agrupan en zonas con depósitos proximales, intermedios y distales.

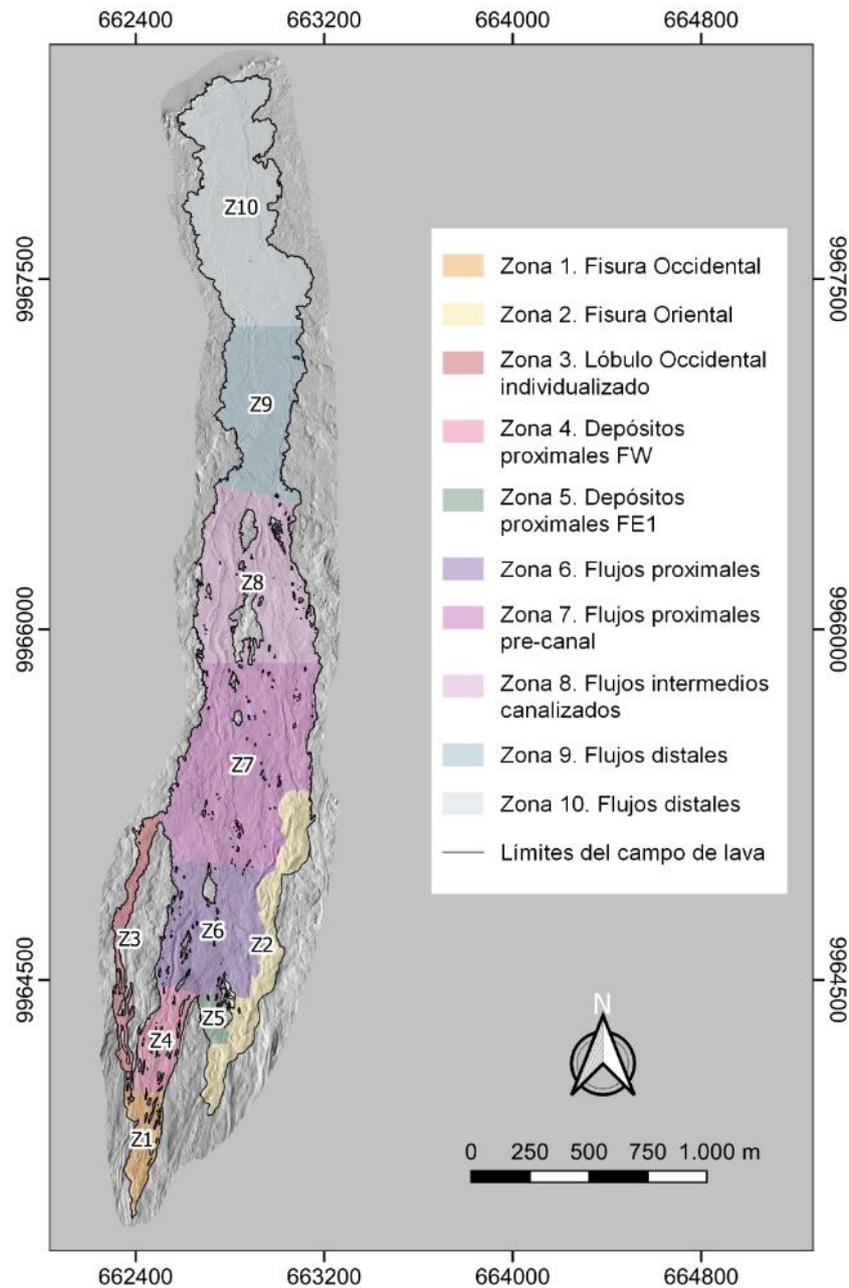


Figura 4.2. Mapa de zonificación de las regiones morfológicas analizadas durante el trabajo cartográfico. (FW: Fisura Occidental. FE: Fisura Oriental. FE1: segmento sur de la fisura oriental).

4.1.2. Análisis y descripción de la morfología del campo de lava

Los depósitos más proximales a la fisura occidental y oriental están contenidos en la Zona 1 y Zona 2, respectivamente. La Zona 3 comprende el lóbulo occidental individualizado y contiene 2 conos de salpicadura asociados a la actividad del sistema de fisura y ventos occidental. La Zona 4 corresponde a una red de canales de lava incipientes emitidos por la fisura occidental. La Zona 5 es una pequeña región que contiene los depósitos proximales del extremo sur la fisura oriental. Las Zonas 6 y 7 comprenden la convergencia de los flujos de lava proximales provenientes de ambas fisuras. La Zona 8 es la parte intermedia del campo de lava en donde se ha desarrollado un sistema de flujo canalizado. La Zona 9 y 10 representan los flujos más distales del campo de lava que alcanzan la orilla del mar y están asociados al sistema de flujo canalizado.

A continuación, se describe a detalle la morfología de las fisuras y las características de cada una de las Zonas.

4.1.2.1. Fisuras Eruptivas

La cartografía realizada evidencia la presencia de dos fisuras radiales: la Fisura Occidental (FW) y la Fisura Oriental (FE), cada una con características morfológicas que las diferencian entre sí.

Fisura Occidental

La fisura occidental es la fisura más alta ubicada a ~1000 m snm (Fig. 4.3) y se encuentra a una distancia aproximada de 1620 m del borde de la caldera. Está orientada en dirección N/S y consta de dos regiones distinguibles: la fisura sur (FW Sur) y norte (FW Norte) (Fig. 4.3). El extremo sur inicia con el alineamiento de pequeños conos de escoria de entre 1 – 2 m de altura (Fig. 4.3.A) seguido por una zona de fisura continua, generalmente simétrica (Fig. 4.4), que mide ~380 m de longitud. Los conos de salpicadura son alargados hacia el norte y han conservado bien la mayoría de sus flancos alcanzando una altura de 2 a 8 m (Fig. 4.4). Los depósitos de escoria se extienden a un radio de 10 a 75 m medidos desde el eje de la fisura. El segmento norte mide ~280 m de largo y es una región discontinua conformada por varios centros de emisión dispersos (Fig. 4.3). En general, se estima que la zona de fisura y ventos occidental mide un total de ~700 m de longitud y contiene al menos 46 centros eruptivos. La numeración de los centros eruptivos o centros de emisión se describe con la letra “C” acompañado del número correspondiente. En este caso, la numeración se realizó de Sur a Norte empezando por los centros de emisión de la fisura occidental y luego por los de la fisura oriental. Por ejemplo: C1, C2, C3..., hasta C46 para la fisura occidental.

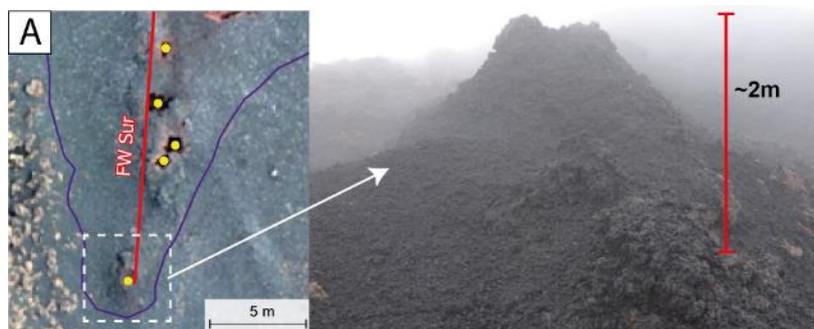
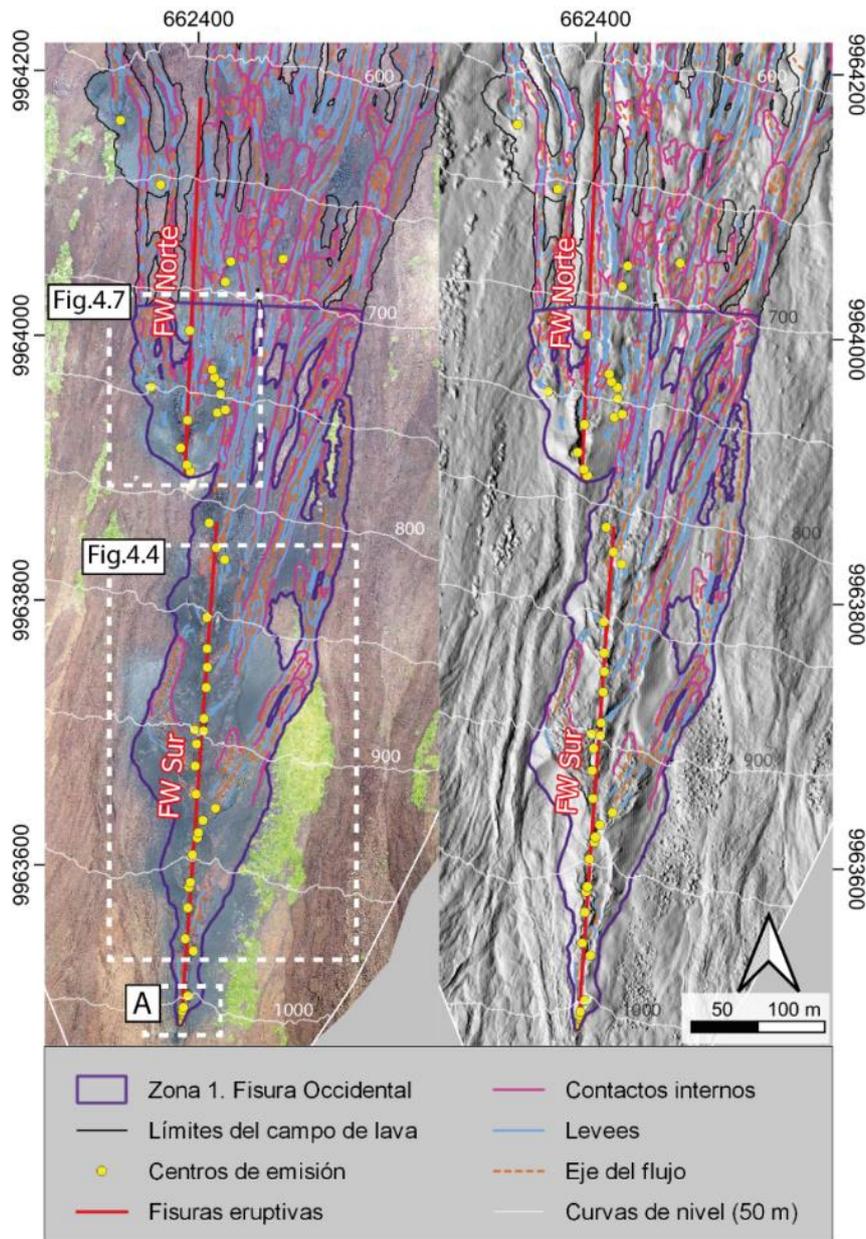


Figura. 4.3. Arriba, el mapa con la cartografía de la Fisura Occidental (FW) y sus depósitos proximales. A la izquierda, la ortofoto en donde se distinguen el segmento FW Sur y FW Norte, y a la derecha el mapa de sombras correspondiente. **(A)** Acercamiento al alineamiento de los conos de escoria ubicados al extremo sur de la fisura occidental. La flecha señala la fotografía de uno de los conos de escoria, de ~2 m de altura, observado durante la misión de campo de este proyecto (foto cortesía de: B. Bernard).

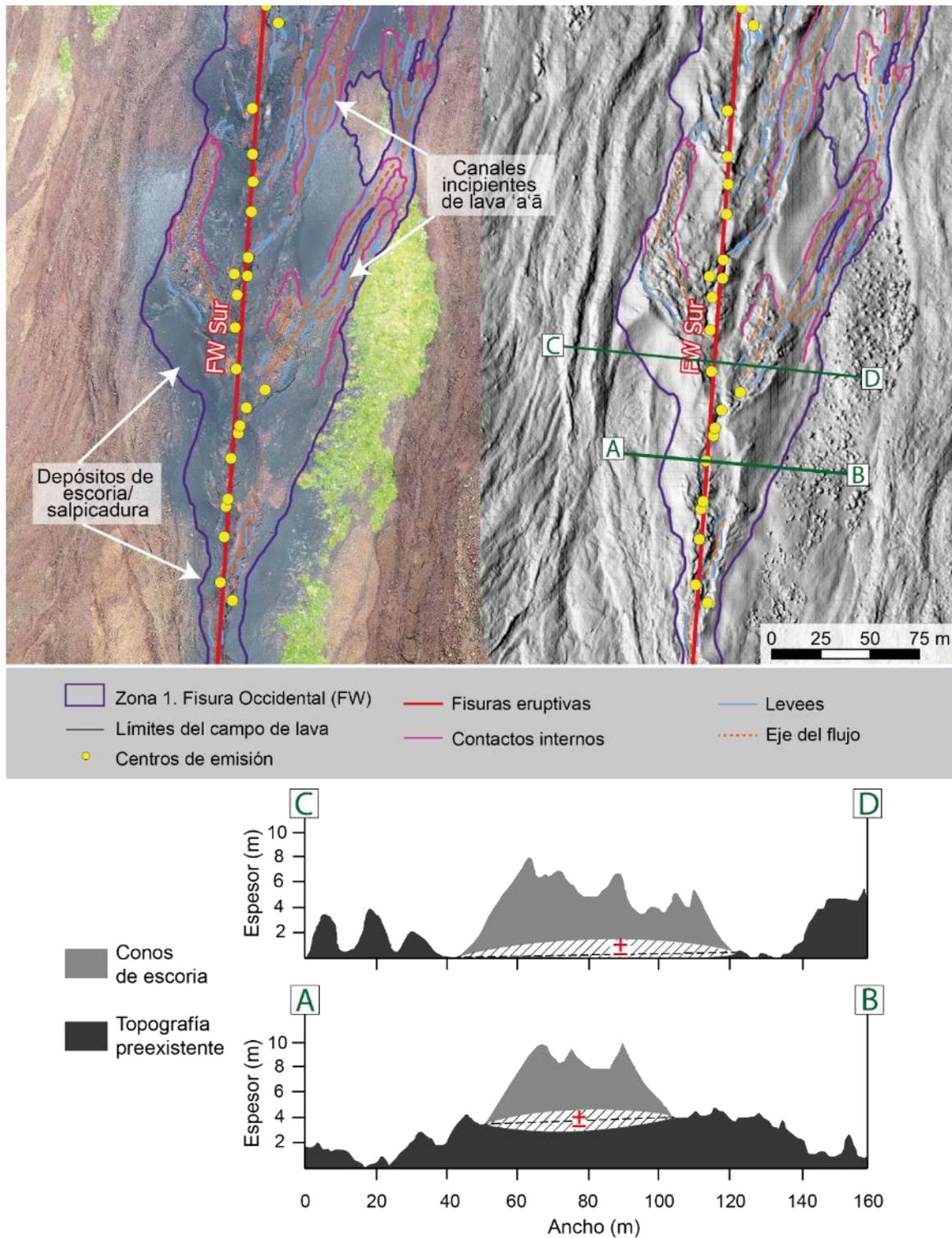


Figura. 4.4. Arriba, un acercamiento al segmento sur de la fisura occidental (FW Sur). A la izquierda, la ortofoto señalando los depósitos de escoria/salpicadura y los canales incipientes de lava 'a'ā. A la derecha, el mapa de sombras con las secciones A-B y C-D que corresponden a los perfiles topográficos ilustrados abajo. En los perfiles, el área rayada con el símbolo (\pm) representa la incertidumbre o el error en la interpretación/delimitación de la topografía preexistente. Se puede observar que los conos de salpicadura/escoria han conservado bien sus flancos y se puede decir que la fisura FW Sur es aproximadamente simétrica.

Fisura Oriental

La fisura oriental empieza a ~725 m snm y aunque está ligeramente más inclinada hacia el noreste (~N12°), mantiene la tendencia N/S. Tiene una longitud total de ~1930 m y está constituida por 3 segmentos: FE1, FE2 y FE3 (Fig.4.5). La fisura oriental presenta la mayor parte de su labio occidental colapsado y algunos flujos de lava se canalizan entre los conos de salpicadura (Fig. 4.6). Los conos de salpicadura son más altos y anchos que los de la FW, sobre todo en la parte central del segmento FE2 (Fig. 4.6.A) y extremo sur de FE3 (Fig. 4.6.B). En estas regiones los depósitos de escoria se extienden a un radio de hasta ~200 m y ~100 m, respectivamente; adicionalmente, es característica la presencia de grietas de colapso en los flancos orientales (Fig. 4.6.A, B y D). En total, se han distinguido al menos 38 centros de emisión alineados a lo largo de toda la estructura fisural, a excepción de C53 – C57 que rodean el extremo sur del segmento FE2 en forma de “U” (Fig. 4.9).

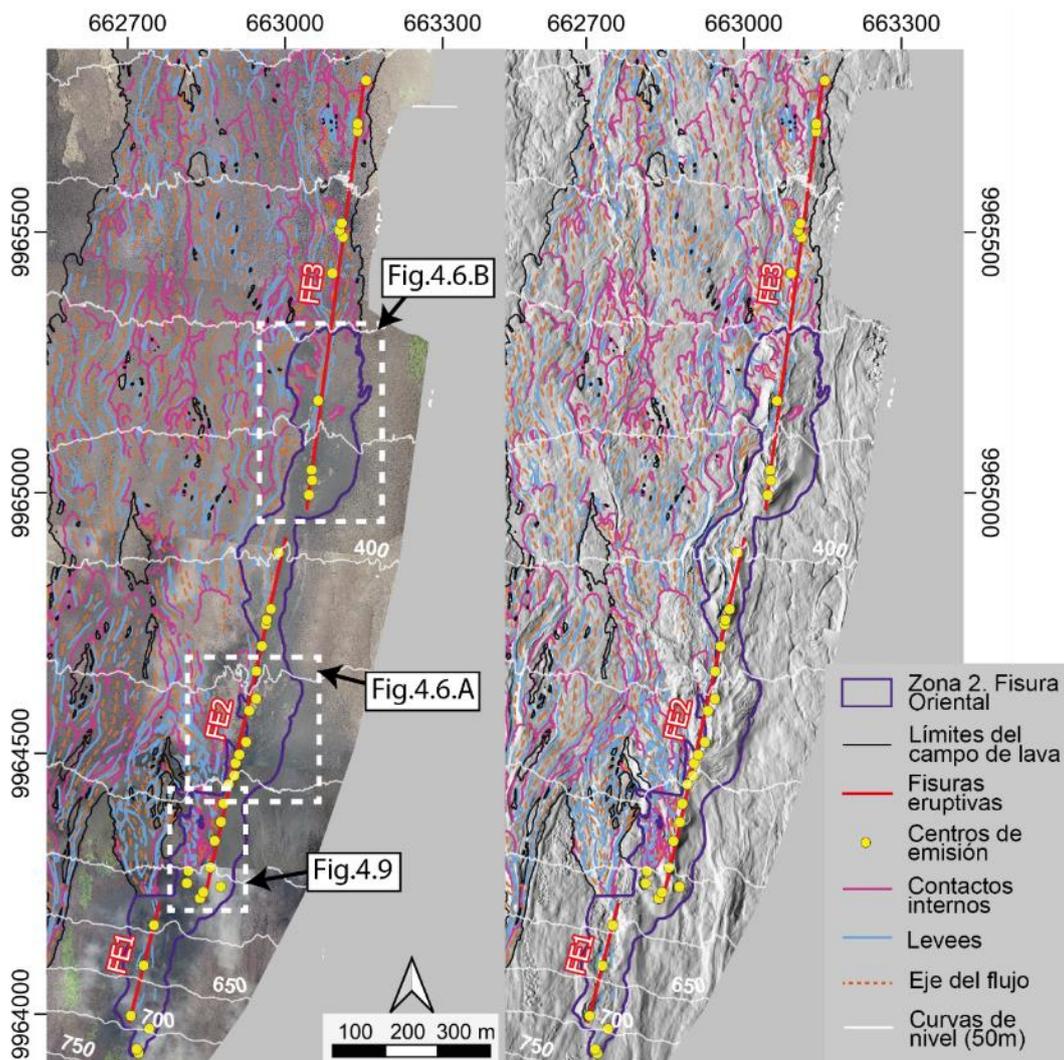
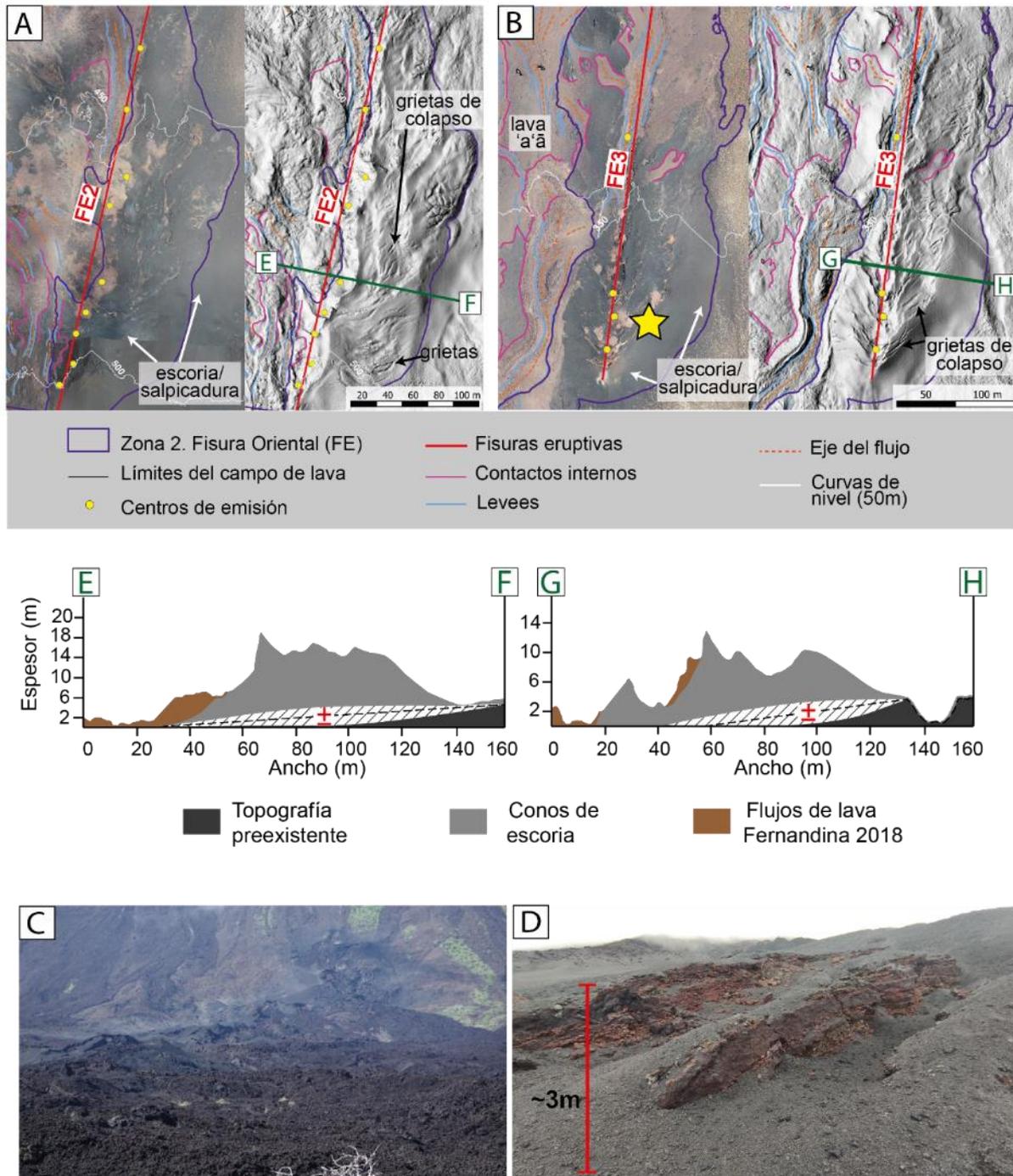


Figura. 4.5. Cartografía de la Zona 2 en donde se observa la longitud total de la Fisura Oriental (FE) junto con sus tres segmentos FE1 – FE3. A la izquierda, la ortofoto con los recuadros que representan los acercamientos de la Fig. 4.9 y Fig. 4.6; y a la derecha, el mapa de sombras correspondiente.



4.1.2.2. Depósitos proximales

Zona 1

La Zona 1 comprende la zona de fisura occidental junto con sus respectivos centros de emisión y depósitos asociados (Fig. 4.3). Esta región abarca un área de $4.99 \pm 0.03 \times 10^4 \text{ m}^2$, un volumen de $0.91 \pm 0.63 \times 10^5 \text{ m}^3$ y un espesor de $1.82 \pm 1.25 \text{ m}$ (Tabla 2). Los alrededores de los centros eruptivos se caracterizan por la presencia de depósitos de salpicadura y escoria que se extienden varios metros sobre la superficie circundante (Fig. 4.4 y Fig. 4.7). A partir de la zona de fisura y ventos, surge una serie de canales incipientes de < 6 m de ancho, cuya morfología ha estado controlada por la topografía preexistente. Estos canales están constituidos principalmente por lava 'a'ā y cortan a los depósitos de escoria y pāhoehoe (de menos de 1 m de espesor) ubicados en los alrededores de los centros de emisión dispersos de la zona norte de la FW (Fig. 4.7).

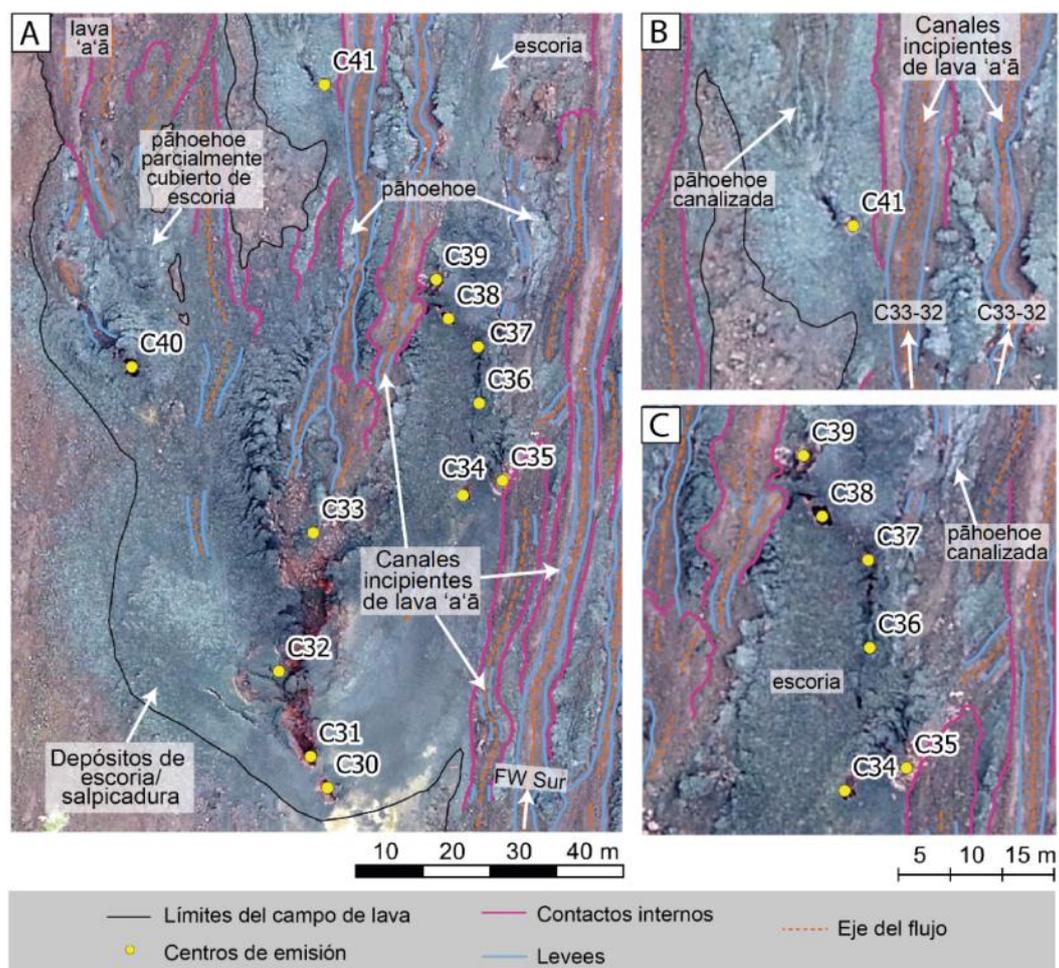


Figura. 4.7. (A) Cartografía de la región norte de la Zona de fisura occidental constituida por una serie de centros de emisión dispersos en donde se señalan sus principales depósitos y estructuras. (B) es un acercamiento al centro de emisión C41 y (C) un acercamiento a los centros eruptivos C34 – C39.

Zona 2

La Zona 2 constituye la mayor parte de la fisura oriental junto con sus centros de emisión y depósitos asociados (Fig. 4.5). Está constituida por depósitos de escoria/salpicadura de gran extensión y estructuras de colapso cubriendo una superficie total de $1.38 \pm 0.00 \times 10^5 \text{ m}^2$, con un volumen de $5.71 \pm 3.27 \times 10^5 \text{ m}^3$ y un espesor de 4.13 ± 2.37 (Tabla 2). A lo largo de la fisura, es común observar algunos flujos de lava (principalmente 'a'ā) canalizados entre los conos de salpicadura (Fig. 4.8.A) y/o sobreyaciendo a los depósitos de escoria. La extrusión de sucesivos flujos de lava ha provocado el colapso, movilización o destrucción de los flancos occidentales (Fig. 4.8.B). Al sur de la fisura FE2, alrededor del cono de escoria C57 de ~1 m de altura, se observan flujos de lava pāhoehoe con textura cordada (Fig. 4.9). Sobre ellos se han depositado flujos de lava 'a'ā de poco espesor (hasta ~1 m) cuyos *levees* son poco desarrollados. Estos flujos se han desplazado hacia abajo hasta converger con los flujos de lava orientales y occidentales.

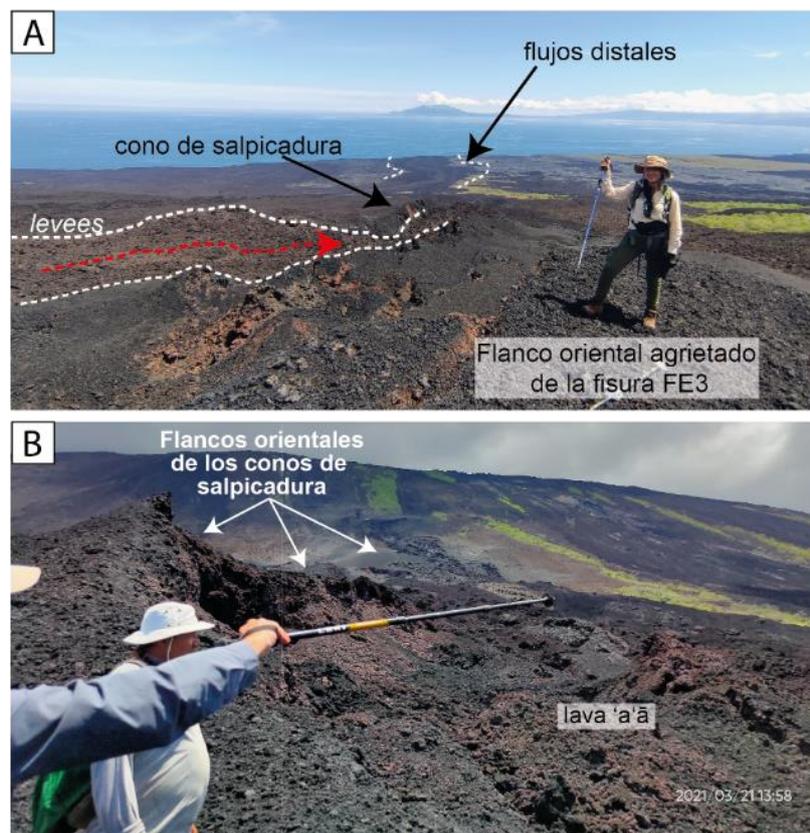


Figura. 4.8. (A) Fotografía con vista hacia el norte del extremo sur del segmento de fisura FE3. Se distinguen los flancos orientales agrietados y un cono de salpicadura a través del cual se han canalizado algunos flujos de lava y su dirección está representada por la flecha punteada en color rojo. Al fondo se observan los flujos de lava distales que han alcanzado la orilla del mar. Al horizonte, se observa el perfil del volcán Ecuador ubicado al norte de la Isla Isabela. (B) Fotografía con vista hacia el sur tomada desde el extremo norte de la fisura oriental FE2. Se distinguen los flancos orientales conservados y los flujos de lava que se han desplazado a lo largo de la parte occidental (fotografías por H. Calderón).

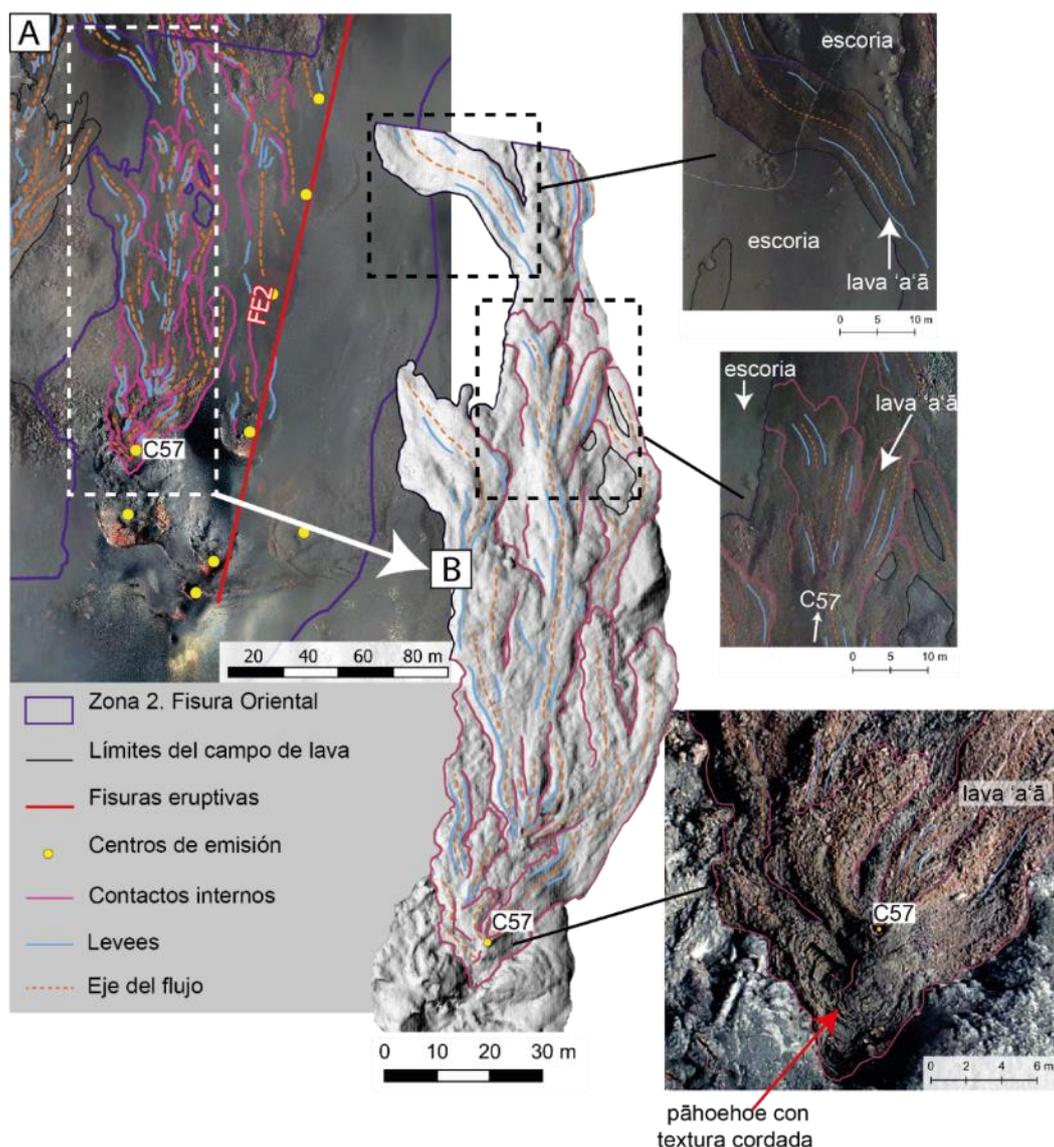


Figura 4.9. (A) Cartografía del extremo sur de la fisura FE2 rodeado por una serie de conos de salpicadura cuyos flancos conservan su forma circular. El recuadro de color blanco en línea punteada muestra la ubicación de B. **(B)** Cartografía en alto relieve de los depósitos emitidos por el centro de emisión C57 y sus acercamientos en donde se señalan los flujos de lava 'a'ā/pāhoehoe y depósitos de escoria aledaños.

Zona 3

Este sector corresponde al lóbulo occidental individualizado que alcanza una longitud total de ~1200 m y contiene los centros de emisión C45 y C46 (Fig. 4.10). Esta zona tiene un espesor promedio de 2.02 ± 0.87 m, un volumen de $1.03 \pm 0.44 \times 10^5$ m³ y se extiende sobre una superficie de $5.09 \pm 0.05 \times 10^4$ m². El lóbulo surge desde una pequeña red de canales incipientes en las proximidades de C40 (Fig. 4.10). Alrededor de C45 y C46 se observan depósitos de lava pāhoehoe parcialmente cubiertos por escoria y rastros de lava pāhoehoe canalizada sobre la topografía pre-eruptiva (Fig. 4.10.A). Los canales de lava 'a'ā

provenientes de C40 atraviesan los depósitos proximales del centro eruptivo C45 y la parte oriental de C46 para conectarse con los flujos de lava emitidos por este último (Fig. 4.10.A). En la parte proximal de la Zona 3 se observa una serie de lóbulos de lava ‘a‘ā en forma de “dedos” alargados (Fig. 4.10.B) y en la parte intermedia se forma un canal central de ~4 m de ancho (Fig. 4.10.C) que alimenta el lóbulo distal (Fig. 4.10.D).

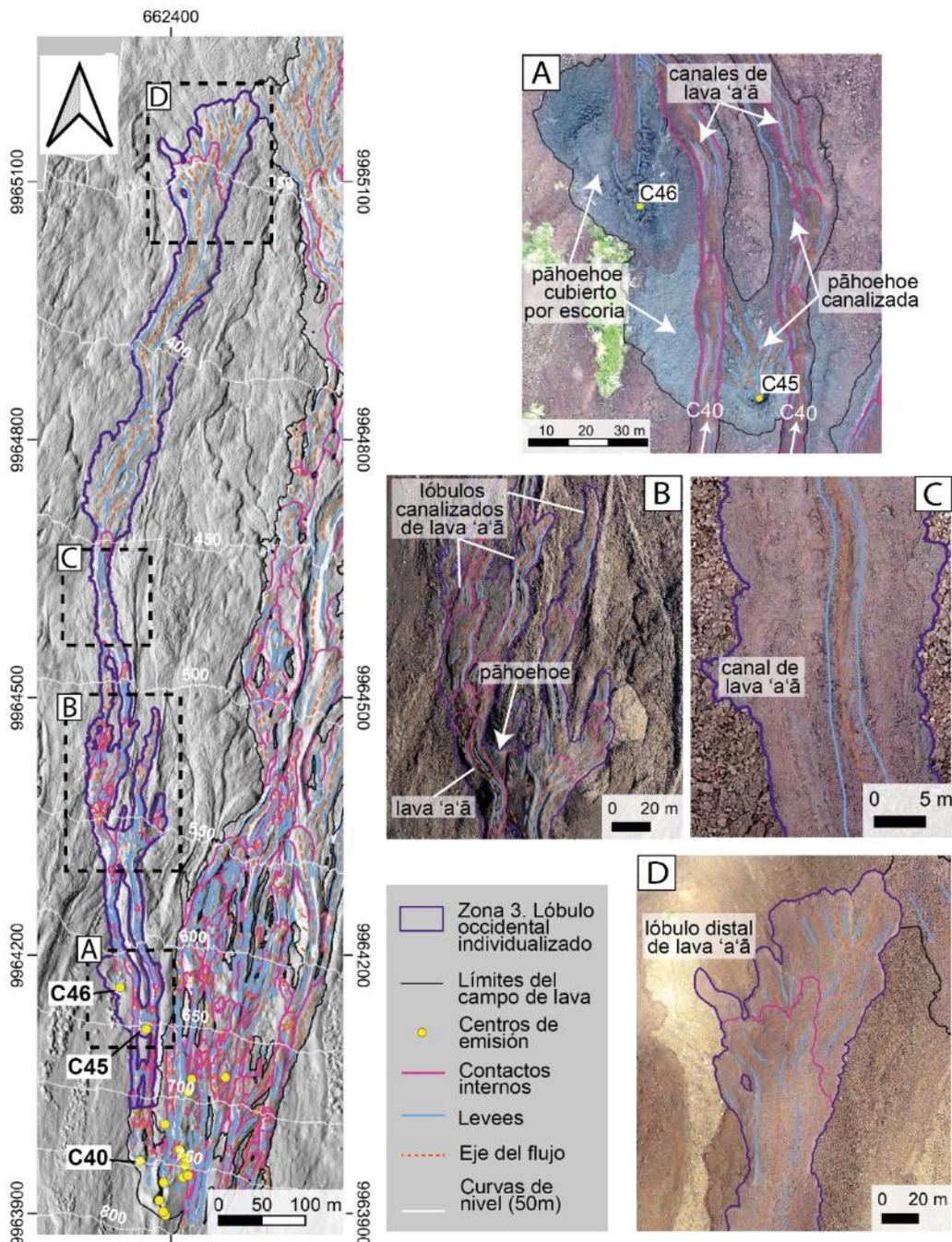


Figura 4.10. Cartografía de la Zona 3 que corresponde al lóbulo occidental individualizado. En el mapa de sombras se señalan los centros eruptivos C40, C45 y C46. Los recuadros con línea entrecortada de color negro señalan la ubicación de los acercamientos de las imágenes A, B, C y D.

Zona 4

La Zona 4 corresponde a los depósitos proximales emitidos por la Fisura Occidental y está constituida principalmente por una red de canales incipientes de lava ‘a‘ā de pocos metros de espesor depositados sobre rastros de flujos de lava pāhoehoe (Fig. 4.11 y Fig. 4.12). Tiene un espesor de 1.87 ± 1.22 m con un área de $6.54 \pm 0.04 \times 10^4$ m² y un volumen de $1.23 \pm 0.80 \times 10^5$ m³. En el extremo sur del sector se observan estructuras cónicas con escoria parcialmente cubiertas por flujos de lava ‘a‘ā provenientes de las zonas altas (Fig. 4.12.A, B). Se logra distinguir ventos por lo que se infiere que fueron pequeños conos de salpicadura denominados “centros de emisión inferidos”: C42*, C43* y C44* (Fig. 4.12.A, B). Se han observado estructuras similares varios metros más hacia el norte (Fig. 4.12.C-E), característica que sugiere que pudieron haber sido pequeños ventos formados *in situ* o fragmentos de conos de salpicadura movilizados (*rafts*), estructuras observadas en los mapas de sombras y ortofotos.

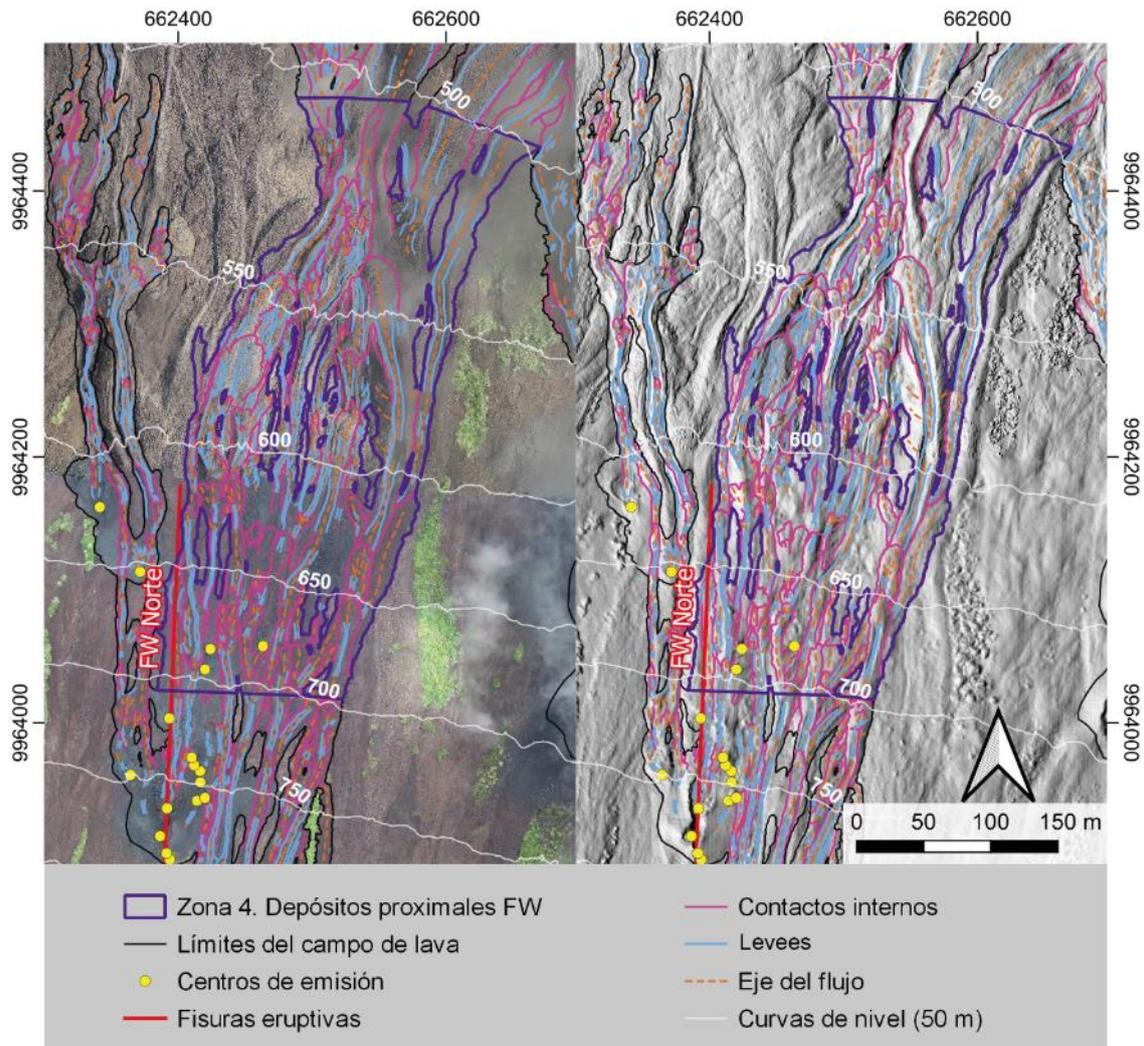


Figura. 4.11. Cartografía de la Zona 4 correspondiente a los depósitos proximales emitidos por la Fisura Occidental (FW). A la izquierda la ortofoto y a la derecha el mapa de sombras.

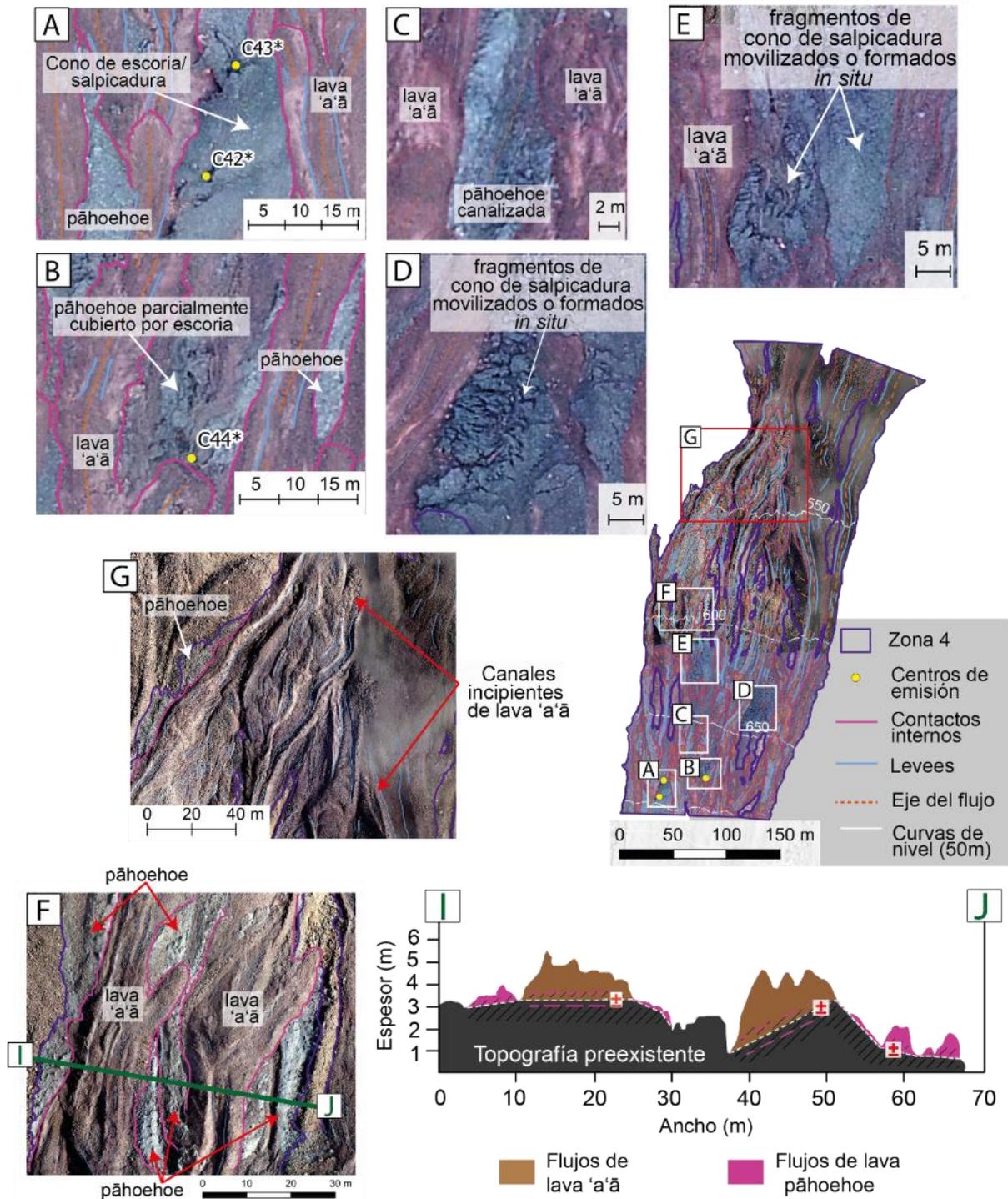


Figura. 4.12. Acercamientos a los depósitos de lava pāhoehoe y 'a'ā observados a lo largo de la Zona 4. En (A) y (B) se observan los centros de emisión inferidos C42*, C43* y C44* en donde se distinguen sus estructuras cónicas cubiertas por escoria. (D) y (E) son fragmentos de conos de salpicadura movilizados o formados *in situ*. En (A – G) se observan rastros de flujos de lava pāhoehoe subyaciendo a los canales incipientes de lava 'a'ā. En (F) se observa la sección I-J cuyo perfil topográfico muestra una interpretación de la superposición de los depósitos. El símbolo (\pm) y las áreas rayadas representan la incertidumbre o el error en la delimitación de los contactos entre los depósitos y la topografía preexistente.

Zona 5

La Zona 5 está constituida por los depósitos proximales del segmento FE1 de la Fisura Oriental y depósitos de escoria adyacentes a los centros de emisión del segmento FE2 (Fig.4.13). Es un sector que cubre una superficie más pequeña que los demás sectores con un valor de área de $2.04 \pm 0.01 \times 10^4 \text{ m}^2$ y un volumen de $0.39 \pm 0.25 \times 10^5 \text{ m}^3$. Corresponde a una pequeña red de canales incipientes de lava 'a'ā que sobreyacen a depósitos de escoria alcanzando un espesor promedio total de $1.91 \pm 1.21 \text{ m}$ (Fig. 4.13.A, B). En esta zona, la resolución de la ortofoto no es muy buena debido a la presencia de nubes, por lo que no se ha podido distinguir otro tipo de depósito.

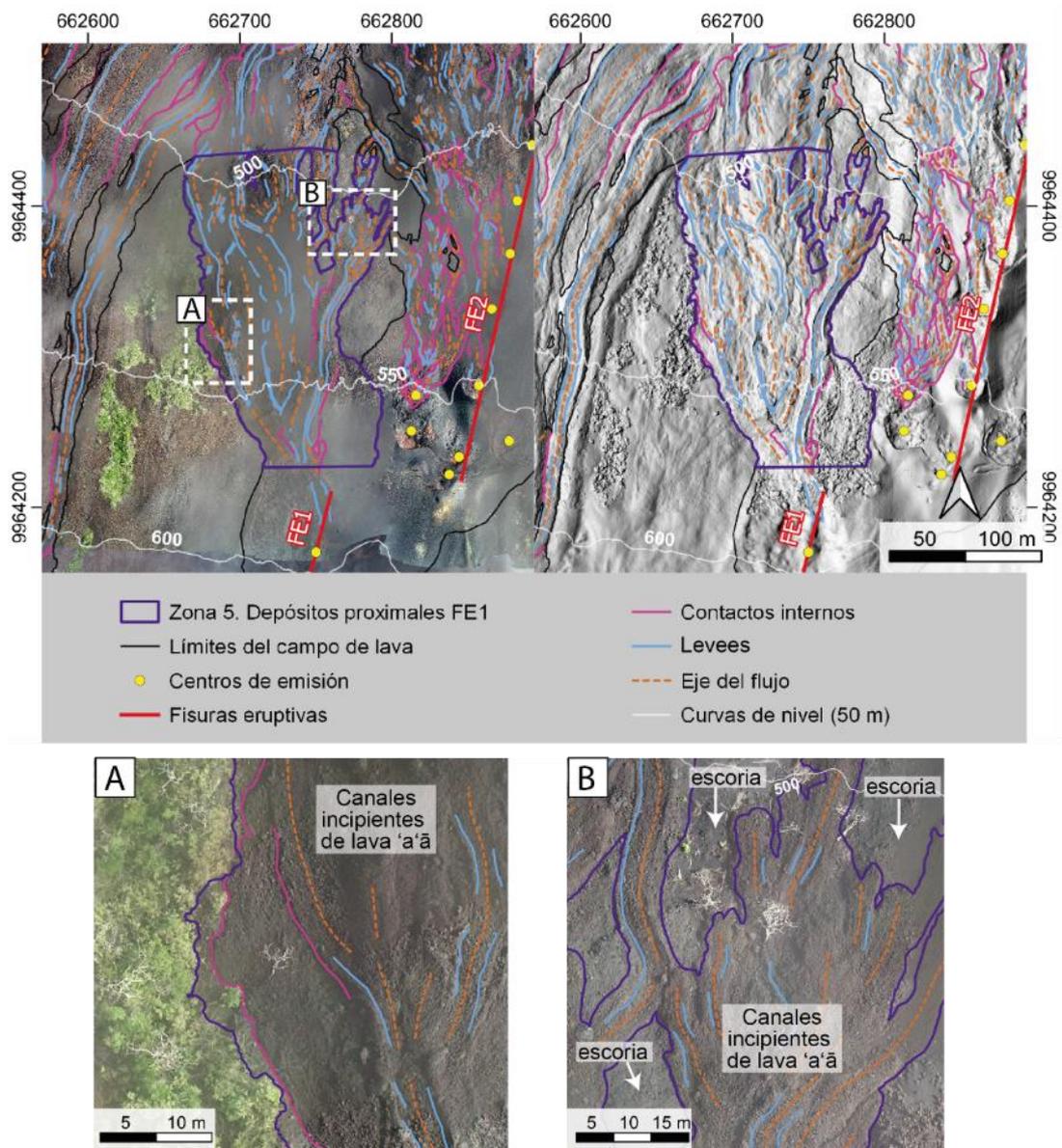


Figura. 4.13. Arriba la cartografía de la Zona 5 mostrada en la ortofoto (izquierda) y mapa de sombras (derecha). Los recuadros blancos en línea punteada señalan la ubicación de los acercamientos de las imágenes A y B.

4.1.2.3. Flujos de lava proximales

Zona 6

Este sector comprende la convergencia de los flujos de lava proximales provenientes de la fisura occidental y oriental (Fig. 4.14). Abarca una superficie total de $2.07 \pm 0.01 \times 10^5 \text{ m}^2$, un volumen de $4.62 \pm 3.05 \times 10^5 \text{ m}^3$ y un espesor promedio de $2.23 \pm 1.48 \text{ m}$. Los flujos son principalmente lava 'a'ā sobreyaciendo a pequeños y puntuales rastros de flujos de lava pāhoehoe (Fig. 4.15.A, B). Es posible identificar el contacto entre los flujos occidentales y orientales en donde estos últimos se sobreponen ligeramente sobre los flujos de lava occidentales, principalmente al inicio de la Zona 6 (Fig. 4.14). En la región suroccidental se observa un canal de lava 'a'ā, con *levees* muy marcados (Fig. 4.15.C), que alcanza una longitud de ~330 m y un ancho que varía de 10 m a 20 m. En la parte distal de la zona 6, los flujos son más dispersos. Adicionalmente, algunos flujos orientales han arrastrado fragmentos colapsados cubiertos de escoria de los conos de salpicadura de la fisura oriental (Fig. 4.15.D).

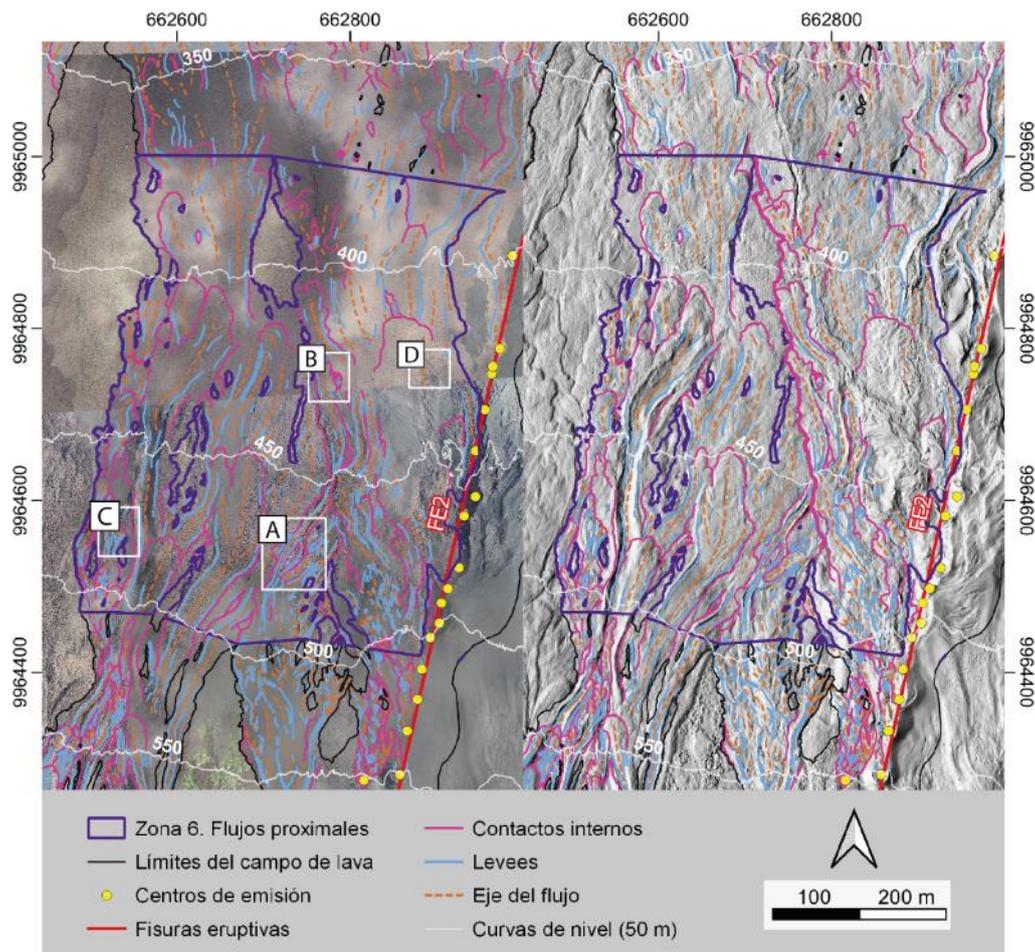


Figura 4.14. A la izquierda, la ortofoto y a la derecha, el mapa de sombras, de la cartografía de la Zona 6. La línea más gruesa de color fucsia marca el contacto entre los flujos de lava orientales y occidentales. A – D representan la ubicación de las imágenes de la Fig. 4.15.

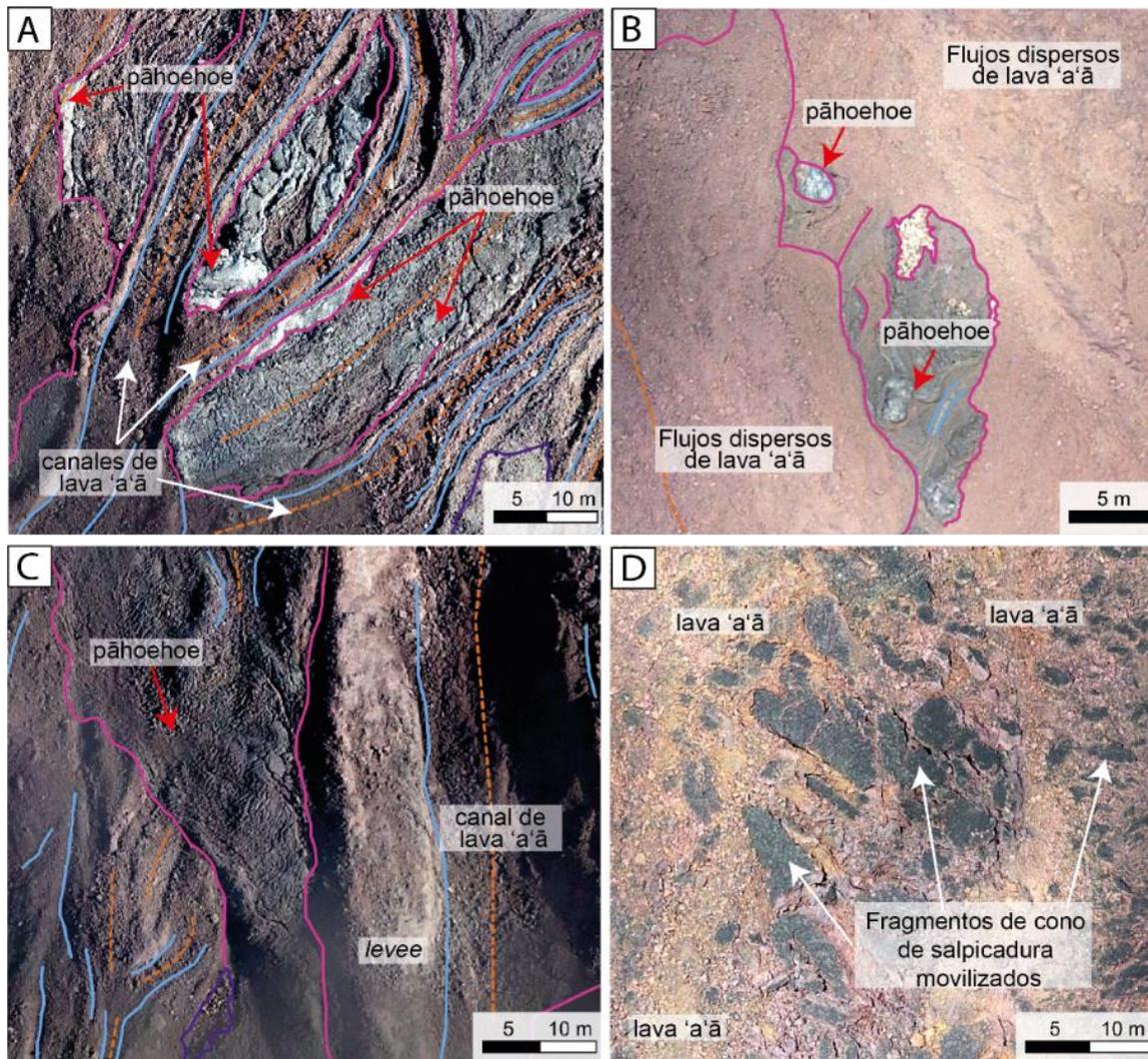


Figura. 4.15. Conjunto de imágenes que muestran algunos depósitos y estructuras observadas en la Zona 6. En (A) se observan pequeños canales de lava 'a'ā sobreyaciendo a flujos de lava pāhoehoe de color gris brillante. (B) Flujos dispersos de lava 'a'ā cubriendo a rastros locales de lava pāhoehoe. (C) Acercamiento al levee del canal suroccidental de la Zona 6 en donde se distingue lo que parece ser un desbordamiento (*overflow*) de lava pāhoehoe. (D) Fragmentos o *rafts* de cono de salpicadura movilizados en la superficie de la lava 'a'ā.

Zona 7

La Zona 7 corresponde a una amplia región en donde los flujos de lava occidentales y orientales convergen y se mezclan entre sí (Fig. 4.16). Tiene un espesor promedio de 3.65 ± 2.15 m y comprende un área de $4.29 \pm 0.01 \times 10^5$ m² con un volumen de $1.57 \pm 0.92 \times 10^6$ m³. En la región proximal se distinguen parches de flujos de lava pāhoehoe sobre los cuales se han depositado un conjunto de flujos dispersos de lava 'a'ā de mayor potencia. Los levees de estos flujos son moderadamente marcados y las terminaciones distales son más dispersas y con formas lobuladas. En la región noreste se distingue el extremo norte de la fisura oriental.

Aquí los conos de salpicadura conservan parcialmente el flanco oriental, mientras que el flanco occidental ha sido completamente destruido y/o enterrado por el paso de los flujos de lava 'a'ā (Fig. 4.17). Al occidente de la Zona 7, aproximadamente a 260 m snm, empieza a desarrollarse un canal de lava de entre 5 m a 25 m de ancho con *levees* muy marcados y *levees de sobreflujos (overflows)* de lava pāhoehoe y pāhoehoe transicional (Fig. 4.17). Este canal continúa en la Zona 8.

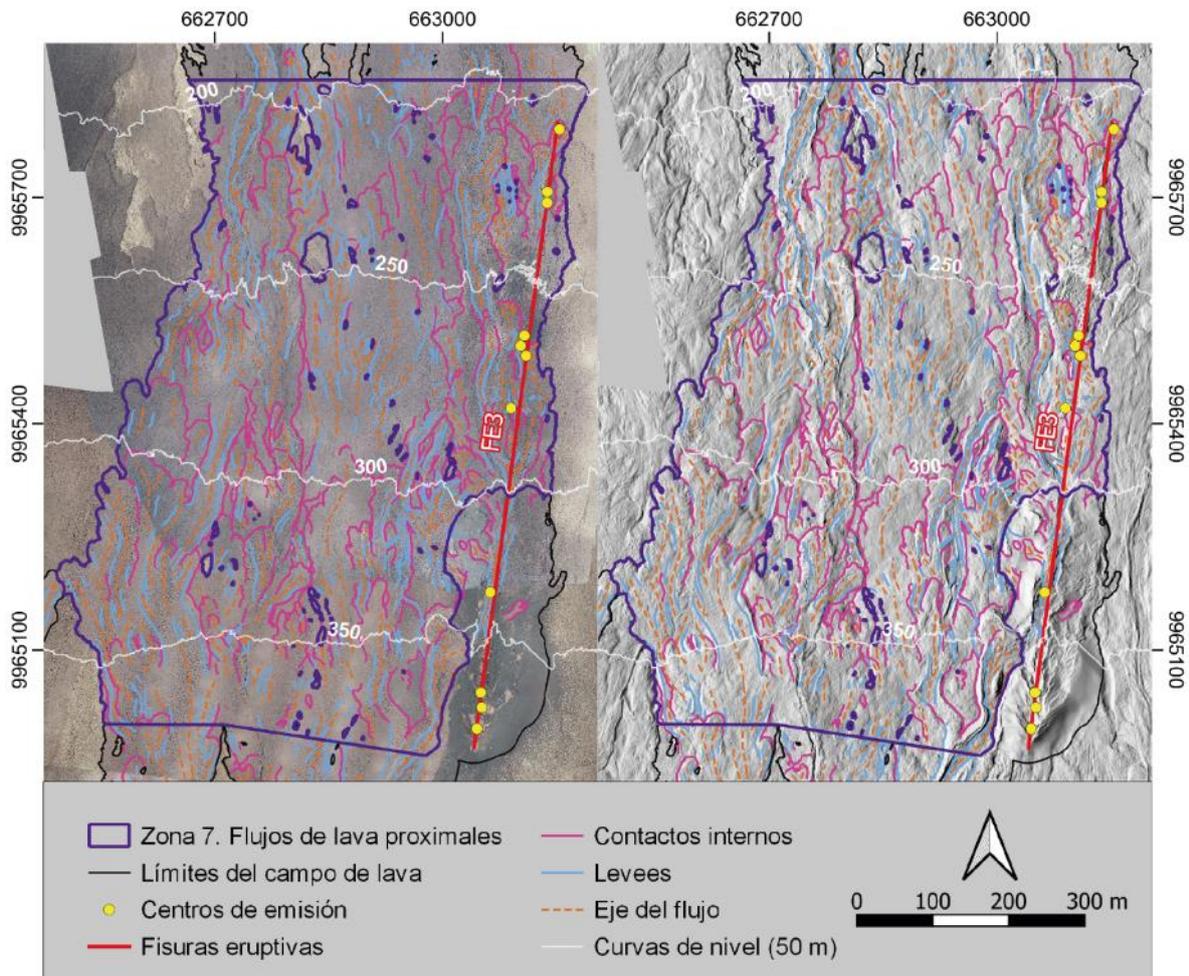


Figura. 4.16. Cartografía de la Zona 7 correspondiente a los flujos de lava proximales asociados a los dos sistemas de fisuras. A la izquierda se observa el mapa sobre la ortofoto y a la derecha el mapa de sombras. Nótese que los conos de salpicadura del extremo norte de la fisura FE3, están cubiertos casi por completo por los flujos de lava provenientes de las zonas altas (esta característica se observa a detalle en la Fig. 4.17).

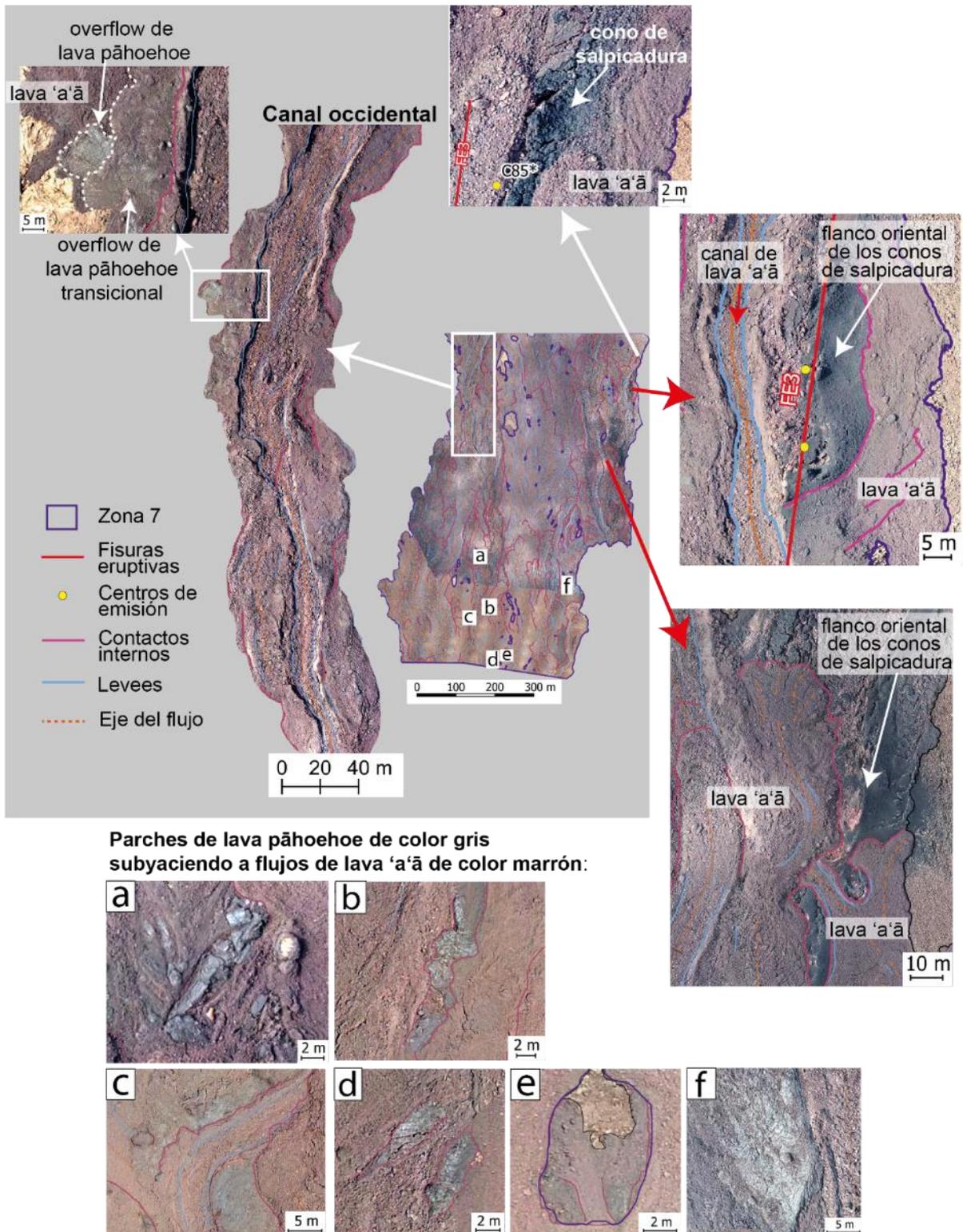


Figura. 4.17. Acercamientos a los diferentes depósitos observados a lo largo de la Zona 7. Al extremo Sur se distinguen depósitos puntuales de lava pāhoehoe cubiertos por flujos dispersos de lava 'a'ā. Al noroccidente se observa el canal de lava que se extiende hasta la Zona 8. Al nororiente de la Zona 7 los flujos de lava 'a'ā han cubierto parcialmente los conos de salpicadura asociados a la actividad de la Fisura Oriental (segmento FE3).

4.1.2.4. Flujos de lava intermedios

Zona 8

La Zona 8 comprende la individualización de dos canales de lava: uno occidental y otro oriental (Fig. 4.18). Los canales están constituidos por lava 'a'ā con bloques métricos en su interior. Presentan *levees* muy marcados de 3 a 4 m de altura (Fig. 4.19.G). El canal occidental es más desarrollado y continuo con un ancho que varía entre 20 a 60 m de longitud. El canal oriental es menos continuo al inicio y tiene un ancho de 6 a 50 m. Los canales atraviesan o se han formado sobre una unidad basal constituida por una serie de flujos de lava 'a'ā. Su superficie es generalmente plana y tiene un espesor de borde que varía desde decenas de centímetros hasta ~3 m (Fig. 4.19). A lo largo de los *levees* es común observar desbordamientos (*overflows*) de lava pāhoehoe cuyas superficies son opacas y tienen texturas de aspecto liso o con pliegues, a veces de aspecto un poco más rugoso, que se han emplazado sobre la unidad basal. A esta morfología se la ha denominado como "*pāhoehoe transicional liso*" (PTL). En la Zona 8 se ha calculado un espesor promedio ponderado de 1.99 ± 1.37 m, un área de $2.75 \pm 0.01 \times 10^5$ m² y un volumen de $5.47 \pm 3.75 \times 10^5$ m³.

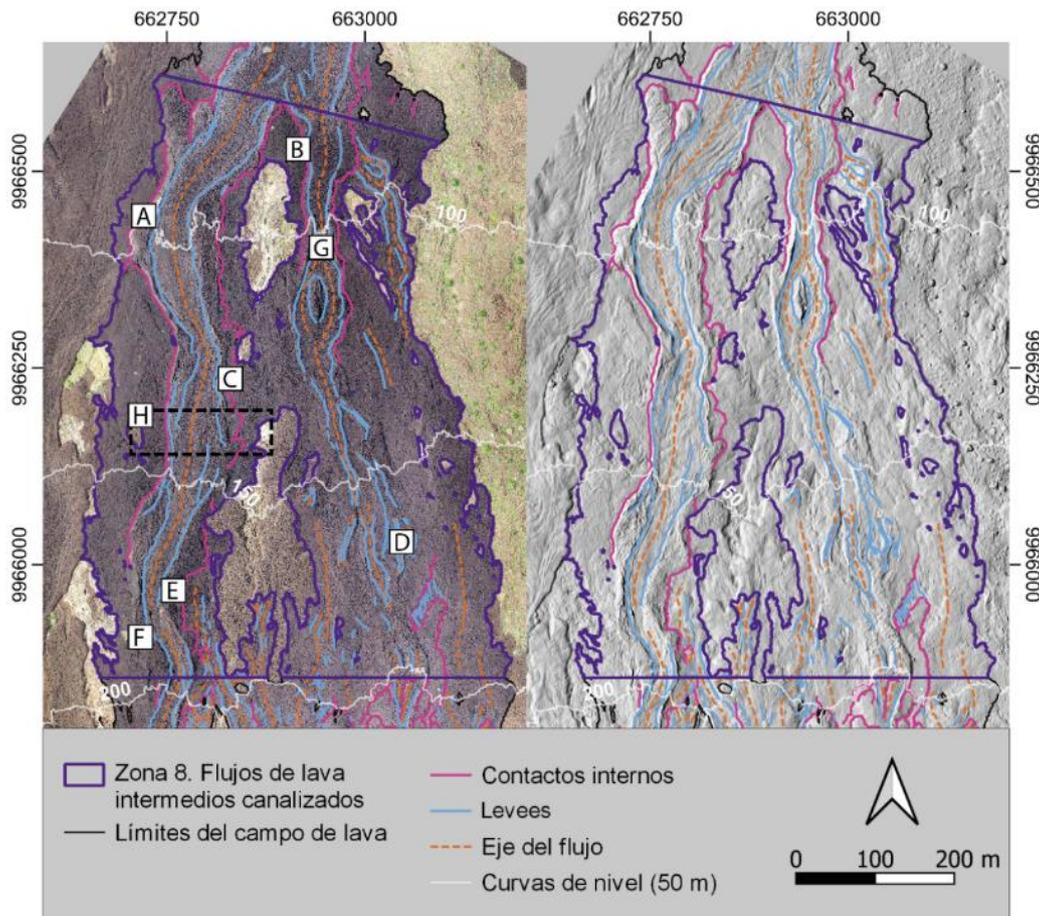


Figura. 4.18. Cartografía de la Zona 8 que comprende los flujos de lava canalizados. Los recuadros desde A hasta H representan la ubicación de las imágenes de la Fig. 4.19.

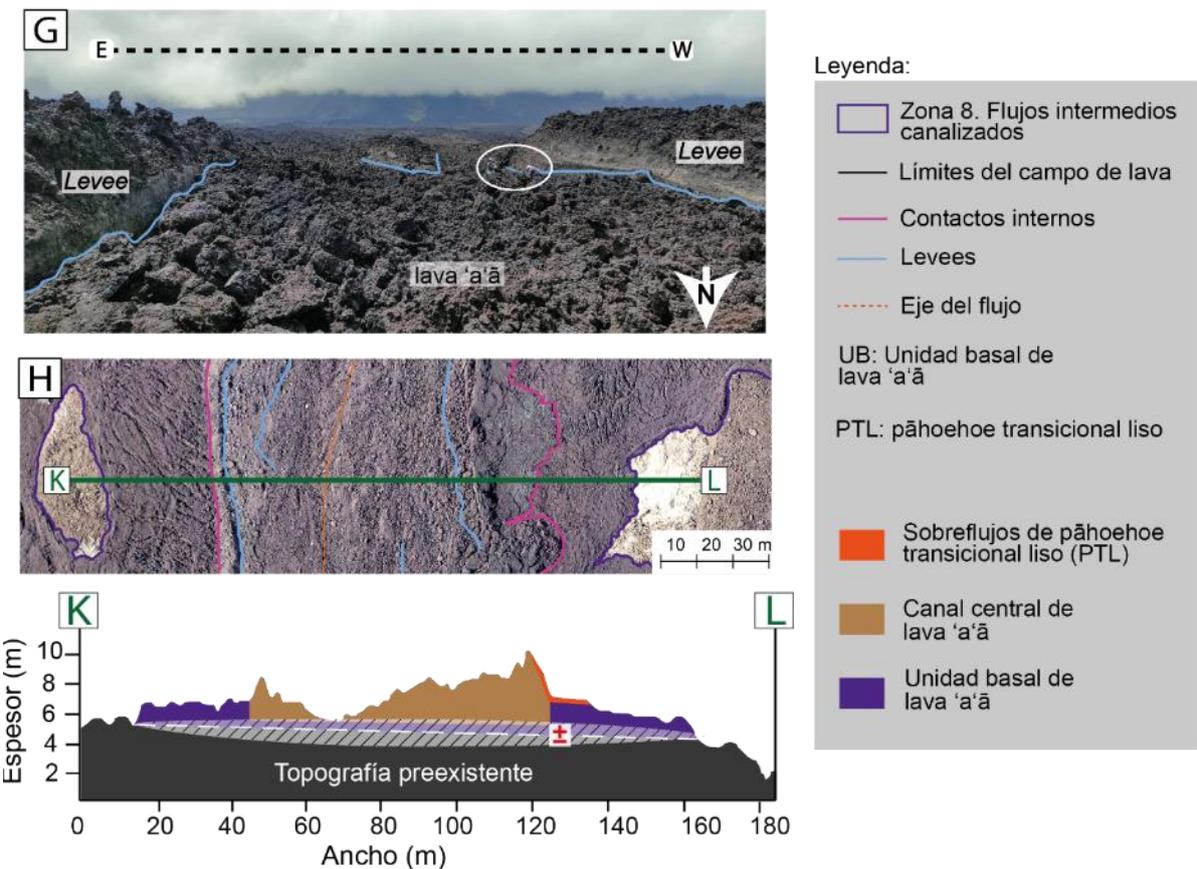
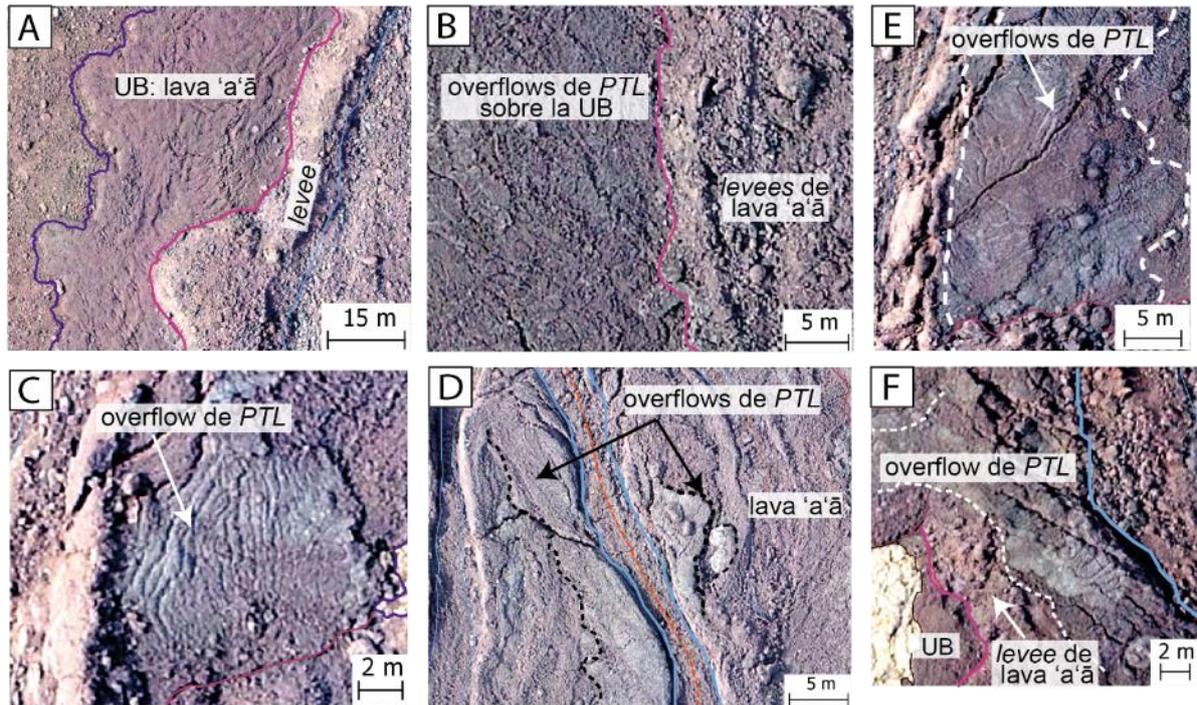


Figura. 4.19. Acercamientos a los depósitos y estructuras observadas a lo largo de la Zona 8 cuya ubicación se señala en la Fig. 4.18. En (G) se distingue una fotografía del canal oriental con vista hacia el sur. La elipse rodea a los investigadores en el punto de muestreo como una referencia de escala. En (H) se distingue la sección K-L en cuyo perfil topográfico se interpreta la superposición de los depósitos. El símbolo (\pm) y el área rayada muestra el error o incertidumbre en la delimitación de la topografía pre-eruptiva y base del canal central.

4.1.2.5. Flujos de lava distales

Zona 9

La Zona 9 tiene un espesor promedio de 2.20 ± 0.93 m, un área de $2.01 \pm 0.01 \times 10^5$ m² y un volumen de $4.41 \pm 1.86 \times 10^5$ m³. Corresponde a la unión de los flujos intermedios canalizados y junto con la unidad basal forman el lóbulo distal del campo de lava que llega hasta la orilla del mar (Fig. 4.20, Fig. 4.21).

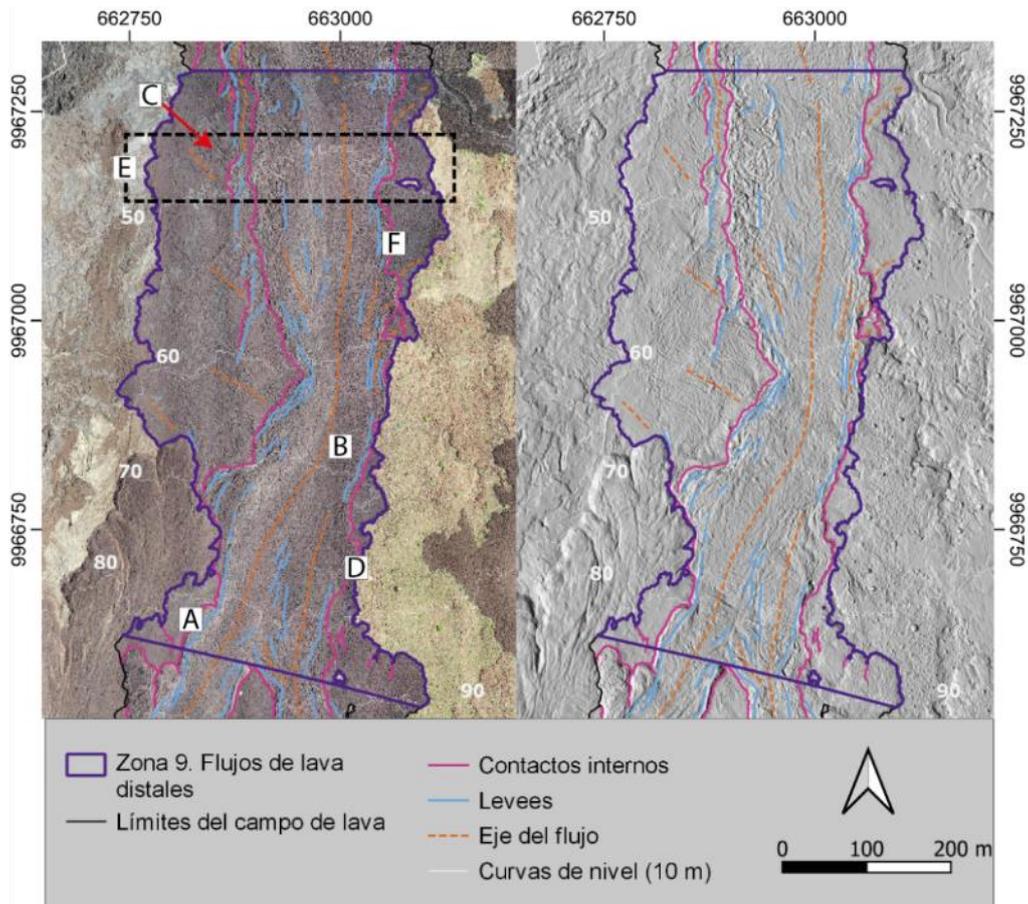


Figura. 4.20. Cartografía de la Zona 9 correspondiente a los flujos distales del campo de lava. A la izquierda, sobre la ortofoto, se señalan los literales A-F que se muestran en la Fig. 4.21. A la derecha, el mapa de sombras correspondiente.

El canal central está constituido por lava 'a'ā con *clinkers* que varían en tamaño desde decenas de centímetros hasta bloques métricos subredondeados (Fig. 4.21.B). Presenta varios *levees* de acreción, principalmente a lo largo de los bordes occidentales, que han ensanchado los márgenes hacia el interior del canal. A lo largo de la Zona 9, en la parte occidental, se distingue una serie de overflows o desbordamientos de lava que se extienden varios metros sobre la unidad basal (Fig. 4.21.A, C). La mayoría de los desbordamientos occidentales son de páhoehoe transicional liso y parecen ser previos a la configuración actual

del canal central (Fig. 4.21.A, C, E). Sobre la superficie de la unidad basal oriental, se distinguen desbordamientos de lava difusos con texturas transicionales a lava 'a'ā por su aspecto *clinkery* o espinoso, fragmentado y menos liso (Fig. 4.21.D). Adicionalmente, en uno de los bordes orientales del canal central se distingue un *levee* volcado, característica que refleja la alta energía del paso del flujo canalizado (Fig. 4.21.F).

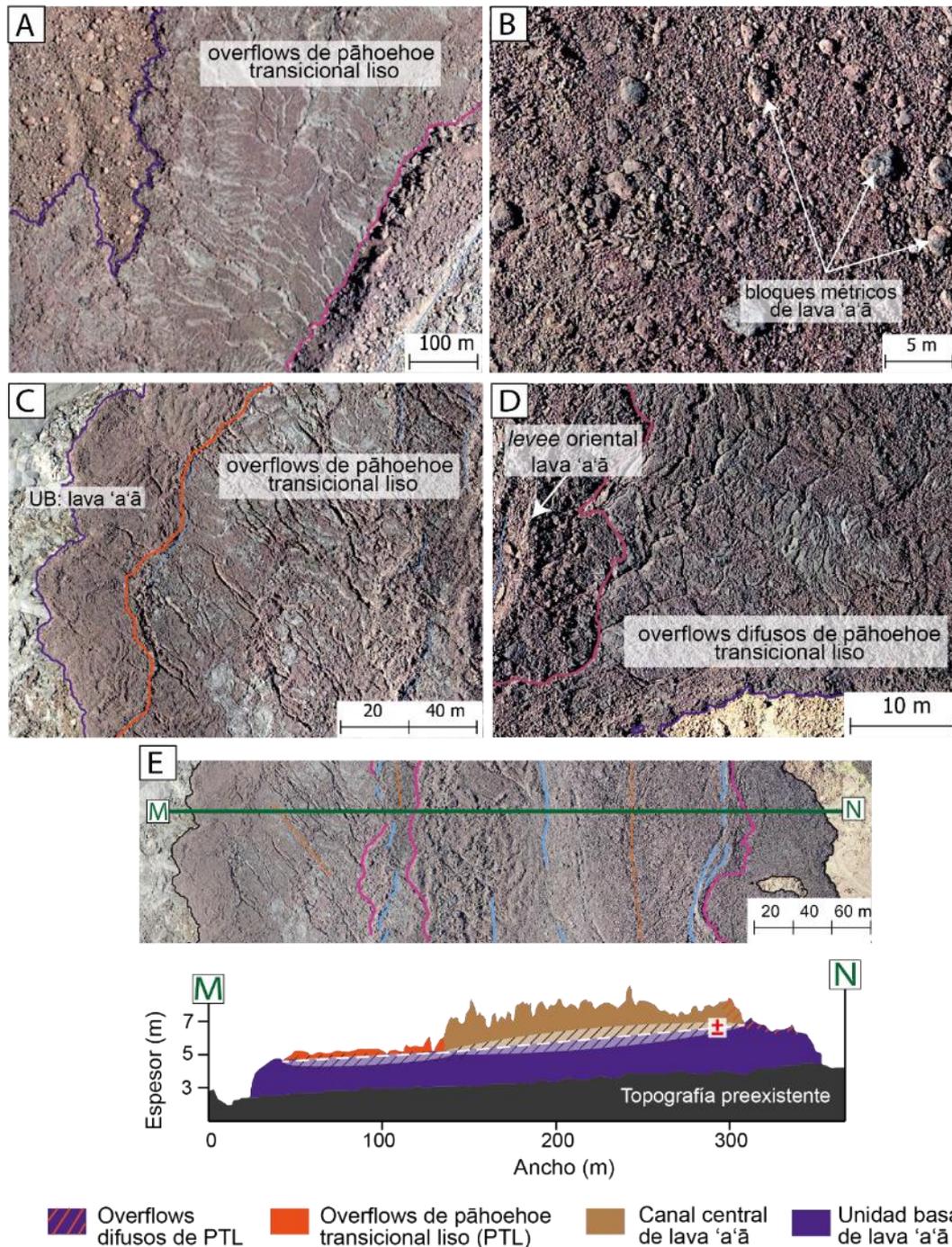
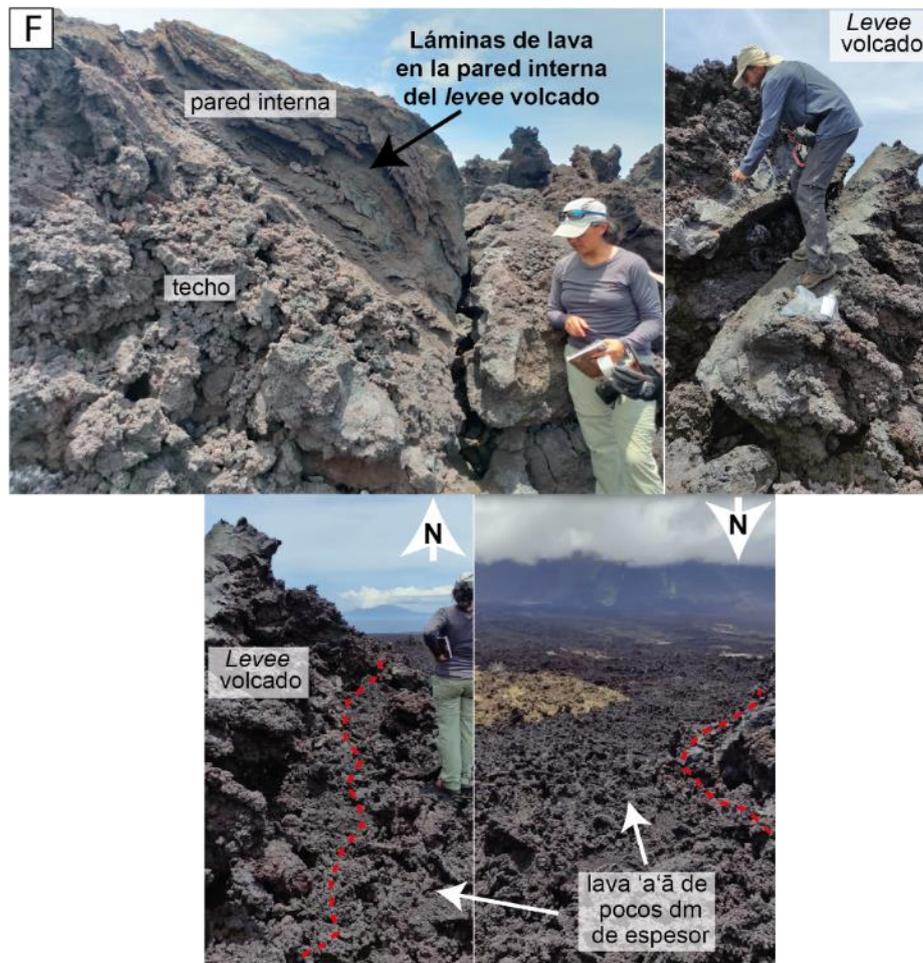


Figura. 4.21. (A-D) Acercamientos a los principales depósitos de la Zona 9 señalando sus características. La ubicación de cada imagen se muestra en la Fig. 4.20. En **(E)** se observa la sección M-N en cuyo perfil topográfico se interpreta la superposición de los depósitos. El símbolo (\pm) y el área rayada muestra el error o incertidumbre en la delimitación de la topografía pre-eruptiva y base del canal central. (La figura continúa en la siguiente página).



Continuación de la Figura. 4.21. (F) conjunto de imágenes de un *levee* volcado en uno de los bordes orientales de la Zona 9. Se observan las láminas de lava pegadas a la pared interna. Abajo, es evidente el contraste entre la lava 'a'ā de pocas decenas de centímetros de espesor vs el *levee* que mide aproximadamente 3 m de altura.

Zona 10

La Zona 10 corresponde a la parte más distal del campo de lava y abarca una superficie de $3.67 \pm 0.01 \times 10^5 \text{ m}^2$ con un volumen de $1.35 \pm 0.41 \times 10^6 \text{ m}^3$. Esta zona tiene una morfología similar a la Zona 9 con la diferencia de que aquí los depósitos alcanzan un mayor espesor ($3.68 \pm 1.12 \text{ m}$). El canal central de lava 'a'ā está parcialmente drenado y se ve más bien como un flujo central con *levees* moderadamente distinguibles en los márgenes laterales (Fig. 4.22). La unidad basal está constituida en su mayoría por lava 'a'ā autobrechada sin bloques métricos. Sobre la unidad basal occidental se distinguen overflows de pāhoehoe transicional liso (Fig. 4.23.A, C) mientras que, en el lado oriental, se observan rastros difusos de lava

pāhoehoe sobre su superficie. Algunos parecen ser fragmentos movilizados y/o rampas que pudieron haber surgido del núcleo interno dúctil cuando el flujo aún estaba activo (Fig. 4.23.D). La unidad basal presenta, localmente, *breakouts* de lava pāhoehoe en los bordes laterales (Fig. 4.23.D, E). Adicionalmente, se observa que la unidad basal se ha desplazado lateralmente formando lóbulos casi horizontales paralelos a la orilla del mar, sobre todo en la parte oriental (Fig. 4.22). Se distingue que estos lóbulos no ingresaron al mar y que se detuvieron justo cerca de la orilla (Fig. 4.24.B). Por otro lado, los flujos de lava del canal central sí ingresaron al océano y no se formó una extensa plataforma de lava que produzca cambios significativos en la morfología de la línea de costa (Fig. 4.24.A), hecho que, por ejemplo, sí ocurrió en la erupción de Sierra Negra 2018 con la fisura 4 (Vasconez et al., 2018). Estas características sugieren que el campo de lava de la erupción de Fernandina 2018 había alcanzado su longitud máxima al momento de llegar a la orilla del mar.

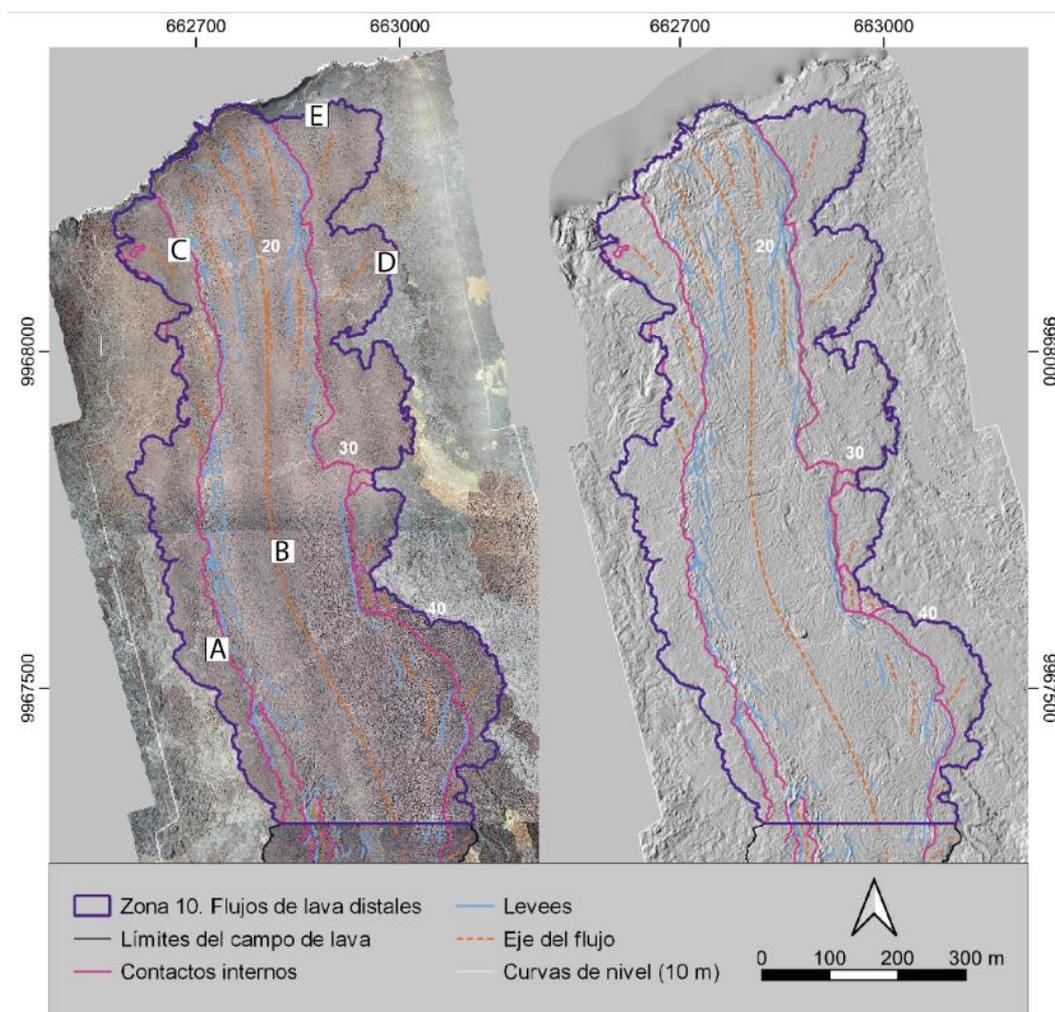


Figura. 4.22. A la izquierda, la ortofoto y, a la derecha, el mapa de sombras de la cartografía de la Zona 10. Los literales A-E representan la ubicación de las imágenes de la Fig. 4.23.

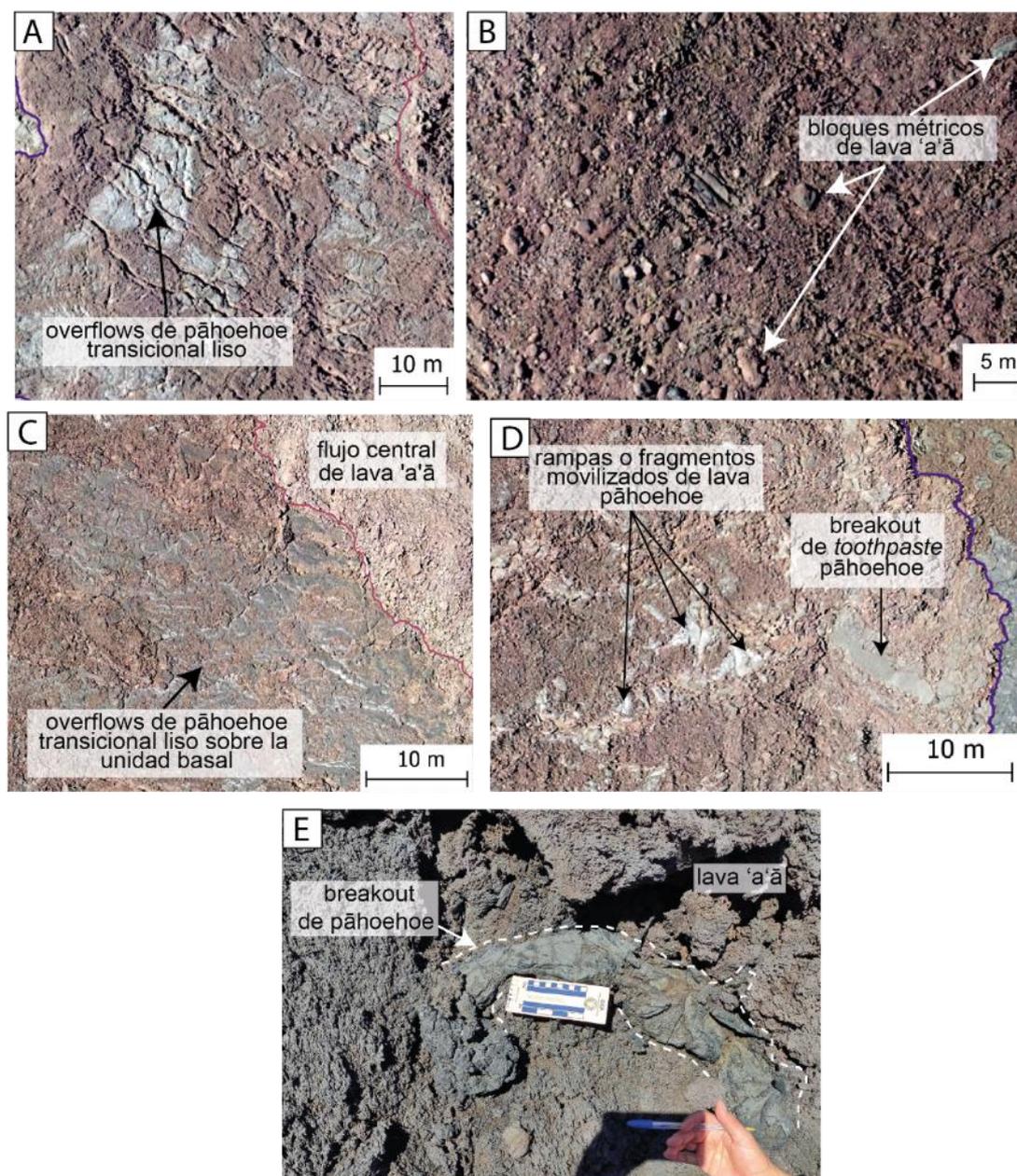


Figura 4.23. Acercamientos a los diferentes depósitos observados a lo largo de la Zona 10. En **(A)** y **(C)** se distinguen overflows de pāhoehoe transicional liso (PTL) en la superficie de la unidad basal. En **(B)** una imagen del interior del canal central de lava 'a'ā con bloques métricos. En **(D)** se observa un breakout de toothpaste pāhoehoe que surge del borde lateral de la unidad basal. También se distinguen rastros de lava pāhoehoe que parecen ser rampas o fragmentos movilizados. **(E)** Breakout de lava pāhoehoe en la unidad basal.

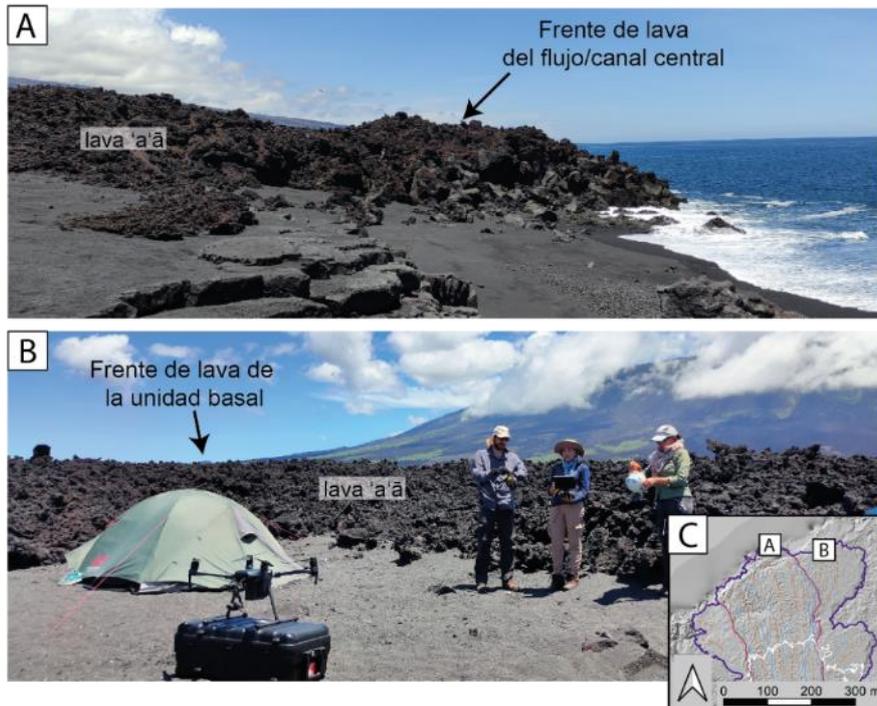


Figura. 4.24. Fotografías del frente de lava de los flujos distales en la orilla del mar. **(A)** Fotografía del flujo central de lava 'a'a. **(B)** Fotografía del frente de lava de la unidad basal. (A y B fotografiadas por H. Calderón). En **(C)** se muestra la ubicación de las fotografías A y B.

Proporción de lava pāhoehoe / 'a'a

De acuerdo con el análisis morfológico de los depósitos de las 10 Zonas, se identifica que la mayor parte del campo de lava está constituido por depósitos de lava 'a'a, los cuales se extienden desde las zonas de fisura hasta la orilla del mar. En cambio, los depósitos de lava pāhoehoe se observan principalmente en las zonas cercanas a las fisuras y localmente en parches a lo largo de los flujos proximales enterrados bajo los depósitos de lava 'a'a. En base a estas características se infiere y se propone que la lava pāhoehoe representa 1/4 del área de los depósitos de lava 'a'a. Adicionalmente, según la cartografía, se ha estimado que los depósitos de lava pāhoehoe y 'a'a alcanzan un espesor promedio de ~1 m y ~3 m, respectivamente. Por lo tanto, se propone que la proporción de volumen de lava pāhoehoe con respecto al volumen de la lava 'a'a es de 1:12 (Fig. 4.25).

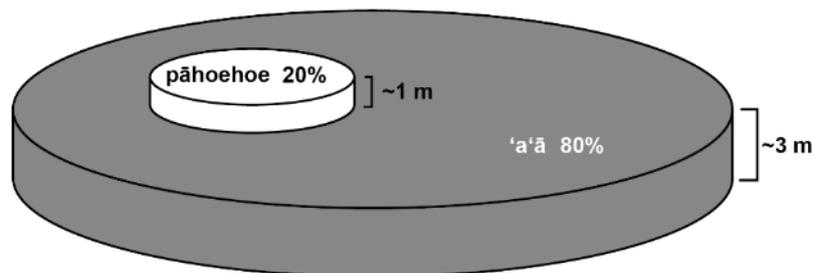


Figura. 4.25. Ilustración que representa la proporción de volumen de lava pāhoehoe/ 'a'a.

4.2. Vesicularidad y densidad ponderada

Los resultados del análisis de densidad envolvente para las muestras de lava pāhoehoe y ‘a‘ā se resumen en la Tabla 3 y 4, respectivamente. Para obtener el equivalente de roca densa (DRE) se utilizó el picnómetro de Helio AccuPyc™ II 1340. Las mediciones de polvo en las muestras de roca más cercanas a las fisuras eruptivas, FER-2018-018 y FER-2018-019, dieron como resultado una densidad DRE de 2977 kg/m³ y 2954 kg/m³, respectivamente, obteniendo un valor promedio de 2965 kg/m³. Con este dato se calculó la vesicularidad de las rocas según la ecuación de Robert et al. (2014).

Tabla 3.

Resultados de las mediciones de densidad envolvente y resultados de vesicularidad de las muestras de lava pāhoehoe de Fernandina 2018. Las muestras están ordenadas desde las más distales a las más proximales a las fisuras. La densidad envolvente y volumen son valores reportados automáticamente por el equipo GeoPyc™ 1360. En el código, los literales a, b, c, d son submuestras.

Muestras de lava pāhoehoe

Código		Volumen (10⁻⁶ m³)	Densidad envolvente ρ (kg/m³)	Vesicularidad (%)
FER-2018-001	a	8.41	1818	38.7
	b	8.80	1791	39.6
	c	8.12	1753	40.9
FER-2018-002	a	7.52	1178	60.3
	b	7.95	1140	61.6
	c	8.14	1277	56.9
FER-2018-08A	a	7.98	951	67.9
	b	8.11	1023	65.5
	c	8.20	1093	63.1
FER-2018-006	a	7.88	812	72.6
	b	6.46	878	70.4
	c	7.27	869	70.7
FER-2018-021	a	5.22	1143	61.5
	b	7.99	1040	64.9
	c	7.67	1261	57.5
	d	6.21	1117	62.3
FER-2018-019	a	7.04	692	76.7
	b	7.86	678	77.1
	c	6.54	812	72.6
FER-2018-018	a	7.66	1114	62.4
	b	7.68	1063	64.2
	c	8.48	1097	63.0
Valores ponderados		-	1132	61.8

Máximo	77.1
Mínimo	38.7

Los resultados muestran que las lavas pāhoehoe varían en un rango de vesicularidad de 38.7% a 77.1% con un valor promedio ponderado de 61.8% (Tabla 3). Por el contrario, las muestras de lava ‘a‘ā varían en un rango de 11.3% a 75.2% con un valor promedio ponderado de 35.0% (Tabla 4). Los valores de vesicularidad mayores al 60% registrados en las lavas ‘a‘ā corresponden a la muestra FER-2018-010 la cual fue tomada en un lóbulo de pocas decenas de espesor en el borde oriental de la fisura FE3. Adicionalmente, las mediciones de vesicularidad para las escorias dieron como resultado un rango de variación de 27.2% a 76.4%, con un valor promedio ponderado de 56.9%. Los resultados de las mediciones de densidad en las escorias se muestran en el Anexo VIII.

Tabla 4.

Resultados de las mediciones de densidad envolvente y resultados de vesicularidad de las muestras de lava ‘a‘ā de Fernandina 2018. Las muestras están ordenadas desde las más distales a las más proximales a las fisuras. La densidad envolvente y volumen son valores reportados automáticamente por el equipo GeoPyc™ 1360. En el código, los literales a, b, c son submuestras.

Muestras de lava ‘a‘ā

Código		Volumen (10 ⁻⁶ m ³)	Densidad envolvente ρ (kg/m ³)	Vesicularidad (%)
FER-2018-017	a	8.93	2629	11.3
	b	8.65	2496	15.8
	c	8.98	2617	11.7
FER-2018-015	a	8.23	2084	29.7
	b	8.98	2137	27.9
	c	8.26	2097	29.3
FER-2018-12B	a	8.47	1562	47.3
	b	7.81	1490	49.7
	c	7.83	1581	46.7
FER-2018-010	a	7.49	971	67.2
	b	7.09	735	75.2
	c	7.35	949	68.0
FER-2018-08B	a	9.06	2324	21.6
	b	9.35	2368	20.1
	c	8.98	2175	26.7
Valores ponderados		-	1927	35.0
			Máximo	75.2
			Mínimo	11.3

4.3. Masa de magma, magnitud e intensidad de la erupción

En base a la cartografía y dimensiones del campo de lava se propone que la lava proporción de volumen de lava pāhoehoe a ‘a‘ā corresponde a una relación de 1:12. Para obtener un resultado más conservador y evitar sobreestimarlos, no se tomó en cuenta la vesicularidad y

proporción de volumen de las escorias. Para obtener el volumen denso se extrajo del volumen total calculado ($5.29 \pm 2.74 \times 10^6 \text{ m}^3$), el valor promedio de vesicularidad correspondiente para cada tipo de lava en la proporción estimada. El cálculo dio como resultado una aproximación de volumen denso igual a $3.32 \pm 1.72 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Tabla 5).

Adicionalmente, con el volumen denso sin vesículas y la densidad del equivalente de roca densa (densidad DRE = 2965 kg/m^3), se calculó que la masa total de magma emitida para esta erupción fue de $9.85 \pm 5.10 \times 10^9 \text{ kg}$. De acuerdo con las ecuaciones de Pyle (2015) se identificó que el tamaño de la erupción está caracterizado por un valor de magnitud de 2.99 ± 0.25 y una intensidad de 8.06 ± 0.25 , parámetros similares a los obtenidos por Vasconez et al. (2018) (3.2 ± 0.2 y 8.0 ± 0.2 , respectivamente) (Tabla 5).

Tabla 5.

Resultados de volumen denso, masa de magma, magnitud e intensidad de la erupción de Fernandina 2018.

Tipo de lava	Proporción	Proporción de volumen (10^6 m^3)	Vesicularidad	Volumen denso (10^6 m^3)
'a'ā	11/12	4.85 ± 2.51	0.35	3.15 ± 1.63
pāhoehoe	1/12	0.44 ± 0.23	0.62	0.17 ± 0.09
Total				3.32 ± 1.72
Masa de magma (10^9 kg)		9.85 ± 5.10		
Magnitud		2.99 ± 0.25		
Intensidad		8.06 ± 0.25		

4.4. Petrografía

Se realizó el análisis petrográfico en 12 muestras de roca recolectadas a lo largo de todo el campo de lava, desde la parte más proximal a las fisuras hasta la zona distal cercana al mar (Fig. 4.26). La petrografía consiste en una descripción textural cualitativa de cada muestra (Tabla 6). En general, estas rocas son basaltos de textura porfírica con fenocristales de Plagioclasa (Pl), Ortopiroxeno (Opx), Clinopiroxeno (Cpx) y Olivino (Ol) contenidos en una matriz vítrea o microcristalina. Los microlitos son de plagioclasa y generalmente no presentan una orientación preferencial. Las muestras tienen vesículas redondeadas a subredondeadas, algunas son interconectadas con formas moderadamente alargadas. Las lavas pāhoehoe tienen vesículas que varían en un rango de 35% a 65% y las lavas 'a'ā desde 15% hasta 65%. Estos porcentajes son similares a los datos de vesicularidad calculados analíticamente a partir de las mediciones de densidad de la sección 4.2 (pāhoehoe: 38.7% a 77.1%; 'a'ā: 11.3% a 75.2%).

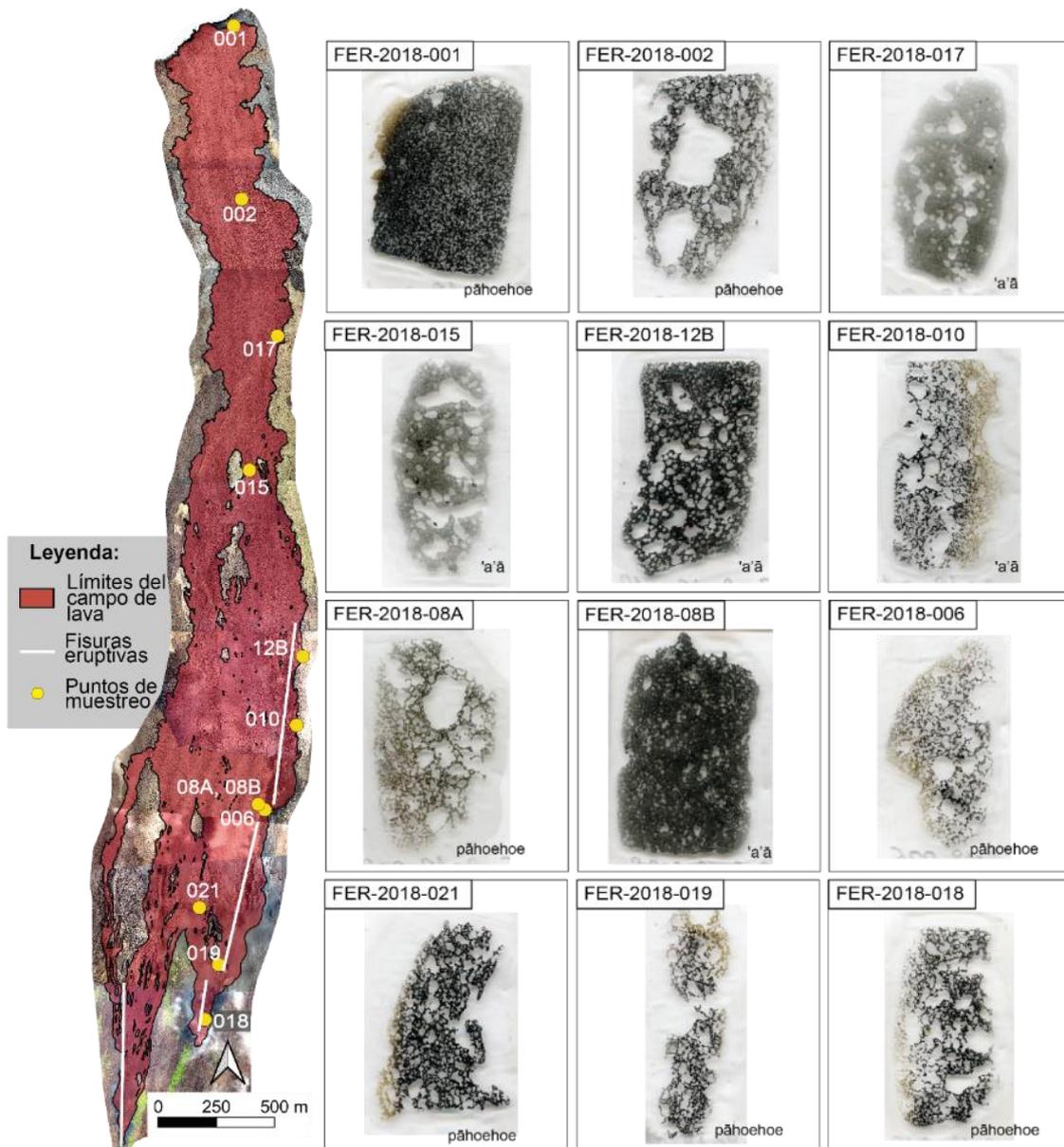


Figura. 4.26. A la izquierda, una ilustración con los límites del campo de lava de la erupción de Fernandina 2018 con los puntos de muestreo seleccionados para la elaboración de láminas delgadas. A la derecha, un mosaico de fotografías de las láminas delgadas realizadas y analizadas ordenadas desde la más distal hasta la más proximal a las fisuras.

La mayoría de los fenocristales tienen tamaños menores a 200 μm , pero pueden llegar a medir hasta 500 μm y descienden en tamaño hasta microlitos. Las plagioclasas son los fenocristales predominantes, son euhedrales y están definidas ópticamente por zonaciones normales y maclas polisintéticas. Los fenocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno son los segundos más abundantes y tienen formas euhedrales a anhedrales. Por último, los olivinos son menos abundantes en comparación con los demás fenocristales y muestran tamaños generalmente menores a 50 μm y son típicamente euhedrales.

Tabla 6.

Síntesis de la petrografía de las muestras de lava 'a'ā y pāhoehoe analizadas. Todas las muestras tienen una textura porfírica, hipocristalina con fenocristales de Plagioclasa (Pl), Ortopiroxeno (Opx), Clinopiroxeno (Cpx) y Olivino (Ol) dispuestos en una matriz vítrea /microcristalina y microlitos de plagioclasa. Las muestras están ordenadas desde la más distal hasta la más proximal a las fisuras eruptivas.

Código	Tipo de muestra	Abundancia relativa de fenocristales	Porcentajes
FER-2018-001	pāhoehoe	Pl > Opx y Cpx > Ol	Matriz (39%), Vesículas (35%), Fenocristales (26%)
FER-2018-002	pāhoehoe	Pl > Cpx = Opx > Ol	Vesículas (50%), Matriz (27%), Fenocristales (23%)
FER-2018-017	'a'ā	Pl (85%), Opx y Cpx (12%), Ol (3%)	Fenocristales (70%), Vesículas (15%), Matriz (15%)
FER-2018-015	'a'ā	Pl (70%), Opx y Cpx (25%), Ol (5%)	Fenocristales (60%), Vesículas (25%), Matriz (15%)
FER-2018-12B	'a'ā	Pl (55%), Opx + Clpx (40%), Ol (5%)	Fenocristales (45%), Vesículas (35%), Matriz (20%)
FER-2018-010	'a'ā	Pl (65%), Opx y Clpx (34%), Ol (1%)	Vesículas (65%), Matriz (23%), Fenocristales (12%)
FER-2018-08A	pāhoehoe	Pl > Opx = Cpx. (Trazas de Ol)	Vesículas (60%), Matriz (20%), Fenocristales (20%)
FER-2018-08B	'a'ā	Pl > Opx = Cpx > Ol	Fenocristales (60%), Matriz (20%), Vesículas (20%)
FER-2018-006	pāhoehoe	Pl > Cpx > Opx > Ol	Vesículas (60%), Matriz (25%), Fenocristales (15%)
FER-2018-021	pāhoehoe	Pl 3 veces más abundante que los Opx y Cpx. Ol < 2 %	Vesículas (60%), Matriz (25%), Fenocristales (15%)
FER-2018-019	pāhoehoe	Pl > Opx y Cpx > Ol (3%)	Vesículas (65%), Matriz (20%), Fenocristales (15%)
FER-2018-018	pāhoehoe	Pl > Opx y Cpx > Ol (1%)	Vesículas (60%), Matriz (25%), Fenocristales (15%)

El porcentaje de fenocristales es mayor en las lavas ‘a‘ā con un rango que varía entre 12% a 70% con un valor medio de casi 50%. En cambio, el porcentaje de fenocristales para las lavas pāhoehoe varían entre 15% a 26% con un valor promedio de 18%.

Los resultados revelan que las muestras de lava ‘a‘ā y pāhoehoe tienen similares características mineralógicas a lo largo de todo el campo de lava. La principal diferencia entre los depósitos se relaciona con las propiedades intrínsecas de cada tipo de lava, por ejemplo, vesicularidad o cristalinidad. Sin embargo, no se evidencian cambios mineralógicos significativos entre las muestras más cercanas a las fisuras y las más distales. A continuación, se muestran las fotografías en sección delgada de algunas de las muestras analizadas bajo microscopio petrográfico:

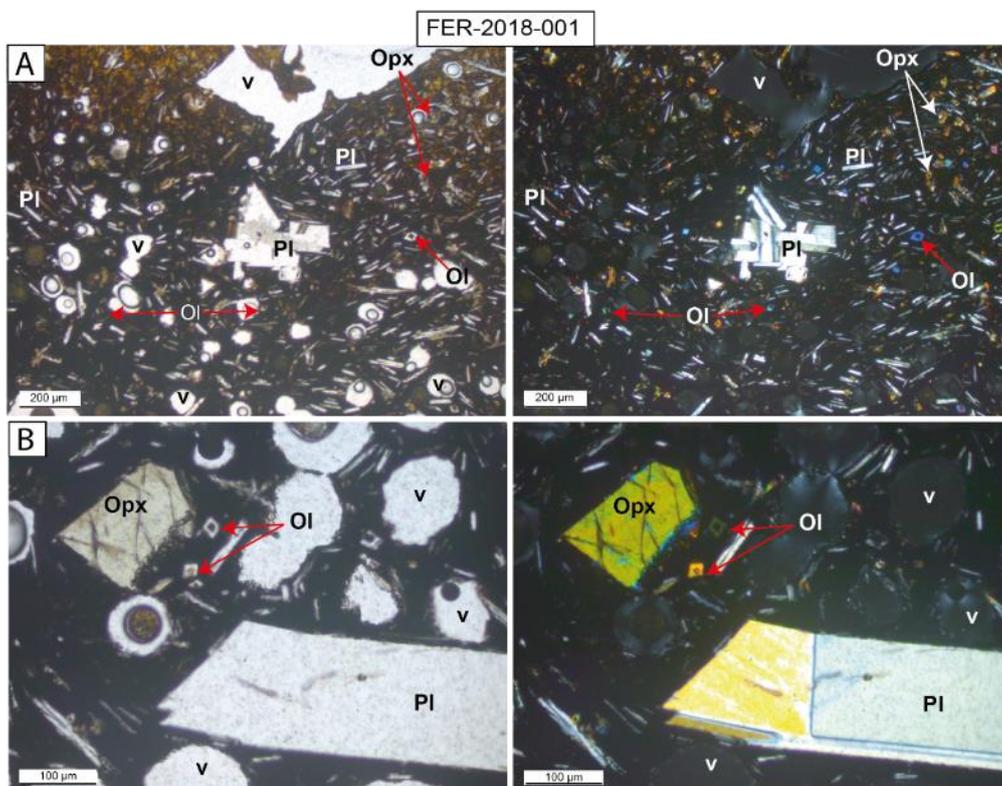


Figura. 4.27. Muestra FER-2018-001, Basalto (Lava pāhoehoe): roca porfírica inequigranular con fenocristales de Plagioclasa (PI), Ortopiroxeno (Opx) y Olivino (Ol) con estructura vesicular (vesículas “v”). Las imágenes de la columna izquierda representan la vista en luz natural y, las de la columna derecha, la vista en luz polarizada. En **(A)** al centro de la imagen, se observa un aglomerado de cristales de PI < 300 μm de diámetro. La mayoría son fenocristales de PI < 100 μm. Se observan pocos olivinos y son < 50 μm. En **(B)** se distingue un fenocristal de PI junto con un fragmento de Opx con pequeños olivinos euhedrales menores a 30 μm.

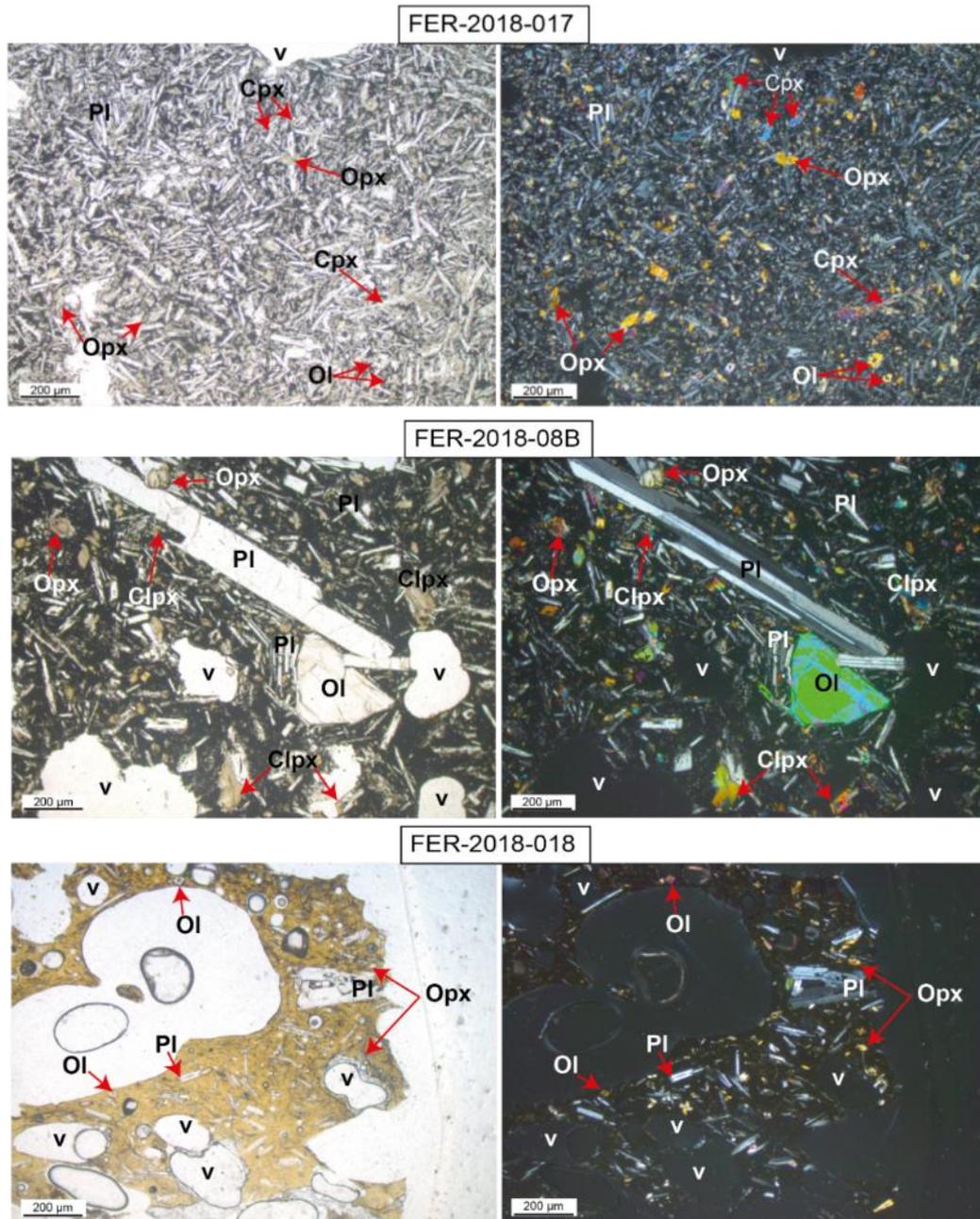


Figura. 4.28. Fotografías en sección delgada de algunas muestras de roca analizadas. La columna izquierda muestra las imágenes en luz natural y la columna derecha las imágenes en luz polarizada. **Muestra FER-2018-017**, Basalto (Lava 'a'ā): roca con textura porfírica, equigranular con fenocristales principalmente de plagioclasa (Pl) dispuestos sobre una matriz microcristalina con microlitos de Pl. Se distinguen algunos clinopiroxenos (Cpx) con birrefringencia alta y pocas vesículas. Los olivinos (Ol) representan menos del 3% de la superficie total de la lámina y son menores a 50 μm. **Muestra FER-2018-08B**, Basalto (Lava 'a'ā): a la izquierda luz natural, a la derecha luz polarizada. Basalto porfírico inequigranular con matriz microcristalina. Se observa un fenocristal de plagioclasa (Pl) < 1300 micras = 1.3 mm con su característica macla polisintética. Junto a este, un fenocristal de olivino (Ol) con alta birrefringencia en luz polarizada y pleocroísmo bajo en luz natural. **Muestra FER-2018-018**, Basalto (Lava pāhoehoe): a la izquierda luz natural, a la derecha luz polarizada. Muestra de lava pāhoehoe con textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (Pl) (mayoritariamente) y piroxeno (Px) dispuestos en una matriz vítrea de color marrón claro.

4.5. Geoquímica

Los datos de elementos mayores reflejan que las muestras de Fernandina 2018 son químicamente muy homogéneas entre sí. Los diagramas TAS y AFM indican que las rocas basálticas se agrupan en el campo de las series toleíticas y se ubican dentro del campo composicional de Fernandina según la bibliografía existente (Fig. 4.29 y Fig. 4.30). El contenido de elementos mayores se encuentra en un rango de variación muy restringido en donde la desviación estándar es inferior al error de la media. La composición química de las muestras de Fernandina es uniforme con contenidos promedios de: %SiO₂: 48.24 ± 0.26; %TiO₂: 3.68 ± 0.05; %Al₂O₃: 13.66 ± 0.09; %Fe₂O₃: 13.99 ± 0.14; %MnO: 0.20 ± 0.002; %MgO: 5.76 ± 0,06; %CaO: 10.40 ± 0.11; %Na₂O: 3.10 ± 0.04; %K₂O: 0.56 ± 0.02 y %P₂O₅: 0.40 ± 0.01. (El Fe total se expresa como Fe₂O₃).

Adicionalmente, se plotearon diagramas Harcker para identificar algún patrón de evolución en el fraccionamiento mineral de las muestras de Fernandina 2018 (Fig. 4.31). En general, no se observan tendencias significativas entre los óxidos con respecto al SiO₂ y las muestras se ubican dentro del campo composicional de variación geoquímico de Fernandina en base a la bibliografía. Se observa una composición química homogénea debido a que el contenido de %SiO₂ varía en tan solo 48.0-48.9 y de forma similar ocurre en el %TiO₂: 3.6-3.8, %Al₂O₃: 13.5-13.8, %Fe₂O₃: 13.7-14.3, %MnO: 0.20-0.21, %MgO: 5.7-5.8, %CaO: 10.2-10.6, %Na₂O: 3.0-3.2, %K₂O: 0.5-0.6 y %P₂O₅: 0.39-0.43.

En base a esta evidente homogeneidad química, se puede concluir que no existe una diferencia composicional entre las lavas 'a'ā y pāhoehoe recolectadas a lo largo de todo el campo de lava.

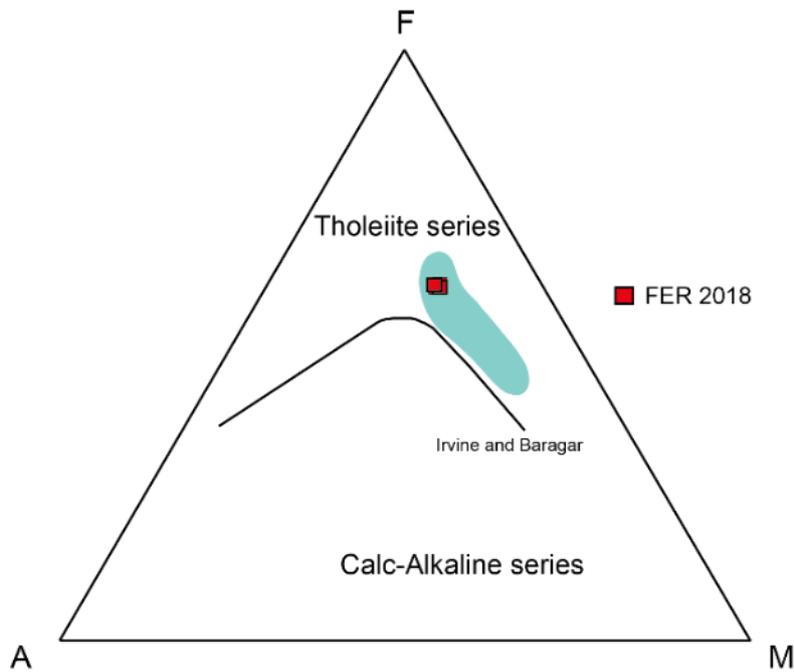


Figura. 4.29. Diagrama AFM: A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), F (FeO Total = $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), M (MgO) de las rocas de Fernandina 2018. El área sombreada de color verde representa el campo de variación geoquímica de Fernandina en base a la bibliografía existente. La línea negra representa la división entre la serie toleítica y calcoalcalina según Irvine y Baragar (1971).

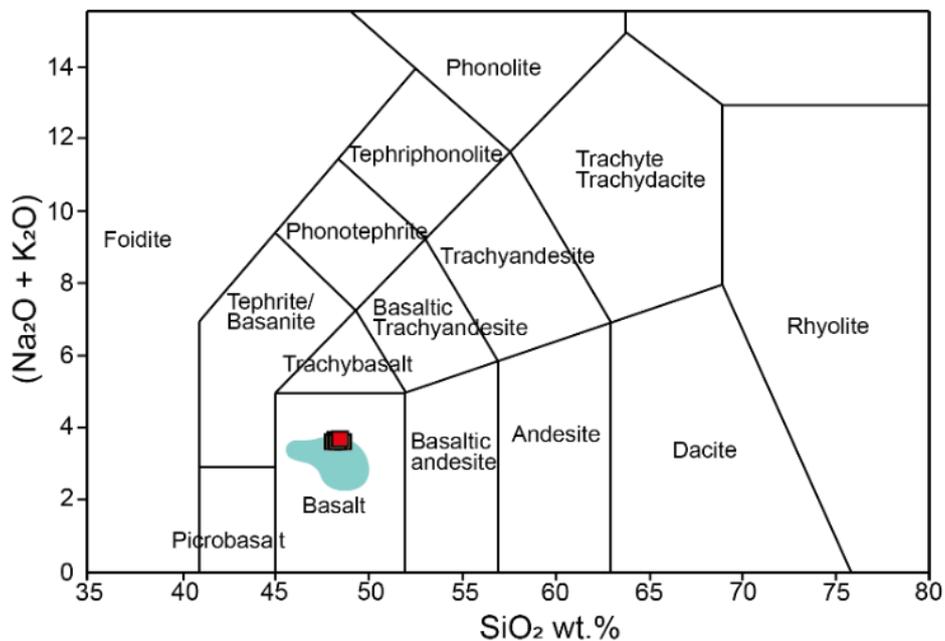


Figura. 4.30. Diagrama de clasificación TAS - álcalis vs. sílice, mostrando la proyección de las muestras de Fernandina 2018 (recuadros rojos). El área sombreada de color verde representa el campo de variación geoquímica de Fernandina en base a la bibliografía existente.

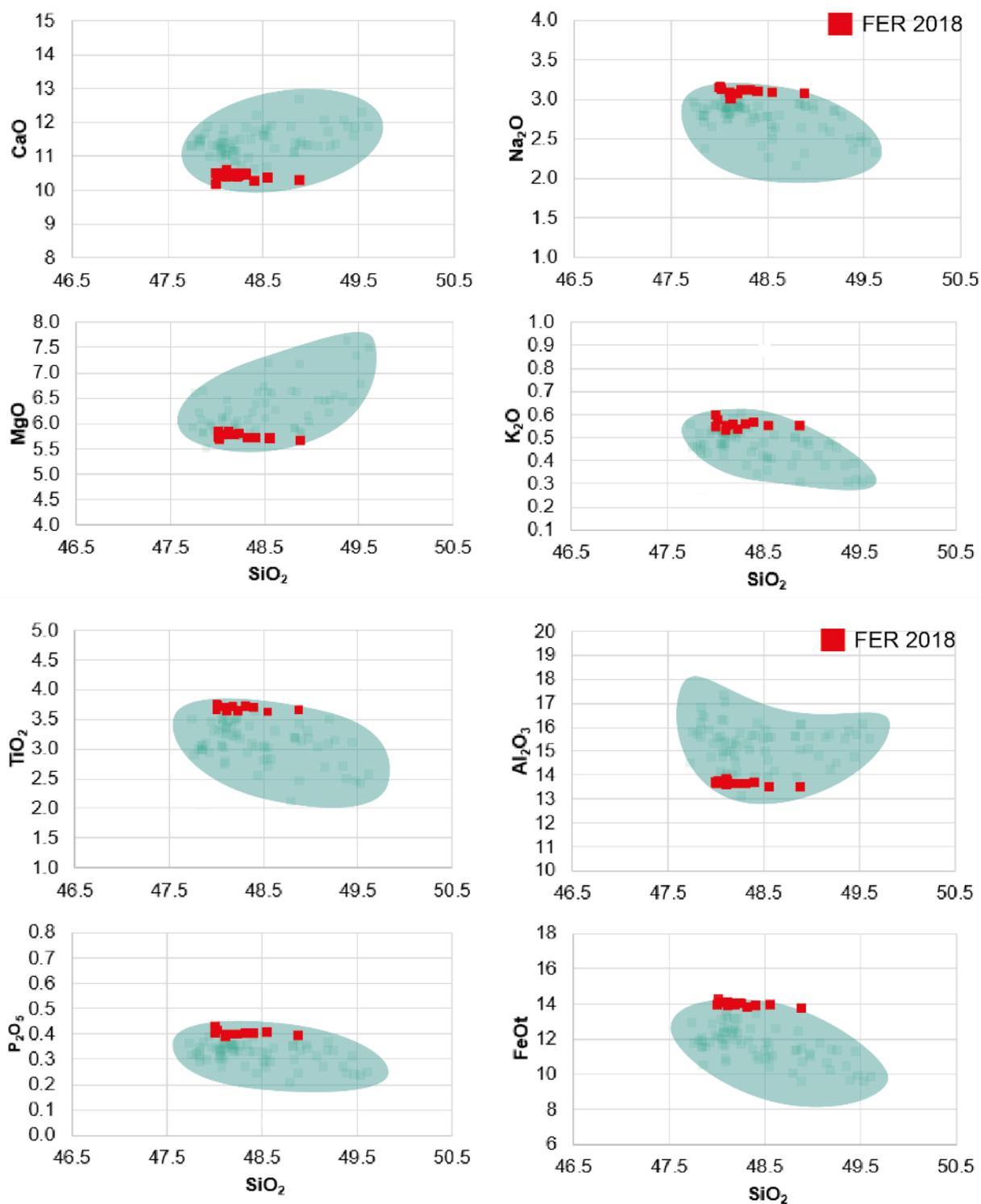


Figura. 4.31. Diagramas Harker de elementos mayores vs SiO₂ expresados como porcentaje en peso en base anhidra. El área sombreada de color verde representa el campo de variación geoquímica de Fernandina en base a la bibliografía existente.

4.6. Parámetros reológicos y dinámicos

Los parámetros reológicos y dinámicos fueron estimados a lo largo de la porción más distal del campo de lava (Zona 9 y 10) en función de sus dimensiones morfológicas: longitud, profundidad, ancho y pendiente del terreno. En base a la cartografía, se calcularon los parámetros para los siguientes planteamientos: (1) considerando al flujo distal como un solo depósito y (2) obteniendo los parámetros de forma separada para la unidad basal y flujo central canalizado. Para obtener las dimensiones morfológicas de la unidad basal y flujo central se aplicó la misma metodología descrita en la sección 3.9 cuyo procedimiento se detalla en el Anexo V. Por ejemplo: se realizó una regresión lineal entre los bordes laterales inferiores del flujo central para asumir su base mínima y la proyección de esta tendencia hacia los puntos de referencia de altura máxima sirvieron para estimar el techo hipotético del flujo, de esta manera se pudo calcular su profundidad mínima y ancho. Las constantes físicas utilizadas en las ecuaciones matemáticas se muestran al final de la Tabla 7. La pendiente media del terreno utilizada para el planteamiento (1) es de $2.6^\circ \pm 0.3^\circ$ y para el planteamiento (2) de $2.3^\circ \pm 0.4^\circ$. Para determinar la longitud se ha asumido que los flujos de lava se originaron desde los centros eruptivos de ambas fisuras, por lo que se ha utilizado el mismo rango de longitud promedio de 4452 ± 329 m para cada planteamiento. Cabe destacar que las evidencias morfológicas observadas en campo y en la cartografía (por ejemplo: la forma lobular de la unidad basal distal expandida lateralmente y subparalela a la orilla del mar y la ausencia de una extensa plataforma de lava que produzca cambios significativos en la línea de costa) sugieren que el flujo de lava había alcanzado su longitud máxima al momento de llegar a la orilla del mar.

Los resultados obtenidos del análisis de todo el flujo distal, es decir, considerándolo como un solo depósito (planteamiento 1), se describen en la Tabla 7. El ancho y profundidad mínima del flujo se obtuvo a partir del promedio de los valores medidos en los 12 perfiles principales y sus respectivos perfiles auxiliares (ver sección 3.9: Fig. 3.13 y Fig. 3.14). De esta manera se obtuvo un ancho total promedio de 323 ± 2 m y una profundidad mínima promedio de 4.8 ± 0.1 m para todo el lóbulo. Se obtuvo una tasa de efusión de 37.4 ± 3.0 m³/s y una viscosidad promedio de $3.7 \pm 0.3 \times 10^5$ Pa.s. La velocidad media de 0.027 ± 0.002 m/s sugiere un tiempo de desplazamiento, que en este trabajo se refiere al tiempo que le toma a la lava en transportarse desde la fuente hasta el frente de lava, de al menos 45 ± 4 horas para la erupción de Fernandina 2018. En este caso, el límite elástico promedio fue de $5.1 \pm 0.8 \times 10^3$ Pa.

Para estimar los parámetros de la unidad basal y flujo central, se analizaron solo 10 de los 12 perfiles realizados (ver sección 3.9: Fig. 3.13 y Fig. 3.14, P1 al P10) debido a que en ellos se identifica mejor los límites entre ambos depósitos. Los parámetros obtenidos para la unidad basal se muestran en la Tabla 8. Aquí se estima un ancho total promedio de 348 ± 4 m y una profundidad mínima de 2.9 ± 0.2 m. La tasa de efusión asciende a un valor de 67.2 ± 7.6 m³/s y la viscosidad media es de $4.6 \pm 0.5 \times 10^4$ Pa.s. Se estimó que el tiempo que le tomó a la lava en desplazarse desde la fuente hasta el frente es de 18 ± 2 horas con una velocidad promedio de 0.07 ± 0.01 m/s. Finalmente, se obtuvo que el límite elástico corresponde a un valor promedio de $2.9 \pm 0.6 \times 10^3$ Pa.

Por otro lado, las dimensiones morfológicas para el flujo central dieron como resultado un ancho total promedio de 201 ± 2 m y una profundidad mínima de 2.5 ± 0.2 m. En función de estos valores se estimó una tasa de efusión volumétrica de 45.4 ± 5.3 m³/s. Se calculó una viscosidad promedio de $2.5 \pm 0.3 \times 10^4$ Pa.s con un límite elástico medio de $2.5 \pm 0.5 \times 10^3$ Pa. Se estimó que, en base a la velocidad promedio de 0.10 ± 0.01 m/s, el tiempo que le toma a la lava en el canal desplazarse desde la fuente hasta el frente es de 12 ± 1 horas. Estos resultados se resumen en la Tabla 9.

Tabla 7. Flujo distal considerado como un solo depósito: parámetros reológicos, morfológicos y dinámicos calculados en todo el lóbulo distal del campo de lava y las constantes físicas utilizadas.

PERFILES 1 – 12

Perfil	Ancho (m)	Profundidad mínima (m)	Pendiente α (°)	Viscosidad η (Pa.s)	Velocidad v (m/s)	Límite elástico τ (Pa)
P1	401 ± 4	5.3 ± 0.2	2.4 ± 0.9	$5.6 \pm 0.4 \times 10^5$	0.02 ± 0.001	$5.6 \pm 2.0 \times 10^3$
P2	350 ± 2	5.0 ± 0.1	2.4 ± 0.9	$4.1 \pm 0.3 \times 10^5$	0.02 ± 0.002	$5.3 \pm 1.9 \times 10^3$
P3	335 ± 3	4.3 ± 0.1	2.0 ± 0.4	$2.2 \pm 0.2 \times 10^5$	0.03 ± 0.002	$3.9 \pm 0.7 \times 10^3$
P4	293 ± 1	5.7 ± 0.2	2.2 ± 0.2	$4.7 \pm 0.4 \times 10^5$	0.02 ± 0.002	$5.6 \pm 0.6 \times 10^3$
P5	333 ± 2	4.6 ± 0.2	2.2 ± 0.2	$2.8 \pm 0.2 \times 10^5$	0.02 ± 0.002	$4.5 \pm 0.5 \times 10^3$
P6	388 ± 2	4.2 ± 0.1	2.2 ± 0.2	$2.5 \pm 0.2 \times 10^5$	0.02 ± 0.002	$4.1 \pm 0.4 \times 10^3$
P7	361 ± 5	5.6 ± 0.1	2.0 ± 0.4	$5.2 \pm 0.4 \times 10^5$	0.02 ± 0.001	$5.1 \pm 0.9 \times 10^3$
P8	293 ± 1	5.7 ± 0.2	2.0 ± 0.4	$4.3 \pm 0.3 \times 10^5$	0.02 ± 0.002	$5.1 \pm 0.9 \times 10^3$
P9	345 ± 1	4.7 ± 0.2	2.0 ± 0.4	$2.8 \pm 0.2 \times 10^5$	0.02 ± 0.002	$4.2 \pm 0.8 \times 10^3$
P10	333 ± 2	4.6 ± 0.2	3.0 ± 0.1	$3.9 \pm 0.3 \times 10^5$	0.02 ± 0.002	$6.2 \pm 0.4 \times 10^3$
P11	275 ± 1	5.5 ± 0.1	3.0 ± 0.1	$5.6 \pm 0.4 \times 10^5$	0.03 ± 0.002	$7.5 \pm 0.4 \times 10^3$
P12	165 ± 1	2.8 ± 0.2	3.8 ± 0.1	$0.6 \pm 0.1 \times 10^5$	0.08 ± 0.006	$4.9 \pm 0.3 \times 10^3$

Continuación de la Tabla 7.

TOTAL PARA EL FLUJO DISTAL

Ancho (m)	323 ± 2
Profundidad mínima (m)	4.8 ± 0.1
Longitud (m)	4452 ± 329
Pendiente α (°)	2.6 ± 0.3
Tasa de efusión Q (m ³ /s)	37.4 ± 3.0
Viscosidad η (Pa.s)	3.7 ± 0.3 x10 ⁵
Velocidad v (m/s)	0.027 ± 0.002
Límite elástico τ (Pa)	5.1 ± 0.8 x10 ³
Tiempo de desplazamiento (h)	45 ± 4

CONSTANTES FÍSICAS

Número de Grätz Gz	300
Difusividad térmica k (m ² /s)	4.2 x10 ⁻⁷
Densidad de la lava ρ (kg/m ³)	2600
Gravedad g (m/s ²)	9.8

Tabla 8. Unidad basal: parámetros morfológicos, reológicos y dinámicos.

PERFILES 1 – 10

Perfil	Ancho (m)	Profundidad mínima (m)	Pendiente α (°)	Viscosidad η (Pa.s)	Velocidad v (m/s)	Límite elástico τ (Pa)
P1	401 ± 4	2.9 ± 0.3	2.4 ± 0.9	5.3 ± 0.6 x10 ⁴	0.06 ± 0.01	3.1 ± 1.0 x10 ³
P2	322 ± 5	2.7 ± 0.2	2.4 ± 0.9	3.3 ± 0.4 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.8 ± 1.0 x10 ³
P3	350 ± 2	4.1 ± 0.2	2.0 ± 0.4	1.0 ± 0.1 x10 ⁵	0.05 ± 0.01	3.6 ± 0.7 x10 ³
P4	348 ± 1	2.5 ± 0.2	2.2 ± 0.2	2.8 ± 0.3 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.5 ± 0.3 x10 ³
P5	335 ± 2	2.6 ± 0.1	2.2 ± 0.2	3.0 ± 0.3 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.6 ± 0.3 x10 ³
P6	388 ± 2	2.7 ± 0.2	2.2 ± 0.2	3.6 ± 0.4 x10 ⁴	0.07 ± 0.01	2.6 ± 0.3 x10 ³
P7	361 ± 5	2.4 ± 0.3	2.0 ± 0.4	2.4 ± 0.3 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.2 ± 0.5 x10 ³
P8	300 ± 16	3.6 ± 0.5	2.0 ± 0.4	6.4 ± 0.7 x10 ⁴	0.06 ± 0.01	3.3 ± 0.7 x10 ³
P9	345 ± 1	2.4 ± 0.4	2.0 ± 0.4	2.2 ± 0.2 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.1 ± 0.5 x10 ³
P10	333 ± 1	3.0 ± 0.2	3.0 ± 0.1	6.2 ± 0.7 x10 ⁴	0.07 ± 0.01	4.1 ± 0.3 x10 ³

Continuación de la Tabla 8.

TOTAL PARA LA UNIDAD BASAL

Ancho (m)	348 ± 4
Profundidad mínima (m)	2.9 ± 0.2
Longitud (m)	4452 ± 329
Pendiente α (°)	2.3 ± 0.4
Tasa de efusión Q (m ³ /s)	67.2 ± 7.6
Viscosidad η (Pa.s)	4.6 ± 0.5 x10 ⁴
Velocidad v (m/s)	0.07 ± 0.01
Límite elástico τ (Pa)	2.9 ± 0.6 x10 ³
Tiempo de desplazamiento (h)	18 ± 2

Tabla 9. Flujo central canalizado: parámetros morfológicos, reológicos y dinámicos.

PERFILES 1 – 10

Perfil	Ancho (m)	Profundidad mínima (m)	Pendiente α (°)	Viscosidad η (Pa.s)	Velocidad v (m/s)	Límite elástico τ (Pa)
P1	204 ± 2	2.6 ± 0.2	2.4 ± 0.9	2.9 ± 0.3 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.8 ± 1.0 x10 ³
P2	152 ± 3	2.4 ± 0.2	2.4 ± 0.9	1.7 ± 0.2 x10 ⁴	0.12 ± 0.01	2.6 ± 0.9 x10 ³
P3	151 ± 1	1.7 ± 0.2	2.0 ± 0.4	0.5 ± 0.1 x10 ⁴	0.17 ± 0.02	1.5 ± 0.3 x10 ³
P4	225 ± 3	2.7 ± 0.1	2.2 ± 0.2	3.2 ± 0.4 x10 ⁴	0.07 ± 0.01	2.6 ± 0.3 x10 ³
P5	213 ± 2	1.8 ± 0.2	2.2 ± 0.2	0.8 ± 0.1 x10 ⁴	0.12 ± 0.01	1.7 ± 0.2 x10 ³
P6	308 ± 2	2.1 ± 0.1	2.2 ± 0.2	2.0 ± 0.2 x10 ⁴	0.07 ± 0.01	2.1 ± 0.2 x10 ³
P7	230 ± 2	3.3 ± 0.3	2.0 ± 0.4	5.4 ± 0.6 x10 ⁴	0.06 ± 0.01	3.0 ± 0.6 x10 ³
P8	169 ± 6	2.5 ± 0.2	2.0 ± 0.4	1.7 ± 0.2 x10 ⁴	0.11 ± 0.01	2.2 ± 0.4 x10 ³
P9	192 ± 1	3.0 ± 0.4	2.0 ± 0.4	3.5 ± 0.4 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.7 ± 0.6 x10 ³
P10	169 ± 1	2.8 ± 0.3	3.0 ± 0.1	3.5 ± 0.4 x10 ⁴	0.10 ± 0.01	3.7 ± 0.5 x10 ³

TOTAL PARA EL FLUJO CENTRAL CANALIZADO

Ancho (m)	201 ± 2
Profundidad mínima (m)	2.5 ± 0.2
Longitud (m)	4452 ± 329
Pendiente α (°)	2.3 ± 0.4
Tasa de efusión Q (m ³ /s)	45.4 ± 5.3
Viscosidad η (Pa.s)	2.5 ± 0.3 x10 ⁴
Velocidad v (m/s)	0.10 ± 0.01
Límite elástico τ (Pa)	2.5 ± 0.5 x10 ³
Tiempo de desplazamiento (h)	12 ± 1

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN

5.1. Tamaño de la erupción

La cartografía de alta resolución permitió identificar a detalle las estructuras y morfologías más representativas de los depósitos a lo largo de todo el campo de lava. En base a la caracterización física se afinan los datos reportados por Vasconez et al. (2018) en términos de delimitación del campo de lava y tamaño de la erupción. En el mapa de la Fig. 5.1 se visualiza el contraste entre los límites obtenidos en este proyecto y los de Vásconez et al. (2018) cuya información fue obtenida a partir de datos de imágenes del satélite Sentinel-2 (10-20 m/pixel). Se observa que la cartografía realizada con las imágenes satelitales coincide muy bien con la extensión del campo de lava, sobre todo en el inicio de las fisuras, la longitud del lóbulo occidental individualizado y moderadamente con los bordes orientales. Sin embargo, la superficie en la zona media alta y las *kipukas* a lo largo del flujo, no concuerdan con las de este trabajo, por lo que es evidente la diferencia de detalle entre ambos proyectos.

Con la cartografía de alta resolución (3 – 8 cm/pixel) se redefine la información más reciente sobre la erupción de 2018 del volcán Fernandina. La Tabla 10 resume las diferencias entre los parámetros calculados por Vasconez et al. (2018) y los de este proyecto. Se determina que la erupción ocupó un área total de 1.80 km² comparado con los 1.58 km² estimados por Vasconez et al. (2018), es decir el área estimada con la cartografía de alta resolución es ~14% mayor que el valor obtenido con imágenes satelitales. En cuanto al espesor promedio, Vasconez et al. (2018) utilizan un espesor de 5 ± 2.5 m obtenido de la bibliografía preexistente, mientras que, en este proyecto se obtiene un valor de 2.94 ± 1.50 m calculados con mediciones realizadas a lo largo de todo el campo de lava gracias a los Modelos Digitales de Elevación (MDEs) obtenidos con el Vehículo Aéreo No Tripulado (VANT). Por lo tanto, el espesor promedio calculado con datos de campo es una aproximación más realista al espesor de los depósitos, siendo un ~40% menor que la estimación teórica cuya fuente de error es más grande. Debido a esta diferencia de espesor se puede afirmar que Vasconez et al. (2018) sobreestimaron el volumen total del depósito, en donde el valor calculado en este trabajo ($5.29 \pm 2.74 \times 10^6$ m³) representa el ~65% del valor estimado anteriormente en 2018 ($7.92 \pm 4 \times 10^6$ m³).

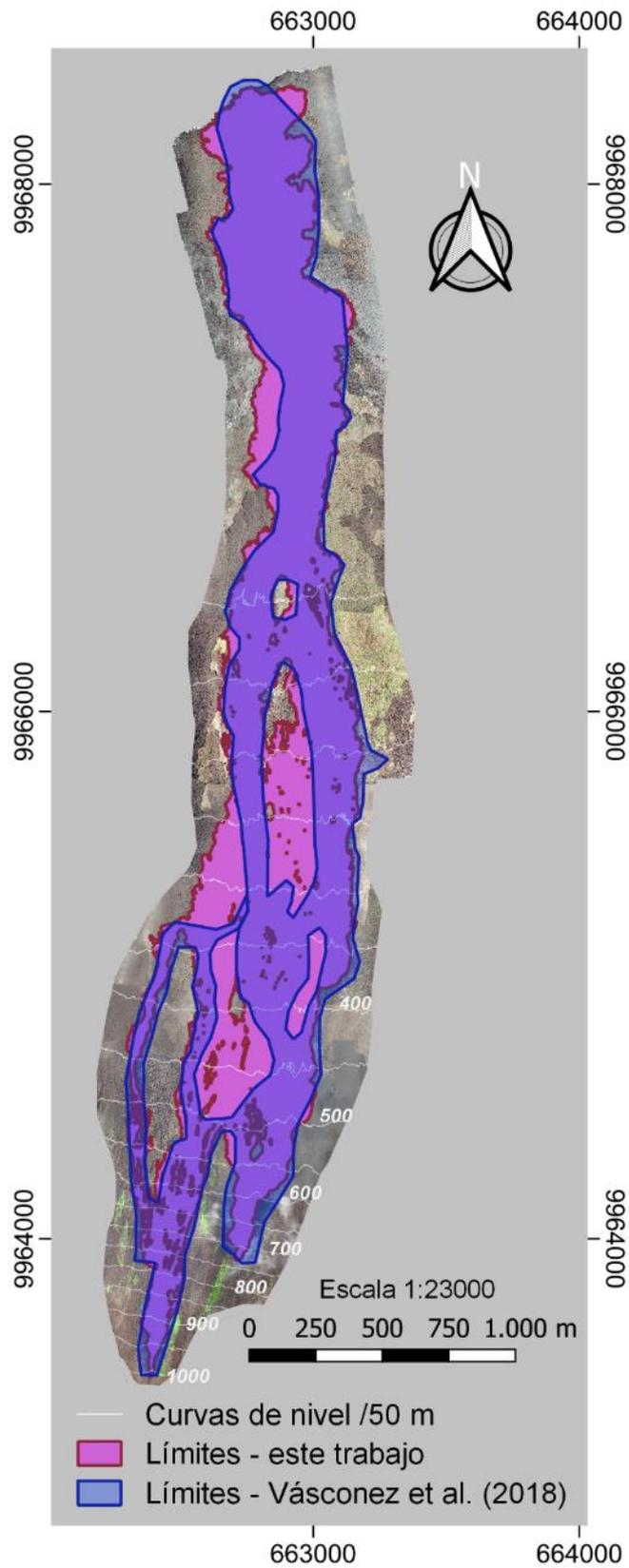


Figura. 5.1. Cartografía de la erupción de 2018 del volcán Fernandina. En color azul los límites del campo de lava de Vásconez et al. (2018). En color rosado los límites del campo de lava obtenidos en este proyecto.

Por otro lado, en este proyecto se obtuvo una aproximación de volumen denso (DRE) de $3.32 \pm 1.72 \times 10^6 \text{ m}^3$ producto de la estimación de proporción de volumen de lava pāhoehoe a ‘a‘ā a partir de la cartografía y de datos de vesicularidad obtenidos con medidas de densidad de algunas muestras de roca. Aunque este resultado representa el ~56% del volumen denso reportado por Vasconez et al. (2018) ($5.9 \pm 3 \times 10^6 \text{ m}^3$), el dato de volumen DRE de este proyecto podría estar subestimado debido a que no se tienen datos de densidad de todo el depósito. El limitante radica en el hecho de que no se pudo observar ni obtener muestras del núcleo denso de los depósitos, por lo que el análisis de ciertas muestras superficiales representa una fuente de error. Si bien las diferencias entre los datos de volumen del depósito y volumen denso responden a las diferencias entre los datos de base (espesor, área y en menor medida la densidad), el tamaño de la erupción, representado por los índices de magnitud e intensidad, es muy similar al reportado por Vasconez et al. (2018) debido a que los índices son escalas logarítmicas.

Tabla 10.

Nuevos datos de la erupción de 2018 del volcán Fernandina, comparación entre la información más reciente y el presente trabajo. Los parámetros calculados por Vásconez et al. (2018) se basan en la información obtenida a partir de imágenes satelitales y de la bibliografía existente, asumiendo un error de espesor de $\pm 50\%$, una densidad de roca de 3000 kg/m^3 y un 25% de espacios vacíos para todo el depósito según Rowland et al. (2003).

Parámetro	Vásconez et al. (2018)	Este proyecto
Área (10^6 m^2)	1.58	1.80 ± 0.01
Espesor promedio (m)	5 ± 2.5	2.94 ± 1.50
Volumen (10^6 m^3)	7.92 ± 4	5.29 ± 2.74
Volumen DRE (10^6 m^3)	5.9 ± 3	3.32 ± 1.72
Densidad ρ (kg/m^3)	3000	-
ρ ponderada lava pāhoehoe (kg/m^3)	-	1132
ρ ponderada lava ‘a‘ā (kg/m^3)	-	1927
Vesicularidad ponderada lava pāhoehoe (%)	-	61.8
Vesicularidad ponderada lava ‘a‘ā (%)	-	35.0
Masa de magma emitida (10^9 kg)	17.8 ± 9	9.85 ± 5.10
Magnitud	3.2 ± 0.2	2.99 ± 0.25
Intensidad	8.0 ± 0.2	8.06 ± 0.25

5.2. Orientación de las fisuras eruptivas

Las erupciones en los volcanes occidentales de Galápagos se producen a partir de fisuras eruptivas orientadas circunferencialmente en los bordes de la caldera y de forma radial más abajo en los flancos (McBirney y Williams, 1969; Chadwick y Howard, 1991). La intrusión de sills subhorizontales que se tuercen alrededor de un eje radial o que se curvan hacia arriba en diques de fuerte buzamiento, dan lugar a ambas orientaciones de fisuras eruptivas. En Fernandina, es más evidente este patrón en donde la alternancia entre fisuras radiales y circunferenciales pasan de un flanco a otro debido a las perturbaciones generadas a lo largo de un campo de esfuerzos por la intrusión de diques orientados radialmente (Bagnardi et al. 2013).

Las fisuras eruptivas de la erupción de 2018 se ajustan muy bien a ese modelo. Con la cartografía se distingue que las fisuras están orientadas en dirección N/S y se extienden sobre el flanco norte a ~700 y ~1930 m de longitud para la fisura occidental y oriental, respectivamente. Según los fundamentos teóricos del modelo de apertura de diques de Bagnardi et al. (2013), se puede predecir el probable estilo y localización de futuras erupciones, mas no cuándo ocurrirán. Es así como la intrusión circunferencial durante la erupción de 2017, debió generar un régimen de esfuerzos favorable a lo largo de la orientación N/S para que la erupción de 2018 se produzca a partir de una o varias fisuras radiales. Siguiendo el modelo, después de la intrusión radial de 2018 le sucede la orientación circunferencial, hecho que se corrobora con la erupción de 2020 (Vasconez et al. 2022). Ahora, se puede proponer que la siguiente erupción de Fernandina probablemente ocurrirá a partir de una fisura orientada radialmente.

5.3. Dinámica de la erupción de Fernandina 2018

La morfología superficial de los depósitos registra información importante sobre la dinámica de emplazamiento de los flujos de lava (Soule et al. 2004). En Fernandina 2018 se pudo identificar las dos morfologías principales de lava: pāhoehoe, en las cercanías de los centros eruptivos y en parches en la zona intermedia, y 'a'ā, cubriendo la mayor parte de la superficie eruptiva. En las zonas intermedia y distal se observan canales con levees de sobreflujo, desbordamientos de pāhoehoe transicional liso y un flujo central canalizado que pasa de estar parcialmente drenado en la zona intermedia a no drenado en la zona distal cercana al mar. Estas características morfológicas responden a la dinámica de construcción de sistemas de flujos canalizados alimentados por lava 'a'ā descritos en la bibliografía, (por ejemplo: Sparks

et al., 1976; Lipman y Banks 1987; Guest et al., 1987; Soule et al., 2004, Harris et al., 2009; Calvari 2019; Harris et al., 2022).

El ejemplo más práctico es el trabajo de Harris et al. (2009) y Harris et al. (2022), quienes realizan un análisis detallado de los procesos de construcción y dinámicas de flujo responsables de la formación de las estructuras *levee* – canal. Describen la anatomía del canal de lava Muliwai a Pele (1974) de la zona de rift Mauna Ulu del volcán Kilauea en Hawái y caracterizan las diferentes morfologías de los *levees* y desbordamientos de lava (*overflows*). Demuestran que la dinámica de emplazamiento y evolución de un canal de lava es variable, incluso en sistemas de canal de corta duración como lo fue el Muliwai a Pele que se construyó en un período de tan solo ~50 horas. Esto quiere decir que un canal es susceptible a cambios temporales y espaciales pendiente abajo debido a los diferentes procesos de drenaje, desbordamiento, estancamiento o fases de llenado que determinan su configuración final. A su vez estos procesos son el resultado de cambios en la tasa de descarga los cuales pueden variar incluso hasta cuatro órdenes de magnitud (según los resultados de la modelización: ~0.1 a 500 m³/s de Harris et al., 2009) y en escalas de tiempo de unos pocos minutos.

La cartografía de alta resolución sugiere que el campo de lava de Fernandina 2018 evolucionó a un sistema de flujo canalizado el cual estuvo muy cerca de alcanzar su longitud máxima al momento de llegar a la orilla del mar. A continuación, se propone la dinámica de la erupción de Fernandina 2018, desde una breve discusión sobre la actividad simultánea de las fisuras eruptivas hasta una descripción cronológica de fases.

5.3.1. Actividad simultánea de las fisuras eruptivas

La información de anomalías térmicas obtenida de *Fire Information for Resource Management System* (FIRMS) de la NASA muestra que, el 16 de junio de 2018 a las 13h54 TG (tiempo de Galápagos), es decir, 2 horas con 39 minutos después del inicio de la erupción (inicio identificado a partir de datos sísmicos), se registraron alertas termales a lo largo de todo el campo de lava, desde las zonas de fisuras hasta la orilla del mar (Fig. 5.2). Esto quiere decir que, para esa hora los flujos de lava ya habrían llegado a la orilla del mar. La resolución espacial del satélite (375 m/px) cubre un área lo suficientemente grande que impide discriminar si la alerta termal proviene de la fisura occidental (FW) u oriental (FE).

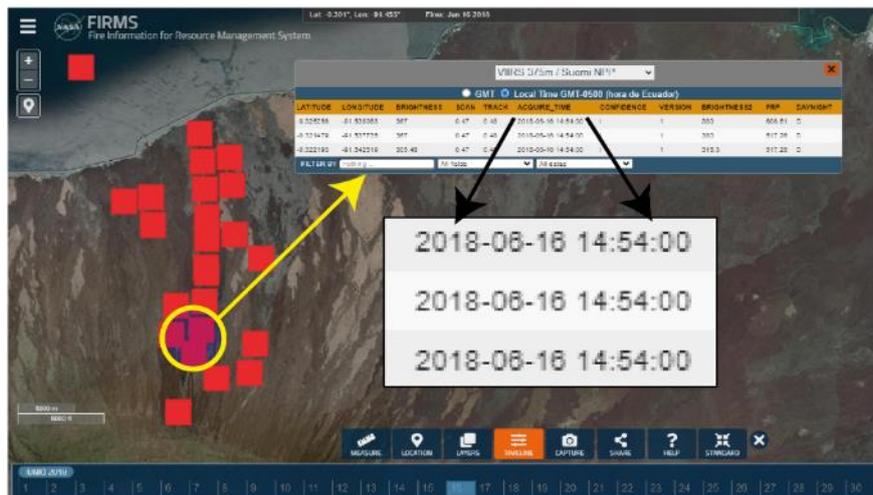


Figura. 5.2. Ubicación de las alertas termales del 16 de junio de 2018 en el flanco norte del volcán Fernandina (Fuente: FIRMS – NASA). Las anomalías están representadas por los recuadros rojos y se ubican a lo largo de todo el campo de lava. La información en la tabla de la derecha corresponde a las tres alertas dentro del círculo amarillo, el zoom muestra una ampliación a la fecha y hora registradas. La hora está expresada en tiempo de Ecuador continental EC (EC=Tiempo de Galápagos + 1h, 14h54). Se registra la misma hora en todas las alertas termales.

Para analizar la posibilidad de que alguna de las fisuras eruptivas se haya activado antes que la otra, se examinaron los datos del tremor eruptivo registrado por las estaciones sísmicas FER1 y FER2 los días de la erupción (Fig. 5.3). El análisis de amplitudes sísmicas ya ha sido utilizado por algunos investigadores para obtener información cualitativa sobre la localización de las fuentes de las señales (Battaglia et al. 2005). Por ejemplo, Alparone et al. (2003) utilizaron la relación de amplitudes de tremor volcánico registrados en varias estaciones sísmicas para investigar la variación espacial de la fuente del tremor durante episodios de emisiones de lava en el volcán Etna. La relación de los datos de mediciones de la amplitud sísmica en tiempo real (RSAM por sus siglas en inglés) entre FER1/FER2 permite identificar si existe o no variación en la fuente de las señales entre diferentes fases del tremor volcánico. Con los gráficos de RSAM se identificaron las fases de actividad más representativas a lo largo de todo el tremor eruptivo. Cada fase de actividad comienza con un aumento en la amplitud y muestra un decaimiento aproximadamente exponencial después de alcanzar un pico (según Aki y Ferrazzini, 2000; Battaglia et al., 2005). De este modo se propone la identificación de 4 fases, en donde las fases 1, 2 y 3 están relacionadas con la etapa de mayor actividad eruptiva (Fig. 5.3), mientras que la cuarta se interpreta como la fase de decaimiento de la actividad hasta el fin de la erupción. Más adelante, estas fases se asocian con diferentes dinámicas de emplazamiento del campo de lava.

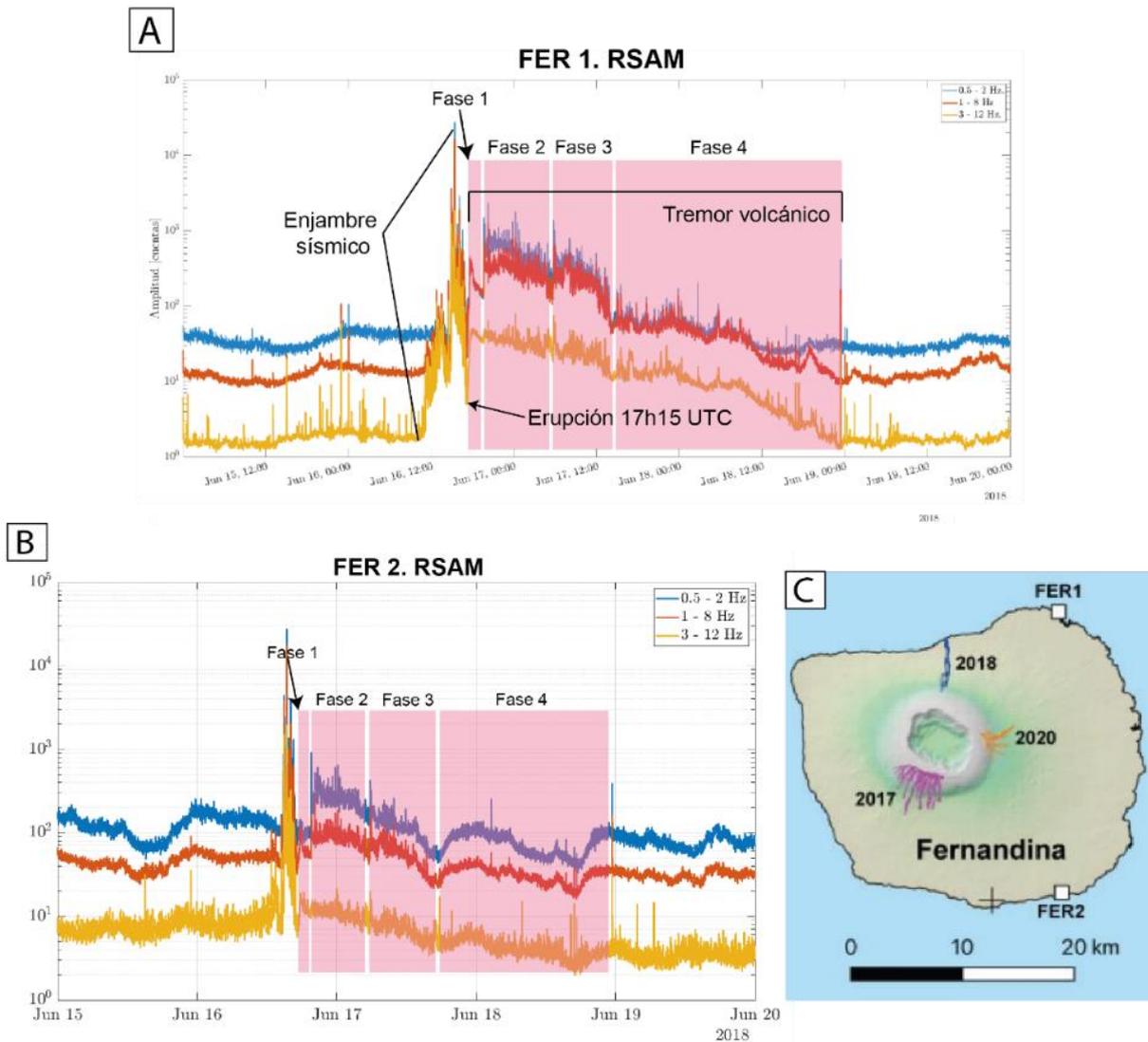


Figura. 5.3. Datos de amplitud sísmica en ventanas de 1 minuto registrados por las estaciones FER 1 en **(A)** y FER2 en **(B)**, del 15 al 20 de junio de 2018 (cortesía de: Stephen Hernández, IG-EPN). Las señales están filtradas entre 0.5 – 2 Hz (color azul), 1 – 8 Hz (color rojo) y 3 – 12 Hz (color amarillo). En **(A)** se señala el enjambre sísmico pre-eruptivo, el inicio de la erupción a las 17h15 en Tiempo Universal Coordinado (UTC) y el tremor volcánico con las cuatro fases propuestas. (Tiempo Galápagos TG = UTC – 6 h). La Fase 4 se delimita hasta el fin de la erupción. En **(C)** el mapa del volcán Fernandina señalando la ubicación de las erupciones recientes de 2017, 2018 y 2020, junto con las estaciones sísmicas FER1 y FER2 al noroccidente y suroccidente, respectivamente (tomado y modificado de Vasconez et al., 2022).

La Fig. 5.4 muestra los resultados obtenidos de la relación de amplitud entre FER1/FER2. En el gráfico se observa a la Fase 1 con una tendencia negativa, es decir FER1 y FER2 registraron un cambio sistemático en valores de amplitud. Esta variación en los datos podría atribuirse a un cambio en la fuente de las señales sísmicas, sin embargo, se debe más bien a que la relación señal-ruido captada por FER2 fue más baja en comparación con la relación

señal-ruido captada por FER1; por tal motivo se considera que los datos de la Fase 1 no representan una evolución confiable. Por otro lado, la relación señal/ruido en la Fase 2 es mayor, lo que quiere decir que FER2 ha registrado mejor estas señales y no se observa el mismo decaimiento que en la Fase 1. Para los sectores de la serie temporal que sí demuestran confianza, no se observa un cambio de tendencia drástico. La “no variación” podría indicar que la fuente de las señales es la misma para las tres fases o que la calidad de las señales no permite distinguir si existe o no un cambio en la fuente de las señales sísmicas (Alparone et al., 2003; S. Hernández, IG-EPN comunicación personal). En este caso, los datos sísmicos disponibles no permiten distinguir si alguna de las fisuras estuvo activa primero. Esto se debe principalmente a la gran distancia entre las estaciones sísmicas y las fisuras (FER1 a ~13 km y FER2 a ~22 km) y a la corta distancia entre las fisuras (~0.3 km).

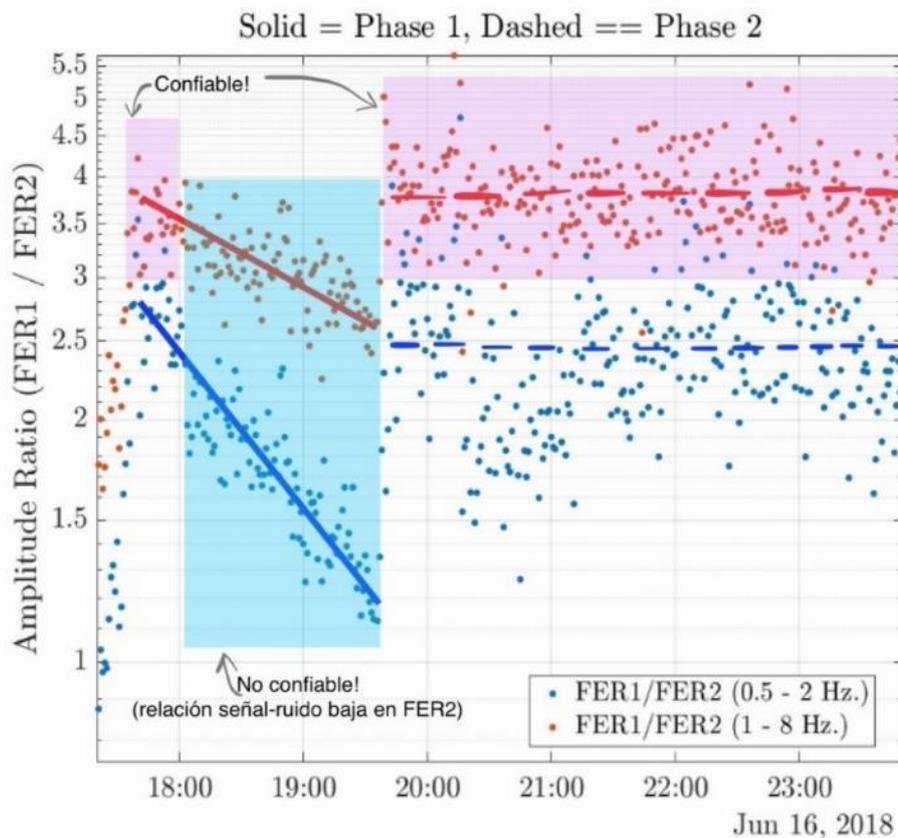


Figura 5.4. Relación de amplitud entre FER1 / FER2 durante el 16 de junio de 2018. Las líneas sólidas indican la tendencia general de la Fase 1 y las discontinuas la tendencia para la Fase 2. En color azul la relación FER1/FER2 con el filtro entre 0.5 – 2 Hz. y en color rojo la relación FER1/FER2 con el filtro entre 1 – 8 Hz. El área sombreada en rojo contiene los datos confiables y el área sombreada en azul los datos no confiables por la señal/ruido baja registrada por FER2. (Gráfico cortesía de: Stephen Hernández, IG-EPN).

De acuerdo con la cartografía, se identifica que los flujos de lava provenientes de ambas fisuras se superponen y se mezclan entre sí, por lo que es difícil identificar de forma precisa los centros eruptivos de origen de los flujos. Lo que se podría inferir es que al menos el extremo norte de la fisura oriental debió haber entrado en actividad antes de que los flujos de lava de las zonas altas alcancen y cubran sus conos de salpicadura (como se observa en las imágenes de la Fig. 4.17, sección 4.1). Adicionalmente, las fotografías capturadas por el personal del Parque Nacional Galápagos durante el primer día de la erupción, muestran flujos de lava surgiendo a partir de ambas fisuras (Fig. 5.5). Por lo tanto, la hipótesis más probable es que las fisuras eruptivas estuvieron activas de manera simultánea desde el inicio de la erupción.

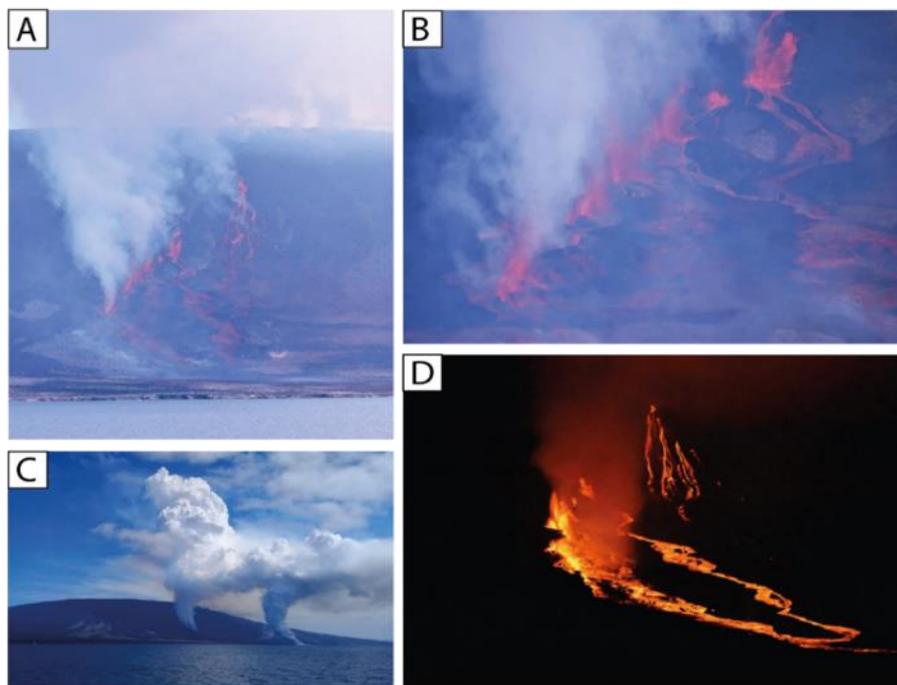


Figura. 5.5. Conjunto de fotografías de la erupción de Fernandina 2018 capturadas durante el 16 de junio de 2018. (Imágenes tomadas de la página oficial de Facebook del Parque Nacional Galápagos. A, B y D créditos: Dr. Marcelo Izquierdo – Yate la Pinta. C créditos: guía naturalista Sabina Estupiñan).

5.3.2. Cronología de fases

Según la cartografía de alta resolución y en base al principio de superposición de capas, se pudo deducir que la erupción de Fernandina 2018 estuvo caracterizada por al menos 4 fases de emplazamiento importantes, las cuales corresponden y se asocian a las fases de tremor eruptivo identificadas con los datos sísmicos en la sección 5.3.1.

5.3.2.1. Fase 1

En base a los datos amplitud sísmica registrados por las estaciones FER1 y FER2, la Fase 1 comprende el inicio de la erupción a las 11h15 TG (Tiempo de Galápagos) y dura alrededor de 2 horas con 21 minutos. El tremor eruptivo inicia con un pico de amplitud a partir del cual el rasgo va disminuyendo progresivamente con el tiempo. Aquí la señal es más tenue en comparación con las Fases 2 y 3 (Fig. 5.3) por lo que se sugiere que es la fase con menor tasa de descarga. Es así que la Fase 1 se correlaciona con la apertura y actividad simultánea de las fisuras eruptivas y a la emisión de los primeros flujos de lava pāhoehoe observados en la cartografía (Fig. 5.6). Esto es consistente con el hecho de que la lava tipo pāhoehoe está asociada a bajas tasas de efusión ($<10 \text{ m}^3/\text{s}$) según Harris y Rowland (2015). Las evidencias de esta primera fase se distinguen en los alrededores de las fisuras eruptivas con sus depósitos de escoria. En la fisura occidental es más evidente en los conos de salpicadura conservados y dispersos de la región norte junto con sus depósitos de escoria y flujos de lava pāhoehoe asociados. En las cercanías de la fisura oriental también se distinguen rastros de lava pāhoehoe enterrados bajo depósitos de lava 'a'ā de mayor espesor ($\sim 3 \text{ m}$). Se infiere que los flujos de lava pāhoehoe de la Fase 1 se extendieron $\sim 3.5 \text{ km}$ pendiente abajo desde los centros eruptivos de ambas fisuras y $\sim 400 \text{ m}$ lateralmente. Se estima que tienen un espesor aproximado desde decenas de centímetros hasta menos de 1 m .

5.3.2.2. Fase 2

La Fase 2 es el período de mayor amplitud sísmica registrado a lo largo de todo el tremor eruptivo y dura alrededor de 12 horas (Fig. 5.3A). El cambio drástico desde una tendencia negativa en la Fase 1 a un pico de amplitud máximo ocurre a partir de las 13h37 TG, minutos antes de las alertas termales registradas por FIRMS (Fig. 5.2). Los rasgos de amplitud son más intensos y muestran varios picos durante este periodo (Fig. 5.3). Las señales sísmicas podrían estar relacionadas a un importante incremento en la tasa de descarga en ambas fisuras. Esto concuerda con los rasgos morfológicos observados con la cartografía en donde la fisura oriental no conserva bien sus flancos occidentales y presenta grietas de colapso muy marcados en los flancos orientales asociadas a tasas efusivas altas. Los depósitos de escoria de la fisura oriental se extienden a un poco más de 200 m sobre la superficie preexistente medidos desde el eje de la fisura. La construcción de los conos de salpicadura de la fisura oriental es más potente (con $\sim 10 \text{ m}$ de altura) que la de los conos de la zona continua sur de la fisura occidental, que miden entre 6 a 8 m de altura y cuya morfología es más bien simétrica. Estas evidencias morfológicas sugieren que la actividad eruptiva fue más intensa y de mayor duración en la fisura oriental que en la occidental, por lo que se infiere que a partir de ella se emitieron la mayor parte de flujos de lava asociados a una mayor tasa de descarga.

La Fase 2 se correlaciona con la emisión de flujos de lava 'a'ā que de acuerdo con Rowland y Walker (1990), suelen ser el resultado de altas tasas de efusión ($> 10 \text{ m}^3/\text{s}$) y avanzan rápidamente en sus primeras etapas. Durante esta fase se pudieron haber formado los canales incipientes de lava 'a'ā de la fisura occidental que se ubican entre 1000 y 500 m snm, sobre una pendiente de terreno de $\sim 30^\circ$. En la cartografía se observa que estos flujos sobreyacen a los depósitos de escoria y pāhoehoe cercanos y han destruido o arrastrado parcialmente los conos de salpicadura del sistema de ventos dispersos de la zona norte de la fisura occidental. En la fisura oriental, los flancos occidentales colapsados son la evidencia del incremento en la tasa de descarga, cuyos flujos de lava se combinaron con los de la fisura occidental para desplazarse, desde los 500 m snm hasta la costa, sobre una pendiente que cambia desde $\sim 15^\circ$ a $\sim 2^\circ$, respectivamente. Se formó entonces un flujo inicial de lava 'a'ā que alcanza la orilla del mar en menos de ~ 3 h después del inicio de la erupción. El tiempo en el que los primeros flujos de lava alcanzan el océano se aproximó en base a la hora de publicación del informe N°3 de Fernandina 2018 del IG-EPN, en el que se menciona que los flujos ya habrían ingresado al mar a las 14h23 TG; y la hora de las alertas termales registradas por FIRMS (13h54 TG). Simultáneamente, los márgenes del flujo se expandieron lateralmente sobre el terreno de pendiente baja de 2° . Con el paso del tiempo los márgenes del flujo comenzaron a estancarse y enfriarse para formar los *levees* iniciales a cada lado de los canales juveniles de la zona intermedia y distal (Fig. 5.6). Siguiendo a Sparks et al. (1976) y Lipman y Banks (1987), la unidad basal sería el equivalente a los *levees* iniciales que se forman en los márgenes de una zona de avance de flujo de lava 'a'ā disperso, determinando la anchura y ubicación del canal. Estos *levees* iniciales o unidad basal afloran principalmente a lo largo de toda la zona distal. Está parcialmente cubierta por desbordamientos de pāhoehoe transicional liso (PTL) y contiene rampas y/o fragmentos de lava pāhoehoe en su superficie. Según Calvari (2019) el proceso de formación de canales puede ser bastante rápido y la lava puede empezar a desplazarse a través de ellos al cabo de unas pocas horas. La Fase 2 es la etapa en la que los flujos de lava cubren la mayor parte de la superficie estimada.

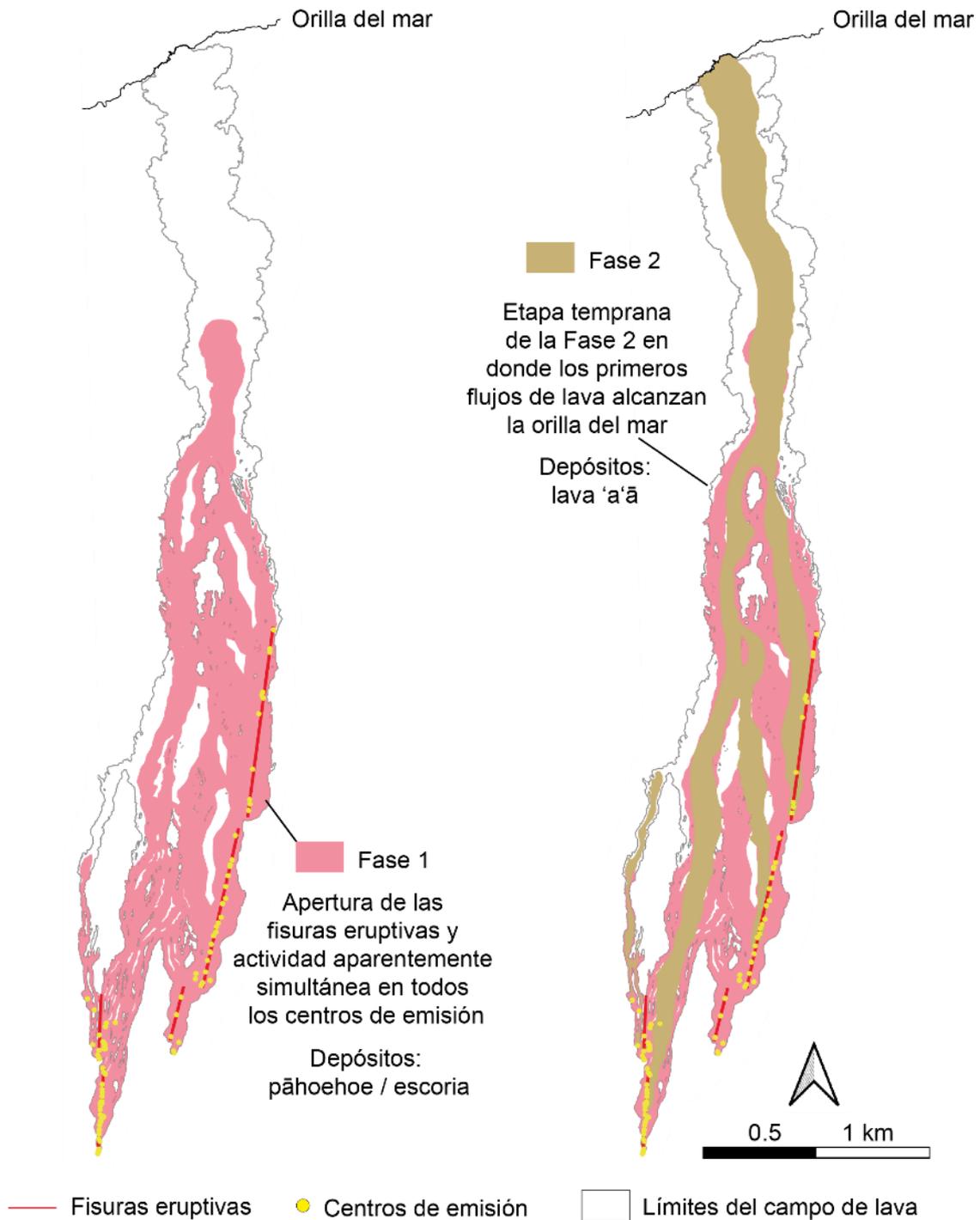


Figura 5.6. Modelo de fases de la dinámica de la erupción de 2018 del volcán Fernandina. A la izquierda, la Fase 1 asociada a la apertura de las fisuras eruptivas y actividad simultánea de los centros eruptivos de donde se emiten los primeros flujos de lava pāhoehoe a una tasa de efusión baja. A la derecha, la Fase 2 asociada a la emisión de flujos de lava 'a'ā a una mayor tasa de efusión que alcanzan la orilla del mar en aproximadamente 3 horas después del inicio de la erupción.

5.1.1.1. Fase 3

La Fase 3 comprende un paquete de señales sísmicas con rasgos de amplitud menores que los de la Fase 2 y mayores que los de la Fase 1. Tiene una duración de 8 horas con 47 minutos y se asocia a un período en donde se asume que la tasa de efusión es menor que la de la fase anterior. Se correlaciona con la etapa en donde los canales de lava 'a'ā han madurado y se han estabilizado tras episodios complejos en la construcción del sistema *levee*-canal (Fig. 5.7). Probablemente en varios momentos entre la Fase 2 y 3 ocurrieron los diferentes procesos de desbordamientos de lava, acreción o deformación de los *levees* definidos por Sparks et al. (1976) y Lipman y Banks (1987) según iba variando la tasa de efusión. Estas características se evidencian en los *levees* de lava 'a'ā de 3 – 4 m de altura de los canales individualizados de la zona intermedia, los *levees* de sobreflujos y los desbordamientos de lava depositados sobre la unidad basal. Según Harris et al. (2009) los desbordamientos de lava pueden ser el resultado de estancamientos en el avance del flujo central o se deben a incrementos locales de corta duración en la tasa de descarga que puede alcanzar cientos de m³/s. Probablemente, en algún momento de la evolución del campo de lava, los flujos de lava 'a'ā restringieron su movimiento a lo largo de los canales occidental y oriental, para progresivamente converger y formar el canal central observado a lo largo de la zona distal del campo de lava.

5.1.1.2. Fase 4

La Fase 4 comprende, aproximadamente, las últimas 33 horas del tremor eruptivo y se asocia a la etapa en donde la actividad volcánica es menos intensa. Durante este período, aunque se observan algunos picos no tan altos en el tremor, las señales de amplitud sísmica muestran una tendencia decreciente conforme ha pasado el tiempo. Esta tendencia está asociada a una disminución paulatina en la tasa de descarga hasta el fin de la erupción. El mapa de la Fig. 5.8 muestra la configuración final de las fases.

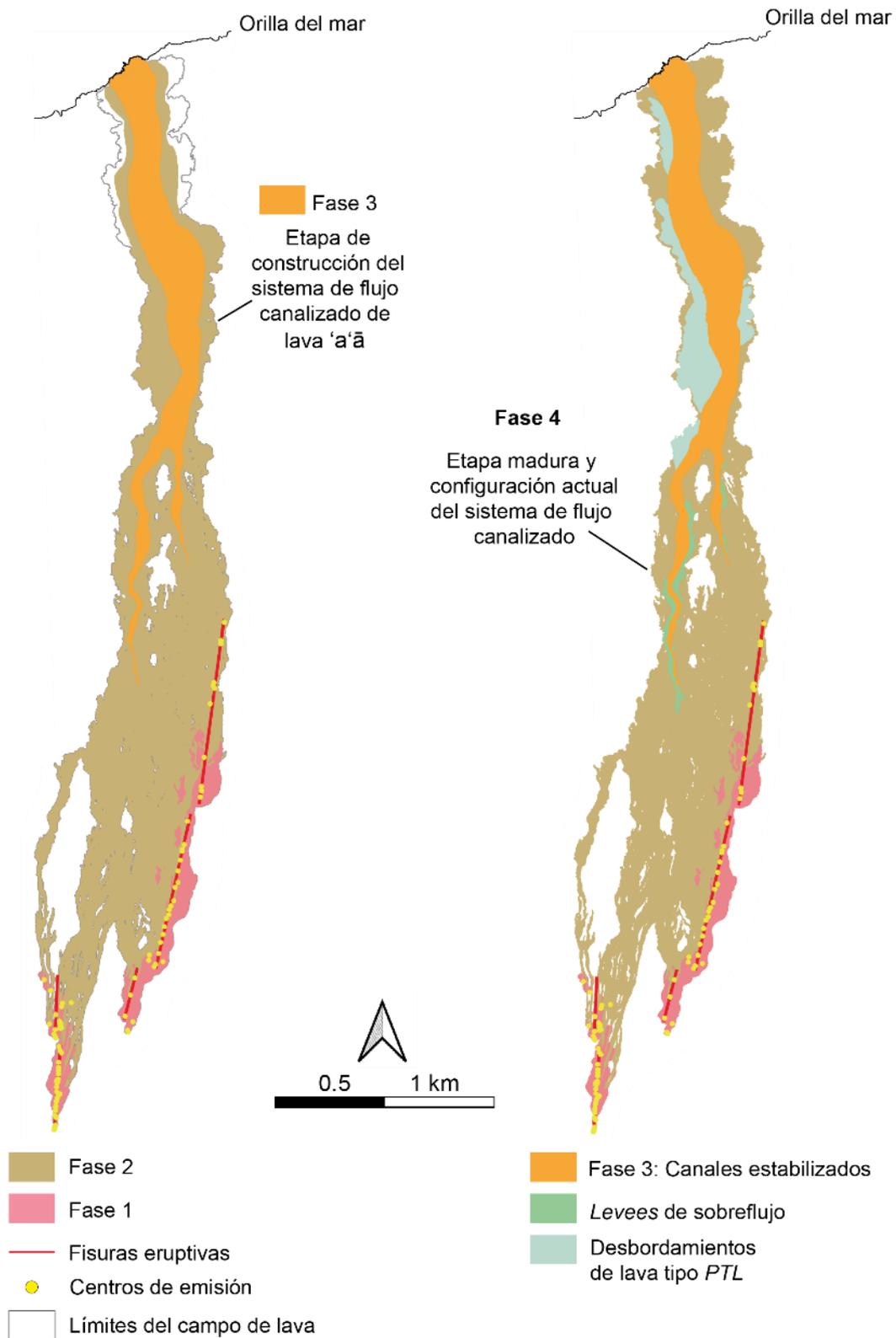


Figura 5.7. Modelo de fases de la dinámica de la erupción de 2018 del volcán Fernandina. A la izquierda, la Fase 3 asociada a la etapa de construcción del sistema de flujo canalizado. A la derecha, se muestra la Fase 4 en donde el sistema de flujo canalizado ha madurado y se ha estabilizado tras procesos complejos de acreción y desbordamientos de lava. Este gráfico muestra la configuración final de emplazamiento de los depósitos. (*PTL* = *pāhoehoe transicional liso*).

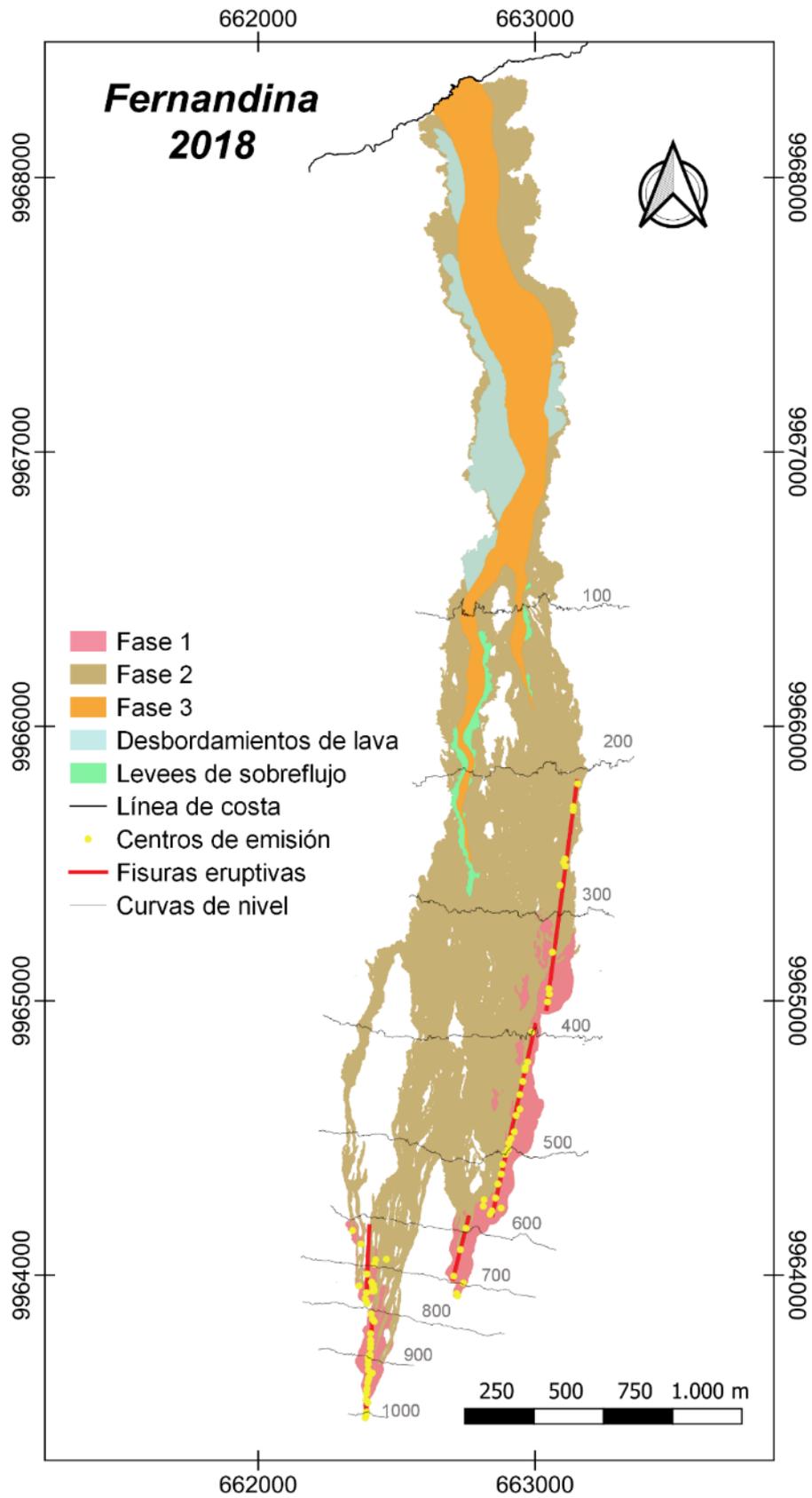


Figura. 5.8. Mapa de la distribución final de fases de la dinámica eruptiva propuesta para la erupción de Fernandina 2018.

5.4. Caracterización reológica

La mineralogía y la composición química de las rocas a lo largo de todo el campo de lava de la erupción de Fernandina 2018, no mostraron cambios significativos. Por lo tanto, se puede decir que, al menos la composición química (%SiO₂: 48.0 a 48.9), no tuvo influencia en el comportamiento general del campo de lava. Debido a esta homogeneidad química se puede estimar los parámetros reológicos y dinámicos en función de las dimensiones morfológicas del flujo de lava distal.

Las tasas de efusión obtenidas a partir de las dimensiones del flujo (ancho y profundidad) para los planteamientos definidos en la sección 4.6; planteamiento (1) flujo distal: 37.4 ± 3.0 m³/s; planteamiento (2) unidad basal: 67.2 ± 7.6 m³/s y flujo central moderadamente canalizado: 45.4 ± 5.3 m³/s; son similares a las reportadas en algunas erupciones anteriores en Fernandina, por ejemplo, en 1988: 58 m³/s; 2009: 27.5 m³/s; 2017: 22.5-77.7 m³/s (Chadwick et al., 1991, Bourquin et al., 2009; Vasconez et al., 2018). La tasa de efusión promedio calculada por Vasconez et al. (2018) para la erupción de 2018 es de 34.4 ± 17 m³/s, en donde el valor de 37.4 ± 3.0 m³/s obtenido bajo el planteamiento (1) es el que más se asemeja. Las viscosidades promedio estimadas en los planteamientos (1) y (2) varían en un orden de magnitud entre $\times 10^5$ y $\times 10^4$ Pa.s, respectivamente. Estos valores concuerdan con las viscosidades típicas para flujos de lava 'a'ā reportados en algunas erupciones alrededor del mundo (según Belousov y Belousova, 2018 y sus referencias) (Fig. 5.9).

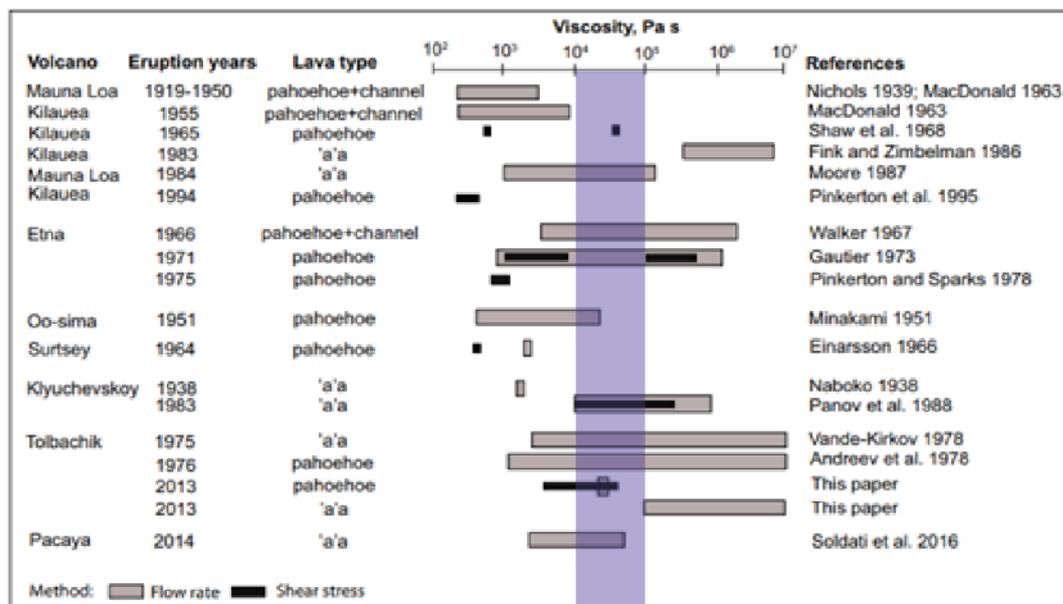


Figura. 5.9. Datos de viscosidad de flujos de lava basálticos en erupciones ocurridas en diferentes partes del mundo. La región sombreada de color morado representa el rango de viscosidades obtenido en este trabajo (Modificado de Belousov y Belousova, 2018).

Tabla 11.

Tabla comparativa que resume los parámetros reológicos y dinámicos obtenidos del presente trabajo (para la porción distal del campo de lava) y las estimaciones realizadas en otros flujos de lava basálticos con características similares según los autores Calderón (2022), Bernard et al. (2019) y Chevrel et al. (2013).

Parámetro	Presente trabajo			Calderón (2022)	Bernard et al. (2019)	Chevrel et al. (2013)
	Flujos de lava distales Fernandina 2018, Islas Galápagos			Flujo de lava F3 Sierra Negra, 2018 (Galápagos)	Frente del flujo de lava SE. Wolf, 2015 (Galápagos)	Flujo de lava, región volcánica occidental en Islandia
	Planteamiento (1)	Planteamiento (2)				
	Como un solo depósito	Unidad basal	Flujo central canalizado			
Tasa de efusión volumétrica Q (m ³ /s)	37.4 ± 3.0	67.2 ± 7.6	45.4 ± 5.3	5.8 ± 0.8	22.8	19.9 ± 0.6
Viscosidad promedio η (Pa.s)	3.7 ± 0.3 x10 ⁵	4.6 ± 0.5 x10 ⁴	2.5 ± 0.3 x10 ⁴	1.4 ± 0.2 x10 ⁵	-	2.9 ± 0.5 x10 ⁵
Viscosidad en el frente del flujo η (Pa.s)	5.6 ± 0.4 x10 ⁵	5.3 ± 0.6 x10 ⁴	2.9 ± 0.3 x10 ⁴	4 ± 0.6 x10 ⁵	3.6 – 4.6 x10 ⁵	-
Velocidad media v (m/s)	0.03 ± 0.002	0.07 ± 0.01	0.10 ± 0.011	0.06 ± 0.01	-	-
Velocidad en el frente v (m/s)	0.02 ± 0.001	0.06 ± 0.01	0.08 ± 0.01	0.02 ± 0.003	-	-
Límite elástico promedio τ (Pa)	5100 ± 800	2900 ± 600	2500 ± 500	5969 ± 857	-	3490 ± 240
Límite elástico en el frente τ (Pa)	5600 ± 2000	3100 ± 1000	2800 ± 1000	5868 ± 651	5230 - 5560	-
Tiempo de emplazamiento (h)	45 ± 4	18 ± 2	12 ± 1	9 ± 1	-	-
Ancho promedio del flujo (m)	323 ± 2.0	348 ± 4	201 ± 2	58 ± 1	-	-
Profundidad promedio del flujo (m)	4.8 ± 0.1	2.9 ± 0.2	2.5 ± 0.2	2.6 ± 0.4	2.5 ± 0.8	4.7 ± 0.3
Longitud del flujo de lava (m)	4452 ± 329			2084 ± 3	10000	2045 ± 0.8

Adicionalmente, se compararon los parámetros con las estimaciones obtenidas por otros estudios realizados en flujos de lava basálticos con características similares (Tabla 11). La viscosidad y límite elástico promedios calculados en (1) son similares a los valores reportados por Calderón (2022) y Chevrel et al. (2013), en donde, el primer autor estima la reología de un flujo de lava de la erupción de 2018 del volcán Sierra Negra (Islas Galápagos) y; en el segundo trabajo, se analiza una zona volcánica occidental en Islandia. Aunque en el escenario (1) se estima una profundidad y longitud media de casi el doble que el flujo de Sierra Negra, las velocidades medias son similares en una escala de m/s. La viscosidad y límite elástico del frente de lava calculados en (1) también son similares a los parámetros publicados por Bernard et al. (2019), quienes analizaron el flujo de lava suroriental de la erupción de 2015 del volcán Wolf (Islas Galápagos). Reportan aproximadamente la mitad del espesor promedio calculado en este trabajo según el escenario (1) con una longitud de casi el doble.

Ahora, comparando los parámetros del escenario (2) con los datos de los autores antes mencionados, se tiene que la velocidad promedio de la unidad basal y del flujo central canalizado es similar a la velocidad media estimada por Calderón (2022) para el flujo de Sierra Negra 2018. El límite elástico promedio de la unidad basal y flujo central, así como el límite elástico promedio del flujo de lava de Sierra Negra y de la zona volcánica occidental de Islandia, varían en el mismo orden de magnitud, sin embargo, el comportamiento de las unidades basal y flujo central se asemeja más al de Islandia. Por otro lado, al comparar las viscosidades en el frente de lava entre el planteamiento (2), Sierra Negra 2018 y Wolf 2015, se observa que la viscosidad de la unidad basal y flujo central tienen un orden de magnitud menor que los valores publicados por los otros autores. De forma similar ocurre al comparar la viscosidad media de las dos unidades (basal y central) del planteamiento (2) con la viscosidad media de Sierra Negra, Islandia y del planteamiento (1). Probablemente esta variación se debe a que la dinámica eruptiva de Fernandina 2018 estuvo condicionada por otros factores como la pendiente del terreno, la tasa de descarga o una historia de enfriamiento un poco más compleja que la de los flujos de lava de Sierra Negra, Wolf e Islandia. Se plantea que los parámetros obtenidos para la unidad basal y flujo central canalizado según el planteamiento (2) son los más coherentes con la probable historia de evolución del campo de lava la cual fue descrita en la sección 5.3.

Comparando los datos reológicos entre el planteamiento (1) y (2), la mayor tasa de efusión calculada en la unidad basal de $67.2 \pm 7.6 \text{ m}^3/\text{s}$, junto con su respectivo resultado de viscosidad de $4.6 \pm 0.5 \times 10^4 \text{ Pa}\cdot\text{s}$, es más coherente con la dinámica de emplazamiento del campo de lava según la Fase 2 (Tabla 12). Por lógica, la tasa de efusión mayor es la que permite que los flujos de lava alcancen el mar en tan solo pocas horas, a diferencia del

planteamiento (1) en donde se obtiene una menor tasa de efusión ($37.4 \pm 3.0 \text{ m}^3/\text{s}$) y un orden de magnitud mayor en la viscosidad ($3.7 \pm 0.3 \times 10^5 \text{ Pa.s}$). Los cálculos del tiempo de emplazamiento de la unidad basal y su velocidad media ($18 \pm 2 \text{ h}$ y $0.07 \pm 0.01 \text{ m/s}$, respectivamente) no concuerdan con el tiempo en el que los primeros flujos de lava ingresaron al mar ($\sim 3 \text{ h}$). En cambio, el tiempo de emplazamiento del flujo según el planteamiento (1) es de $45 \pm 4 \text{ h}$. Esto se debe principalmente a que el análisis reológico se realizó en una porción distal del campo de lava sobre una pendiente de terreno $\sim 2.3^\circ$. A diferencia del trabajo de Calderón (2022), la fuente de error en el presente trabajo es mayor ya que no se pudo identificar un flujo de lava homogéneo que surja desde algún centro eruptivo hasta la costa, por lo que los parámetros no pudieron ser contrastados con los cambios bruscos de pendiente del volcán Fernandina, que varían entre $\sim 30^\circ$ a $\sim 2^\circ$ en 1000 a 0 m snm, respectivamente. Por otro lado, la tasa de efusión de $45.4 \pm 5.3 \text{ m}^3/\text{s}$ calculada para el flujo central canalizado se correlaciona bien con la Fase 3 de emplazamiento, la cual está asociada a una menor tasa de descarga que la Fase 2 (Tabla 12). Por otro lado, cabe mencionar que existe una fuente de error en la viscosidad media del canal central ($2.5 \pm 0.3 \times 10^4 \text{ Pa.s}$) debido a la falta de estimaciones precisas de la profundidad real del canal.

Tabla 12.

Resumen de la dinámica eruptiva propuesta para las Fases 2 - 3 y los parámetros reológicos correspondientes obtenidos según el planteamiento (2).

	PLANTEAMIENTO (2)	
Fase	FASE 2	FASE 3
Tasa de efusión (Q) asociada al tremor eruptivo según la dinámica propuesta	Fase con la mayor tasa efusiva asociada	QFase 2 > QFase 3 > QFase 1
Dinámica eruptiva	Flujo disperso inicial que llega a la orilla del mar, formación de <i>levees</i> iniciales equivalentes a la unidad basal.	Etapa de construcción del sistema de flujo canalizado, episodios complejos en la construcción del sistema <i>levee</i> -canal
Morfología de los depósitos	Lava 'a'ā	Lava 'a'ā
	Unidad Basal	Flujo central canalizado
Tasa de efusión volumétrica Q (m³/s)	67.2 ± 7.6	45.4 ± 5.3
Viscosidad η (Pa.s)	$4.6 \pm 0.5 \times 10^4$	$2.5 \pm 0.3 \times 10^4$
Velocidad v (m/s)	0.07 ± 0.01	0.10 ± 0.01
Límite elástico τ (Pa)	2900 ± 600	2500 ± 500
Tiempo de emplazamiento (h)	18 ± 2	12 ± 1

Finalmente, cabe mencionar que los parámetros calculados en este trabajo siguen siendo aproximaciones confiables ya que se realizaron en base a la información proporcionada por la cartografía de alta resolución. Los diferentes valores en la tasa de efusión, viscosidad, velocidad y límite elástico obtenidos según el planteamiento (1) y (2) pueden ser utilizados como información preliminar en simulaciones numéricas. De esta manera se podría modelar el comportamiento del avance del campo de lava de Fernandina 2018 para confirmar, descartar o plantear nuevos escenarios que permitan precisar su dinámica de emplazamiento en relación a su reología y morfología.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. Conclusiones

1. La cartografía de alta resolución (3 – 8 cm/px) de la erupción de 2018 del volcán Fernandina permitió obtener las dimensiones del campo de lava y afinar la información reciente reportada por Vasconez et al. (2018), la cual fue estimada en base a imágenes satelitales. El área calculada en este trabajo dio un valor de 1.80 km² y difiere del dato anterior en un 14%. Si bien es cierto que con el uso de imágenes satelitales se obtiene una buena aproximación de la superficie ocupada por el flujo, la cartografía a detalle permite delimitar con precisión los límites del campo de lava y la identificación de estructuras internas como *kipukas*, canales de lava y fisuras eruptivas.
2. El espesor promedio calculado de 2.94 ± 1.50 m es ~40% menor que el espesor teórico estimado por Vasconez et al. (2018) en base a la bibliografía existente. El espesor mínimo y máximo calculados en este trabajo representan un poco más de la mitad de los extremos de espesor estimados anteriormente en 2018. Esto confirma que el realizar una cartografía a detalle permite obtener datos más cercanos a la realidad disminuyendo significativamente la fuente de error.
3. El volumen *bulk* de los depósitos (incluyendo vesículas y espacios vacíos) fue estimado con un valor de $5.29 \pm 2.74 \times 10^6$ m³ mientras que, el resultado de volumen denso (sin vesículas y espacios vacíos) corresponde a un valor de $3.32 \pm 1.72 \times 10^6$ m³. Gracias a la cartografía de alta resolución se obtuvo medidas precisas de espesor y área, lo que se traduce en resultados más confiables de volumen. Por lo tanto, se evidencia que Vasconez et al. (2018) sobreestimaron los datos de volumen. Adicionalmente, las medidas de densidad DRE, densidad aparente y cálculos de vesicularidad realizados en las muestras de lava (*pāhoehoe* y *‘a‘ā*), permitieron obtener una aproximación más real de volumen denso, sin embargo, este parámetro podría estar subestimado debido a que se analizaron algunas muestras superficiales a lo largo de todo el depósito y no se pudo obtener datos del núcleo denso.
4. La masa de magma emitida, basada en el volumen denso, se redefine a un valor de $9.85 \pm 5.10 \times 10^9$ kg, el cual representa aproximadamente la mitad de la estimación realizada por Vasconez et al. (2018). A pesar de ello, los índices de Magnitud e Intensidad (2.99 ± 0.25 y 8.06 ± 0.25 , respectivamente) se mantienen en valores muy cercanos al rango de variación de los índices anteriormente calculados. Esto se debe

a que las ecuaciones para el cálculo de los índices se encuentran en escalas logarítmicas.

5. Con el análisis petrográfico y geoquímico se concluye que las muestras de roca son basaltos toleíticos ricos en plagioclasa bastante homogéneos en su composición química, cuyo rango de variación de %SiO₂ varía en 48.0 a 48.9. Por lo tanto, al menos la geoquímica, no influye significativamente en el comportamiento reológico general del flujo de lava por lo que es factible la estimación de los parámetros reológicos-dinámicos a partir de las mediciones morfológicas del flujo de lava analizado.
6. La erupción de Fernandina 2018 se produjo a partir de dos fisuras radiales de orientación N/S ubicadas en el flanco norte del volcán cuyos flujos de lava ingresaron al mar. Las fisuras son: (1) la zona de fisura y ventos dispersos occidental (FW) ubicada a ~1000 m snm con una longitud total estimada de ~700 m; y (2) la fisura oriental (FE), ubicada a ~725 m snm, que alcanza alrededor de 1930 m de longitud. Las características morfológicas demuestran que a partir de la FE se emitieron la mayor parte de flujos de lava asociados a una mayor tasa de descarga.
7. La erupción del 16 de junio de 2018 del volcán Fernandina duró ~2 días y estuvo caracterizada por una dinámica de flujo algo compleja, lo cual se refleja en las 4 fases identificadas: (1) Apertura y activación simultánea de los centros eruptivos de las dos fisuras con emisiones de flujos de lava pāhoehoe, depósitos de escoria y salpicadura a bajas tasas de efusión. Se ha inferido que los flujos de lava pāhoehoe se extendieron alrededor de 3.5 km pendiente abajo y ~400 m lateralmente. (2) La fase con mayor tasa de efusión evidenciada principalmente a lo largo de la fisura oriental. Se emitieron flujos de lava 'a'ā que cubrieron la mayor parte de la superficie total observada actualmente y que alcanzaron la orilla del mar en menos de 3 horas. La fase 2 es la etapa de construcción del sistema de flujo canalizado de la zona intermedia-distal, con la llegada de un flujo disperso inicial, la formación de los levees iniciales (equivalentes a la unidad basal) y el avance de flujo rápido restringido al centro del canal juvenil que ingresa al mar. (3) La fase 3 representa la etapa madura del sistema de flujo canalizado en la que el movimiento de los flujos de lava 'a'ā se restringió a lo largo de los canales intermedios y distal. Posiblemente, entre las fases 2 y 3 ocurrieron los diferentes procesos de acreción, deformación y desbordamientos de lava. Estos últimos probablemente estuvieron asociados a incrementos locales de corta duración en la tasa de descarga. (4) La fase 4 corresponde a las últimas 33 horas de actividad eruptiva en donde la tasa de descarga empezó a disminuir progresivamente hasta el fin de la erupción. Las fases 1, 2 y 3 son los períodos de mayor actividad eruptiva registrada en el tremor volcánico.

8. Los parámetros reológicos y dinámicos calculados en este trabajo son similares a los reportados por otros estudios en flujos de lava con características similares en volcanes de Galápagos y alrededor del mundo. Las variaciones entre cada uno dependen de la dinámica eruptiva de cada volcán y de algunos factores como la morfología preexistente, pendiente del terreno, tasa de efusión, historia de enfriamiento, etc.
9. La caracterización reológica según el segundo planteamiento (unidad basal y flujo central canalizado) se ajusta mejor a la dinámica de la erupción planteada en este proyecto. La viscosidad de $4.6 \pm 0.5 \times 10^4$ Pa.s y tasa de efusión de 67.2 ± 7.6 m³/s de la unidad basal se correlaciona con la Fase 2, mientras que la viscosidad de $2.5 \pm 0.3 \times 10^4$ Pa.s y tasa de efusión de 45.4 ± 5.3 m³/s calculadas para el flujo central canalizado se correlaciona con la Fase 3. Las evidencias morfológicas sugieren que el campo de lava había alcanzado su longitud máxima al momento de llegar al mar, por lo que es más probable que su capacidad de desplazamiento haya estado limitada por el enfriamiento. Es así que el tratamiento reológico planteado en este proyecto se encuentra acorde con las ecuaciones matemáticas utilizadas.
10. La evolución reológica del campo de lava no pudo ser analizada a lo largo de toda su extensión debido a que la disposición radial de las fisuras eruptivas impide la identificación de un flujo de lava homogéneo y moderadamente continuo que surja desde las zonas proximales a las fisuras hasta las zonas distales. En comparación con el trabajo de Calderón (2022), en donde la erupción de la fisura 3 de Sierra Negra 2018 se produjo a partir de una fisura circunferencial, en el presente trabajo no se puede distinguir con precisión la cantidad mínima de pulsos eruptivos emitidos.

6.2. Recomendaciones

1. Realizar planes de vuelo con un VANT asociado a un software con seguimiento de la topografía, sobre todo en regiones que involucren cambios significativos en la pendiente del terreno. Así se mantendrá la resolución de las ortofotos y MDEs a lo largo de toda la superficie a cartografiar.
2. Programar una nueva misión de campo para caracterizar a detalle la morfología de los *levees* en el sistema de flujo canalizado de la zona intermedia y distal propuesto en este trabajo. De esta manera se esperaría obtener medidas precisas de la profundidad real del canal central y se comprobarían las texturas superficiales de los desbordamientos de lava, fragmentos y/o rampas de lava *pāhoehoe* observados sobre la unidad basal distal.
3. Calcular los parámetros reológicos en base a análisis de la química del vidrio, cristalinidad y porosidad de las muestras de roca recolectadas para comparar las similitudes o diferencias con la metodología aplicada en este trabajo ampliando el conocimiento sobre el campo de lava.
4. Realizar estudios de simulaciones numéricas con los datos obtenidos en este proyecto para determinar los posibles escenarios de avance del flujo de lava que permitan evaluar el peligro volcánico en una región prístina y de alto valor endémico como lo es la Isla Fernandina.

REFERENCIAS

- Aki, K., & Ferrazzini, V. (2000). Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B7), 16617-16640. <https://doi.org/10.1029/2000JB900033>
- Allan, J. & Simkin, T. (2000). Fernandina Volcano's evolved, well-mixed basalts: Mineralogical and petrological constraints on the nature of the Galapagos plume. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. B3, 6017–6041. <https://doi.org/10.1029/1999JB900417>
- Alparone, S., Andronico, D., Lodato, L., & Sgroi, T. (2003). Relationship between tremor and volcanic activity during the Southeast Crater eruption on Mount Etna in early 2000. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5). <https://doi.org/10.1029/2002JB001866>
- Anderson, K. R., Johanson, I. A., Patrick, M. R., Gu, M., Segall, P., Poland, M. P., ... & Miklius, A. (2019). Magma reservoir failure and the onset of caldera collapse at Kīlauea Volcano in 2018. *Science*, 366(6470), eaaz1822. <https://doi.org/10.1126/science.aaz1822>
- Bagnardi, M., & Amelung, F. (2012). Space-geodetic evidence for multiple magma reservoirs and subvolcanic lateral intrusions at Fernandina Volcano, Galápagos Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B10). <https://doi.org/10.1029/2012JB009465>
- Bagnardi, M., Amelung, F., Poland, M. P. (2013). A new model for the growth of basaltic shields based on deformation of Fernandina volcano, Galápagos Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 377, 358-366. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.07.016>
- Baitis, H. W., and Lindstrom, M. M. (1980). *Geology, petrography, and petrology of Pinzón Island, Galápagos archipelago*. *Contr. Mineral. Petrol.* 72, 367–386. <https://doi.org/10.1007/BF00371345>
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., von Huene, R., 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>
- Battaglia, J., Aki, K., & Ferrazzini, V. (2005). Location of tremor sources and estimation of lava output using tremor source amplitude on the Piton de la Fournaise volcano: 1. Location of tremor sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147(3-4), 268-290. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.04.005>
- BBC news mundo (2021). *El sorprendente hallazgo en Galápagos de una tortuga que se creía extinguida desde hace más de 100 años*. <https://www.bbc.com/mundo/noticias-57258965> Visitado el 26/06/2021.
- Belousov, A., & Belousova, M. (2018). Dynamics and viscosity of 'a'a and pahoehoe lava flows of the 2012–2013 eruption of Tolbachik volcano, Kamchatka (Russia). *Bulletin of Volcanology*, 80, 1-23. <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1180-2>
- Bernard, B., Kueppers, U., and Ortiz, H.: Revisiting the statistical analysis of pyroclast density and porosity data, *Solid Earth*, 6, 869–879. <https://doi.org/10.5194/se-6-869-2015>
- Bernard, B., Ramón, P., García, L., Hernandez, S., Vasconez, F. J., Viracucha, G., & Hidalgo, S. (2022). Volcanic event management in the Galápagos Islands, Ecuador. *Volcanica*, 5(1), 209-225. <https://doi.org/10.30909/vol.05.01.209225>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.013>
- Bourquin, J., S. Hidalgo, B. Bernard, P. Ramón, S. Vallejo, and A. Parmigiani (2009). *Fernandina volcano eruption, Galápagos Islands, Ecuador: SO2 and thermal field*

- measurements compared with satellite data: Inforomal report, Instituto Geofísico Escuela Politécnica Nacional (IGEPN).*
- Branney, M., & Acocella, V. (2015). Calderas. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 299-315). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00016-X>
- Calderón, H. (2022). *Cartografía de alta resolución y caracterización físico-química de los productos de la erupción de 2018 del volcán Sierra Negra, Archipiélago de Galápagos*. [Tesis de pregrado, Escuela Politécnica Nacional]. Repositorio Digital – EPN. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/22832>.
- Calvari, S. (2019). *Understanding basaltic lava flow morphologies and structures for hazard assessment*. *Annals of Geophysics*. DOI: 10.4401/ag-8048
- Chadwick Jr, W. W., & Dieterich, J. H. (1995). *Mechanical modeling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4), 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., & 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., De Roy, T., & Carrasco, A. (1991). *The September 1988 intracaldera avalanche and eruption at Fernandina volcano, Galapagos Islands*. *Bulletin of Volcanology*, 53(4), 276-286.
- Chadwick, W. W., Jónsson, S., Geist, D. J., Poland, M., Johnson, D. J., Batt, 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>
- Chandni, C. K., Kumar, S., & Babu, A. (2022). *SBAS-DInSAR analysis of January 2020 eruption of La cumbre Volcano, Galapagos Archipelago*. *Journal of Applied Geophysics*, 206, 104796. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2022.104796>
- Chestler, S. R., & Grosfils, E. B. (2013). *Using numerical modeling to explore the origin of intrusion patterns on Fernandina volcano, Galapagos Islands, Ecuador*. *Geophysical research letters*, 40(17), 4565-4569. <https://doi.org/10.1002/grl.50833>
- Chevrel, M., Labroquère, J., Harris, A., Rowland, S., (2018). *PyFLOWGO: An open-source platform for simulation of channelized lava thermo-rheological properties*. *Comput. Geosci.* 111, 167–180. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.11.009>
- Chevrel, M., Platz, T., Hauber, E., Baratoux, D., Lavallée, Y., Dingwell, D. B., (2013). *Lava Flow rheology: A comparison of morphological and petrological methods*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 384, 109–120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.022>
- 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>
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., ... & Brousse, R. (1995). *Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia*. *Chemical Geology*, 119(1-4), 115-138. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00102-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00102-E)
- De Roy, T. (1995). *Where Vulcan lizards prosper*. *Natural History*, 104(1), 28-39.
- de Silva, S., & Lindsay, J. M. (2015). *Primary volcanic landforms*. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 273-297). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00015-8>
- 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*. *Geological Society of America Bulletin*, 84(7), 2455-2470. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84%3C2455:GOTVCA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84%3C2455:GOTVCA%3E2.0.CO;2)
- DePaolo, D. J., & Manga, M. (2003). *Deep origin of hotspots--the mantle plume model*. *Science*, 300(5621), 920-921. <https://doi.org/10.1126/science.1083623>
- Dirección del Parque Nacional Galápagos, (s.f.a). *Parque Nacional Galápagos*. <https://www.galapagos.gob.ec/el-parque/>

- Dirección del Parque Nacional Galápagos, (s.f.b). *Expedición científica encuentra tortuga de una especie considerada extinta*. <https://www.galapagos.gob.ec/expedicion-cientifica-encuentra-tortuga-de-una-especie-considerada-extinta/>
- Dowler, R., Carroll, D., & Edwards, C. (2000). *Redescubrimiento de roedores (Género Nesoryzomys) considerados extintos en las Islas Galápagos*. *Oryx*, 34(2), 109-117. doi:10.1046/j.1365-3008.2000.00104.x. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3008.2000.00104.x>
- 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.
- Filson, J., Simkin, T., & Leu, L. K. (1973). *Seismicity of a caldera collapse: Galapagos Islands 1968*. *Journal of Geophysical Research*, 78(35), 8591-8622. <https://doi.org/10.1029/JB078i035p08591>
- Fornaciai, A., Favalli, M., Nannipieri, L., Harris, A., Calvari, S., & Lormand, C. (2017, April). *High-resolution topography of 1974 Mount Etna lava flow based on unmanned aerial vehicle (UAV) surveys and structure from motion (SfM) photogrammetry*. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (p. 15337).
- Freymueller, J. T., Kellogg, J. N., & Vega, V. (1993). *Plate motions in the north Andean region*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B12), 21853-21863. <https://doi.org/10.1029/93JB00520>
- Galapagos Conservancy, (2018). *Giant Tortoise Restoration Initiative: Program Overview. 2018 Updates to the IUCN Red List – Galapagos Giant Tortoises*. <https://www.galapagos.org/conservation/our-work/tortoise-restoration/>
- Geist, D. J., Snell, H., Snell, H., Goddard, C., & Kurz, M. D. (2014). *A paleogeographic model of the Galápagos Islands and biogeographical and evolutionary implications*. *The Galápagos: a natural laboratory for the earth sciences*, 145-166. <https://doi.org/10.1002/9781118852538.ch8>
- Geist, D. J., White, W. M., & McBirney, A. R. (1988). *Plume-asthenosphere mixing beneath the Galapagos archipelago*. *Nature*, 333(6174), 657-660. <https://doi.org/10.1038/333657a0>
- 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*, No. 150, 79 – 97. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.003>
- Gibson, S. A., & Geist, D. (2010). *Geochemical and geophysical estimates of lithospheric thickness variation beneath Galápagos*. *Earth and Planetary Science Letters*, 300(3-4), 275-286. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.10.002>
- Global Volcanism Program, (2013). *Fernandina (353010) in Volcanoes of the World, v. 4.10.0*. Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. <https://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=353010>. (Visitado el 01/06/2021)
- Graham, D. W., Christie, D. M., Harpp, K. S., & Lupton, J. E. (1993). *Mantle plume helium in submarine basalts from the Galápagos platform*. *Science*, 262(5142), 2023-2026. <https://doi.org/10.1126/science.262.5142.2023>
- Handley, H. K., Turner, S., Berlo, K., Beier, C., & Saal, A. E. (2011). *Insights into the Galápagos plume from uranium-series isotopes of recently erupted basalts*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(9). <https://doi.org/10.1029/2011GC003676>
- Handschumacher, D. W. (1976). *Post-Eocene plate tectonics of the eastern Pacific. The geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin*, 19, 177-202. <https://doi.org/10.1029/GM019p0177>

- Hargraves, R. B. (1984). *Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*, 162, 81.
- Harpp, K. S., & Geist, D. J. (2018). *The evolution of Galápagos volcanoes: an alternative perspective. Frontiers in Earth Science*, 6, 50. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00050>
- Harpp, K. S., & Geist, D. J. (2019). *The Galápagos Islands. En Encyclopedia of Geology* (pp. 659-673). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12084-6>
- Harpp, K. S., & Weis, D. (2020). *Insights into the origins and compositions of mantle plumes: A comparison of Galápagos and Hawai'i. Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(9), e2019GC008887. <https://doi.org/10.1029/2019GC008887>
- 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. J. L., Rowland, S. K., & Chevrel, M. O. (2022). *The anatomy of a channel-fed 'a 'ā lava flow system. Bulletin of Volcanology*, 84(7), 70. <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01578-0>
- Harris, A. J., & Rowland, S. K. (2015). *Lava flows and rheology. In The encyclopedia of volcanoes* (pp. 321-342). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00017-1>
- Harris, A. J., Favalli, M., Mazzarini, F., & Hamilton, C. W. (2009). *Construction dynamics of a lava channel. Bulletin of Volcanology*, 71, 459-474. <https://doi.org/10.1007/s00445-008-0238-6>
- 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. Ann. Geophys.* 62. <https://doi.org/10.4401/ag-7972>
- Hey, R. (1977). *Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. Geological Society of America Bulletin*, 88(12), i-vi. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88%3Ci:TEOTCS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88%3Ci:TEOTCS%3E2.0.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>
- Hooft, E. E., Toomey, D. R., & Solomon, S. C. (2003). *Anomalously thin transition zone beneath the Galápagos hotspot. Earth and Planetary Science Letters*, 216(1-2), 55-64. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00517-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00517-X)
- 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. (2018). *Informe especial del volcán Fernandina – 2018 N° 1*
- IG-EPN. (2018). *Informe especial del volcán Fernandina – 2018 N° 2*
- IG-EPN. (2018). *Informe especial del volcán Fernandina – 2018 N° 3*
- IG-EPN. (2018). *Informe especial del volcán Fernandina – 2018 N° 4*
- IG-EPN. (2018). *Informe especial del volcán Fernandina – 2018 N° 5*
- 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>
- Jonsson, S., Zebker, H., Cervelli, P., Segall, P., Garbeil, H., Mouginiis-Mark, P. & Rowland, S. (1999). *A Shallow-Dipping Dike fed the 1995 Flank Eruption at Fernandina Volcano, Galápagos, Observed by Satellite Radar Interferometry. Geophysical Research Letters*, Vol. 26, No. 8, Pags. 1077-1080. <https://doi.org/10.1029/1999GL900108>
- Kelfoun, K., Vallejo Vargas, S., 2016. *VolcFlow capabilities and potential development for the simulation of lava flows. Geol. Soc. Spec. Publ.* 426, 337–343. <https://doi.org/10.1144/SP426.8>

- Kilburn, C. R., & Lopes, R. M. (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>
- Kumar, K., Gentile, G., & Grant, T. (2020). *Conolophus subcristatus*, Galápagos Land Iguana. *The IUCN Red List of Threatened Species*. ISSN 2307-8235 (online).
- 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. D., Curtice, J., Fornari, D., Geist, D., & Moreira, M. (2009). *Primitive neon from the center of the Galápagos hotspot*. *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1-2), 23-34. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.008>
- Kurz, M. D., Rowland, S. K., Curtice, J., Saal, A. E., & Naumann, T. (2014). *Eruption rates for Fernandina volcano: a new chronology at the Galápagos hotspot center*. *The Galapagos: A natural laboratory for the Earth sciences*, 41-54.
- Lipman, P. W., & Banks, N. G. (1987). *AA flow dynamics, Mauna Loa 1984*. *US Geol Surv Prof Pap*, 1350, 1527-1567.
- Lonsdale, P., & Klitgord, K. D. (1978). *Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin*. *Geological Society of America Bulletin*, 89(7), 981-999. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89%3C981:SATHOT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89%3C981:SATHOT%3E2.0.CO;2)
- McBirney, A. R., & Williams, H. (1969). *Geology and petrology of the Galapagos Islands (Vol. 118)*. *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>
- Mittal, T., & Richards, M. A. (2017). *Plume-ridge interaction via melt channelization at Galápagos and other near-ridge hotspot provinces*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(4), 1711-1738. <https://doi.org/10.1002/2016GC006454>
- Mittelstaedt, E., Soule, S., Harpp, K., Fornari, D., McKee, C., Tivey, M., ... & Mello, C. (2012). *Multiple expressions of plume-ridge interaction in the Galápagos: Volcanic lineaments and ridge jumps*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(5). <https://doi.org/10.1029/2012GC004093>
- 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*. *Geological Society of America Bulletin*, 84(11), 3563-3592. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84%3C3563:POSCIR%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84%3C3563:POSCIR%3E2.0.CO;2)
- National Park Service – Hawái. (2021). *Geological Features/ Kipuka*. <https://www.nps.gov/havo/learn/nature/kipuka.htm#:~:text=A%20k%C4%ABpuka%20is%20an%20area,within%20a%20sea%20of%20lava>. (Visitado el 3/05/2023).
- Naumann, T., & Geist, D. (2000). *Physical volcanology and structural development of Cerro Azul Volcano, Isabela Island, Galápagos: implications for the development of Galápagos-type shield volcanoes*. *Bulletin of Volcanology*, 61, 497-514. <https://doi.org/10.1007/s004450050001>
- Nichols, R. L. (1939). *Viscosity of lava*. *the Journal of Geology*, 47(3), 290-302. <https://doi.org/10.1086/624778>
- Nordlie BE (1973) *Morphology and structure of the western Galapagos volcanoes and a model for their origin*. *Geol Soc Am. Bull* 84:2931-2956
- Pedersen, G. B. M., Höskuldsson, A., Dürig, T., Thordarson, T., Jonsdottir, I., Riishuus, M. S., ... & Schmith, J. (2017). *Lava field evolution and emplacement dynamics of the 2014–2015 basaltic fissure eruption at Holuhraun, Iceland*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 340, 155-169. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.02.027>

- Pinkerton, H., & Wilson, L. (1994). *Factors controlling the lengths of channel-fed lava flows. Bulletin of Volcanology*, 56(2), 108-120. <https://doi.org/10.1007/BF00304106>
- Poulakakis, N., Glaberman, S., Russello, M., Beheregaray, L. B., Ciofi, C., Powell, J. R., & Caccone, A. (2008). *Historical DNA analysis reveals living descendants of an extinct species of Galápagos tortoise. Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(40), 15464-15469. <https://doi.org/10.1073/pnas.0805340105>
- Pyle, D. M. (2015). *Sizes of volcanic eruptions. In The encyclopedia of volcanoes (pp. 257-264). Academic Press.* <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00013-4>
- Ramón, P., Bernard, B. & Vallejo, S. (2011). *La erupción de abril de 2009 del volcán Fernandina en las islas Galápagos (Ecuador): delimitación de los flujos de lava. Memorias de las 7mas Jornadas en Ciencias de la Tierra, Escuela Politécnica Nacional.* ISBN: 978- 9978-383-17-9
- Ramón, P., Vallejo, S., Mothes, P., Andrade, D., Vásconez, F., Yepes, H., ... & Santamaría, S. (2021). *Instituto Geofísico–Escuela Politécnica Nacional, the Ecuadorian Seismology and Volcanology Service. Volcanica*, 4(S1), 93-112.
- Reynolds, R. W., Geist, D., & Kurz, M. D. (1995). *Physical volcanology and structural development of Sierra Negra volcano, Isabela island, Galápagos archipelago. Geological Society of America Bulletin*, 107(12), 1398-1410. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107%3C1398:PVASDO%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107%3C1398:PVASDO%3E2.3.CO;2)
- Robert, B., Harris, A., Gurioli, L., Médard, E., Sehlke, A., & Whittington, A. (2014). *Textural and rheological evolution of basalt flowing down a lava channel. Bulletin of Volcanology*, 76, 1-21. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0824-8>
- Rowland, S. K. (1996). *Slopes, lava flow volumes, and vent distributions on Volcan Fernandina, Galapagos Islands. Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B12), 27657-27672. <https://doi.org/10.1029/96JB02649>
- Rowland, S. K., & Walker, G. P. (1987). *Toothpaste lava: characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa. Bulletin of Volcanology*, 49, 631-641. <https://doi.org/10.1007/BF01079968>
- Rowland, S. K., & Walker, G. P. (1990). *Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. Bulletin of Volcanology*, 52, 615-628. <https://doi.org/10.1007/BF00301212>
- Rowland, S. K., Harris, A. J., Wooster, M. J., Amelung, F., Garbeil, H., Wilson, L., & Mouginis-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 Galapagos. Bulletin of Volcanology*, 65, 311-330. <https://doi.org/10.1007/s00445-002-0262-x>
- Rowland, S. & Munro, D. (1992). *The caldera of Volcan Fernandina: a remote sensing study of its structure and recent activity. Bulletin of Volcanology. Bull Volcanol, No. 55: 97-109.* <https://doi.org/10.1007/BF00301123>
- Saal, A. E., Kurz, M. D., Hart, S. R., Blusztajn, J. S., Blichert-Toft, J., Liang, Y., & Geist, D. J. (2007). *The role of lithospheric gabbros on the composition of Galapagos lavas. Earth and Planetary Science Letters*, 257(3-4), 391-406. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.040>
- 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)
- Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E. R., Bialas, J., & SALIERI Scientific Party. (2005). *Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galapagos hotspot. Geophysical Journal International*, 161(3), 763-788.
- Simkin, T. & Howard, K. (1970). *Caldera collapse in the Galapagos islands, 1968. Science No. 3944. Vol. 169. 429-437.* <https://doi.org/10.1126/science.169.3944.429>
- Simkin, T. (1984). *Geology of Galapagos. Biological journal of the Linnean Society*, 21(1-2), 61-75. <https://doi.org/10.1111/j.1095-8312.1984.tb02053.x>

- Simkin, T., Shagam, R., Hargraves, R. B., Morgan, W. J., Van Houton, F. B., Burk, C. A., ... & Hollister, L. C. (1973). *Origin of some flat-topped volcanoes and guyots*. *Geol. Soc. America Mem*, 132, 183-194.
- Soule, S. A., Cashman, K. V., & Kauahikaua, J. P. (2004). *Examining flow emplacement through the surface morphology of three rapidly emplaced, solidified lava flows, Kīlauea Volcano, Hawai'i*. *Bulletin of volcanology*, 66, 1-14. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0291-0>
- 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%3C269:CAFOLL%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4%3C269:CAFOLL%3E2.0.CO;2)
- Stock, M. J., Geist, D., Neave, D. A., Gleeson, M. L., Bernard, B., Howard, K. A., ... & 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>
- Taddeucci, J., Edmonds, M., Houghton, B., James, M. R., & Vergnolle, S. (2015). *Hawaiian and Strombolian eruptions*. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 485-503). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00027-4>
- 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>
- Travis, E. K., Vargas, F. H., Merkel, J., Gottdenker, N., Miller, R. E., & Parker, P. G. (2006). *Hematology, plasma chemistry, and serology of the flightless cormorant (Phalacrocorax harrisi) in the Galapagos Islands, Ecuador*. *Journal of Wildlife Diseases*, 42(1), 133-141. <https://doi.org/10.7589/0090-3558-42.1.133>
- 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)
- Vasconez, F. J., Anzieta, J. C., Vásconez Müller, 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*. *Remote Sensing*, 14(14), 3483. <https://doi.org/10.3390/rs14143483>
- Vasconez, F. J., Ramón, P., Hernandez, S., Hidalgo, S., Bernard, B., Ruiz, M., ... & 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>
- 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>
- Villagómez, D. R., Toomey, D. R., Geist, D. J., Hooft, E. E., & Solomon, S. C. (2014). *Mantle flow and multistage melting beneath the Galápagos hotspot revealed by seismic imaging*. *Nature Geoscience*, 7(2), 151-156. <https://doi.org/10.1038/ngeo2062>
- Werner, D. I. (1983). *Reproduction in the iguana Conolophus subcristatus on Fernandina Island, Galapagos: clutch size and migration costs*. *The American Naturalist*, 121(6), 757-775.
- White, W. M., & Hofmann, A. W. (1978). *Geochemistry of the Galápagos Islands: implications for mantle dynamics and evolution*. *Year Book Carnegie Inst. Washington*, 77, 596-606.
- 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 sspreading Center*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 10041-10056. <https://doi.org/10.1029/95JB00762>

Wolff, J., & Sumner, J. (2000). Lava fountains and their products. En *The encyclopedi of volcanoes (second edition)* (Vol. 25, pp. 321-329).

ANEXOS

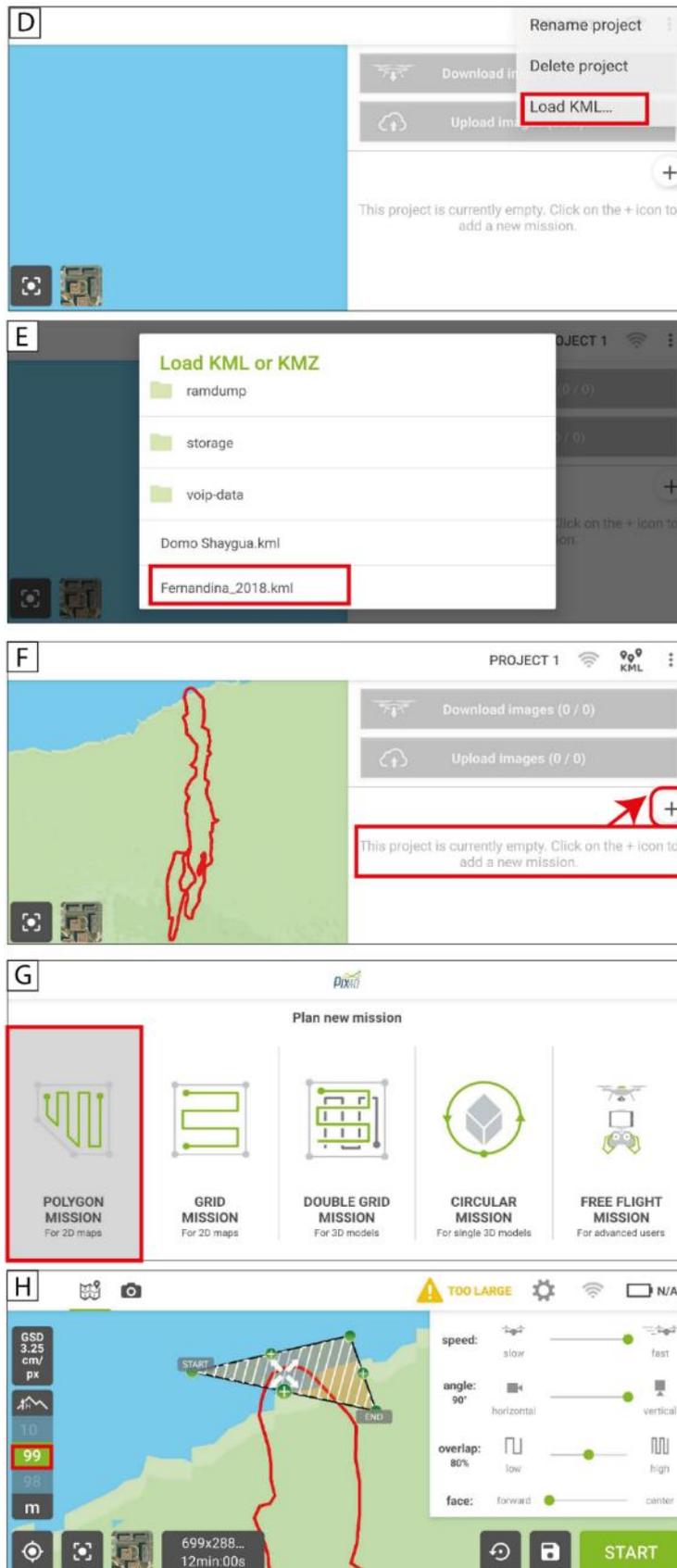
ANEXO I: PROCEDIMIENTO PARA LA OBTENCIÓN DE LA CARTOGRAFÍA DEL ALTA RESOLUCIÓN

Elaboración de planes de vuelo en PIX4D

En primer lugar, se importan los límites del campo de lava en formato *KML* creando un nuevo proyecto en el botón **Project List >> ícono (+)**, se coloca el nombre del proyecto y en los tres puntos de la parte superior derecha se selecciona la opción **“Load KML”** (Fig. Anexo 2.1. A-E). Después, se añade una nueva misión dando clic en el ícono (+) y se selecciona el recuadro **“Polygon Mission”** (Fig. Anexo 2.1. F-G). Posteriormente, se procede a crear un polígono del tamaño y forma deseada tomando en cuenta que se cubra el área de interés. Finalmente se configuran las opciones de vuelo como velocidad, ángulo, **“overlap”** o solapamiento de las imágenes y la altura de vuelo (Fig. Anexo 2.1. H).



Fig. Anexo 2.1. Interfaz del programa PIX4D con el procedimiento para crear un plan de vuelo (Continúa en la siguiente página).



Continuación de la Fig. Anexo 2.1. (A – E) Creación de un proyecto nuevo e importación de un archivo KML. (F – H) Creación de una misión de vuelo.

Para este proyecto, dado que el flujo de lava abarca una superficie extensa (a escala kilométrica), se deseaba que las imágenes obtenidas de cada plan de vuelo cubran la mayor área posible en función del tiempo óptimo de uso de las baterías del VANT, por lo que se configuró la altura máxima permitida por el programa correspondiente a 99 m (Fig. Anexo 2.1.H). Sin embargo, lo ideal hubiera sido obtener las fotografías a una altura de vuelo de 120 m, la cual es la altura máxima permitida por la Dirección de Aviación Civil del Ecuador, para abarcar un mayor rango de visión de la superficie a cartografiar y optimizar el uso de las baterías. De todas formas, la altura de vuelo de 99 m no influyó significativamente en los resultados.

Continuando con el procedimiento, una vez obtenidas las imágenes aéreas estas fueron procesadas en el programa **“Agisoft Metashape Professional”** para obtener las ortofotos y los modelos digitales de elevación de terreno (MDEs). Agisoft es un software que se encarga del procesamiento fotogramétrico de imágenes digitales y tiene la capacidad de generar datos espaciales en 3D para su uso en Sistemas de Información Geográfica (SIG). De esta manera, las ortofotos y los MDEs fueron exportados en alta calidad dando como resultado una resolución de 3 – 4 cm/píxel para las ortofotos y de 7 – 8 cm/píxel para los MDEs. Esto quiere decir que incluso las estructuras más pequeñas, como depósitos de lava que miden entre 10 a 15 cm, pueden ser observados.

Georreferenciación de Ortofotos y Modelos Digitales de Elevación (MDEs)

Del proceso anterior, de cada uno de los 10 planes de vuelo se obtuvo la respectiva ortofoto y MDE. Estos proyectos fueron reubicados en un sistema de coordenadas espacial correspondiente al de las Islas Galápagos, proceso denominado Georreferenciación. Para ello, y para gran parte de la cartografía, se utilizó el software de información geográfica Q-GIS (versión 3.16.14 Hannover), el cual tienen la ventaja de ser un programa de acceso libre y gratuito con un sinnúmero de herramientas útiles para el geoprocesamiento.

Para reubicar los proyectos entre sí se distinguieron puntos de referencia comunes (fuera del área del flujo de lava del 2018) en cada uno de ellos como, por ejemplo: kipukas, árboles o grandes bloques. El procedimiento es el siguiente: se selecciona la pestaña **Ráster >> Georreferenciador** y en esta ventana se selecciona la opción **Open ráster**. Se añade la ortofoto y se da clic en el ícono con un asterisco amarillo **“Añadir punto”** y se selecciona el sitio de referencia. Posteriormente, el programa solicita introducir las coordenadas X y Y que correspondan con el punto seleccionado en la imagen. Para ello, con la ayuda de la capa **Google Satellite** se identifica ese mismo punto y se agrega una **“Marca de posición”**, de esta manera se visualizan las coordenadas correspondientes. Se digitan o copian estas

coordenadas en la ventana de Q-GIS y se da clic en “**Aceptar**”. Este procedimiento se repite para cada punto de referencia en cada ortofoto y finalmente, antes de “correr” el georreferenciado, se establece la configuración de la transformación en el sistema de coordenadas deseado y se establece la ubicación/nombre del archivo de salida (Fig. Anexo 2.2). En este trabajo, se identificaron entre 8 a 10 puntos de referencia para cada ortofoto con al menos 3 de ellos como puntos comunes con el proyecto anterior. Para georreferenciar los MDEs, se usaron los mismos puntos de referencia creados anteriormente para las ortofotos.

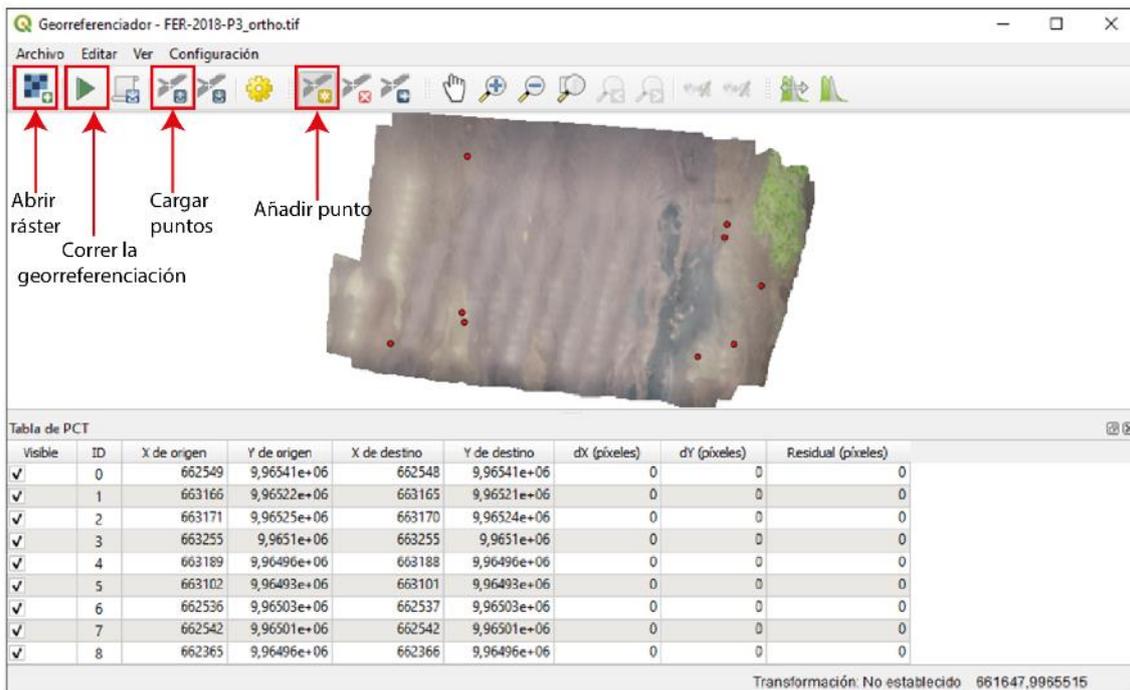


Fig. Anexo 2.2. Ventana Georreferenciador de Q-GIS con una de las ortofotos cargadas y los respectivos puntos de referencia señalados. Las coordenadas de destino de esos puntos fueron obtenidas de la capa Google Satellite.

Corrección de alturas

Cuando se usa un vehículo aéreo no tripulado (VANT), los datos de altura registrados por la aeronave son referenciales con respecto al sitio de despegue, por lo que el MDE tendrá una información de altura diferente de la realidad. Por tal motivo es imprescindible realizar una corrección de alturas. Para esto, se realiza una comparación estadística entre las alturas de los MDEs obtenidos con el VANT y la información de alturas de otro modelo digital de elevación. En este caso, se ha utilizado el MDE de la Agencia de Exploración Aeroespacial Japonesa (JAXA por sus siglas en inglés) el cual tiene una resolución espacial de 30 m/píxel.

Para realizar la corrección de altura se utilizan los programas Q-GIS y Excel. Primero, en Q-GIS, se añade la ortofoto a analizar y se crea un polígono en la pestaña **Capa >> Crear capa**

>> **Nueva capa de archivo shape.** Se configuran las características (nombre, tipo de geometría, coordenadas, etc.) Se edita esta capa (“Zona exterior_FER_P3”) para crear un polígono que bordeee una región exterior al flujo de lava de la erupción de 2018 (Fig. Anexo 2.3).

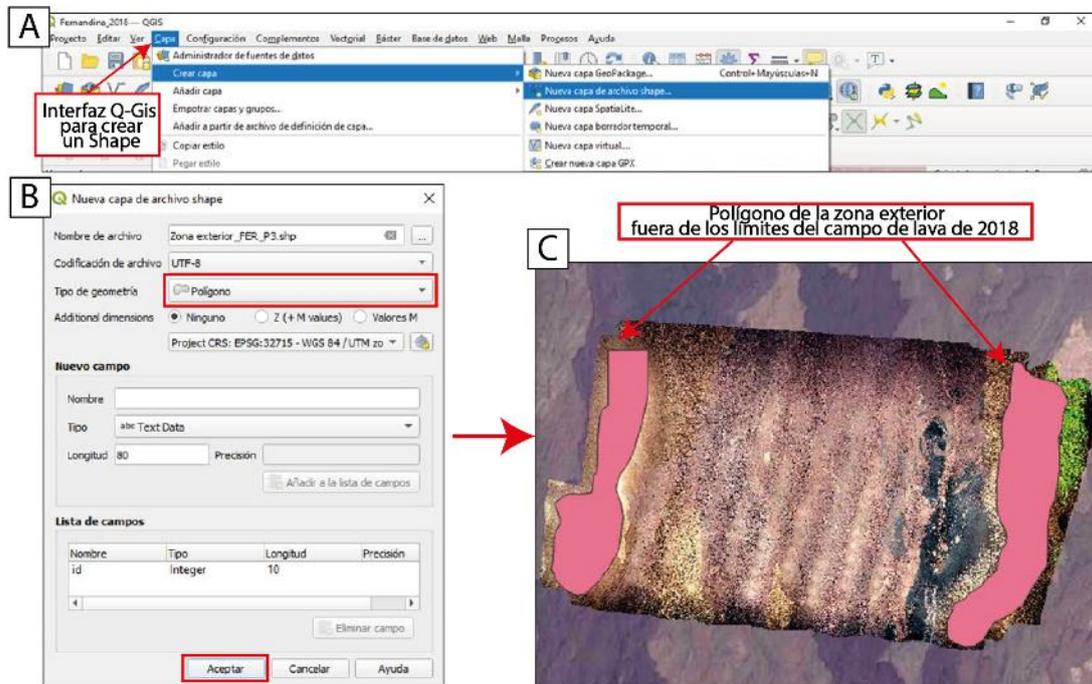


Fig. Anexo 2.3. (A) Interfaz Q-Gis para la creación de una nueva capa de archivo shape. (B) Ventana de configuración de las características del shape en donde se seleccionó una geometría de tipo polígono. (C) Ortofoto en donde se señala el polígono creado y que cubre una zona que no toma en cuenta la superficie del campo de lava de 2018.

Después, se crea una Cuadrícula en la pestaña **Vectorial >> Herramientas de investigación >> Crear cuadrícula**. Se configuran los parámetros de la cuadrícula a una de tipo puntos seleccionando su extensión a partir del polígono creado anteriormente. Se define el espaciado tanto vertical como horizontal (en este caso se escogió un espaciado de 5 m en cada sentido) y se acepta la configuración. El programa arroja una nueva capa en forma de recuadro conformado por puntos (Fig. Anexo 2.4). Se corta la cuadrícula dando clic en la pestaña **Vectorial >> Herramientas de geoprocso >> Cortar** y se selecciona el polígono creado previamente que corresponde a esa zona exterior (“Zona exterior_FER_P3”). De esta manera se obtiene una capa de archivo shape (denominada “Grid clip comparativo_P3”) conformada por puntos correspondiente a una superficie que no abarca el campo de lava de 2018 (Fig. Anexo 2.5).

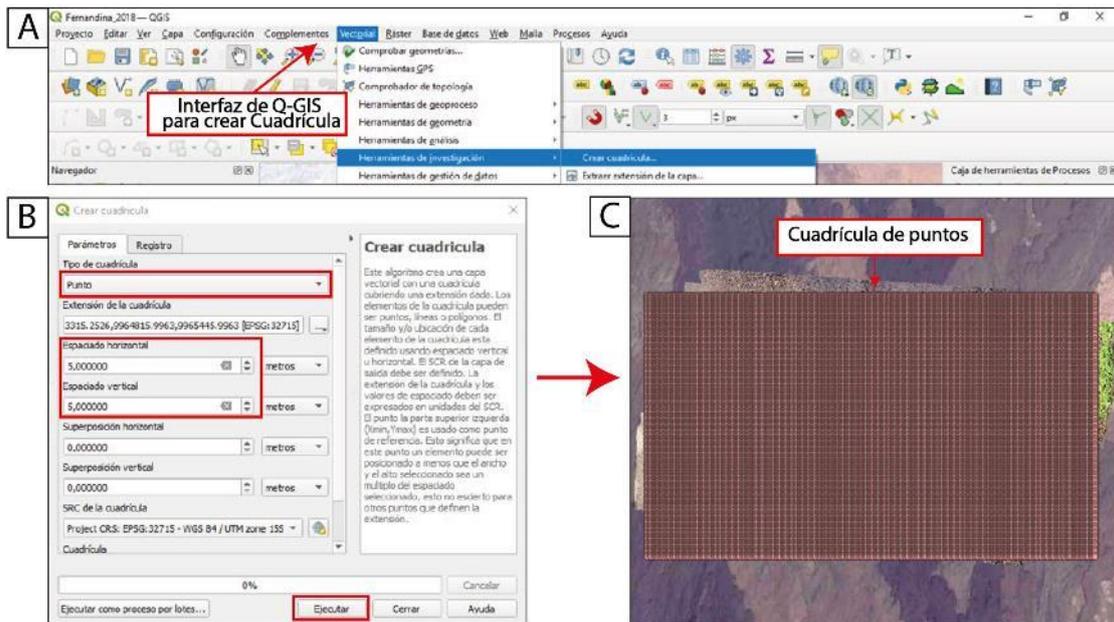


Fig. Anexo 2.4. (A) Interfaz Q-Gis para la creación de una cuadrícula. (B) Ventana de configuración de los parámetros de la cuadrícula en donde se seleccionó la extensión de acuerdo al polígono creado anteriormente, tipo de cuadrícula: punto y un espaciado horizontal y vertical de 5 m. (C) Cuadrícula de puntos obtenida de acuerdo a los parámetros configurados.

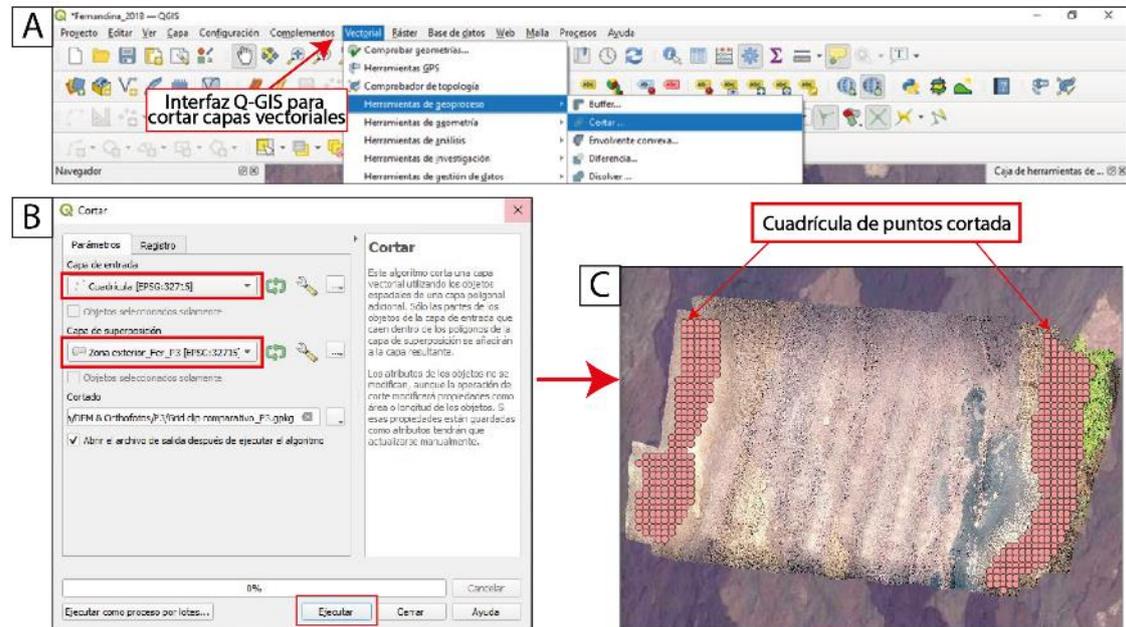


Fig. Anexo 2.5. (A) Interfaz Q-Gis para cortar capas vectoriales. (B) Ventana de la herramienta Cortar, como capa de entrada se seleccionó la cuadrícula de puntos y como capa de superposición el polígono creado anteriormente. (C) Cuadrícula de puntos cortada de acuerdo a los parámetros establecidos.

Posteriormente, con la herramienta **“Point Sampling Tool”** se extrae la información de alturas del modelo digital de elevación a la capa vectorial cortada. Para ello, utilizando este complemento, se configuran las especificaciones: como puntos de muestreo se selecciona la cuadrícula cortada en el paso anterior (**“Grid clip comparativo_P3”**) y como capa ráster que contiene la información de altura, se escoge el modelo digital de elevación obtenido con el VANT previamente georreferenciado (**“FER_2018_P3_DEM_modificado”**). Finalmente, se configura la ubicación y nombre de la capa de salida (**“PST_DEM_FER_P3”**) (Fig. Anexo 2.6). Este último paso se realiza también con el MDE de la JAXA, es decir, se repite el procedimiento con la herramienta **“Point Sampling Tool”** pero en lugar de seleccionar el MDE obtenido con el VANT, se selecciona el MDE de la JAXA, obteniendo una capa vectorial denominada **“PST_JAXA_FER_P3”**. El objetivo de este procedimiento es obtener información cuantitativa a partir de una capa vectorial de puntos los cuales contengan datos de altura del terreno circundante a la erupción del 2018 y así realizar una comparación estadística entre los modelos obtenidos con el VANT y el modelo de la JAXA.

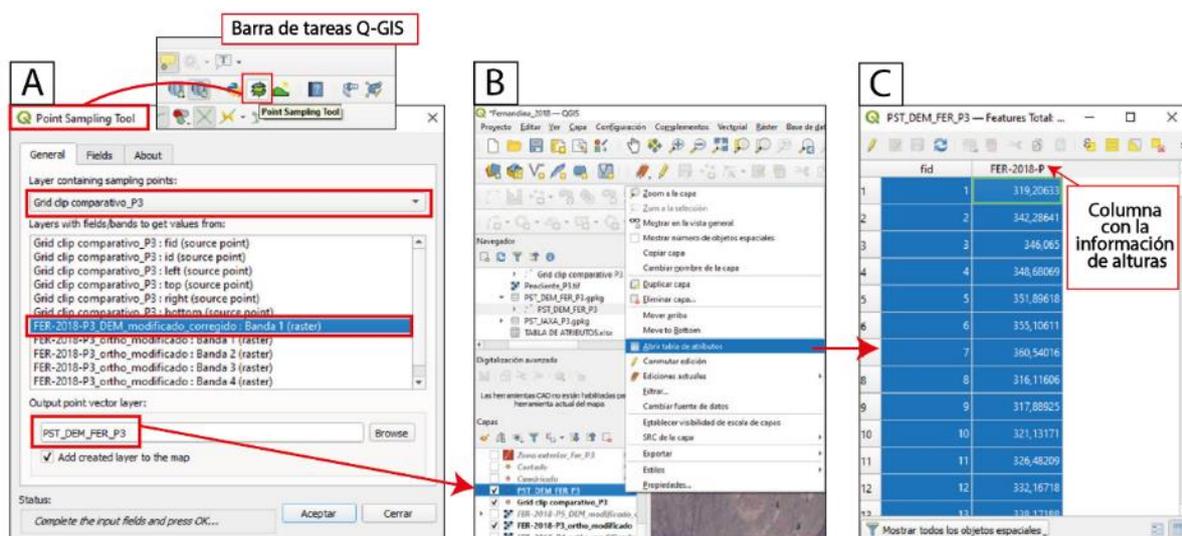


Fig. Anexo 2.6. (A) Ventana de la herramienta *Point Sampling Tool* de Q-Gis. Se selecciona el MDE del cual se desea extraer la información de alturas y la capa vectorial que contendrá aquella información **“Grid clip comparativo_P3”**. **(B)** Capa vectorial obtenida con la herramienta *Point Sampling Tool* denominada **“PST_DEM_FER_P3”** en cuya tabla de atributos **(C)** se ha añadido la información de alturas del modelo digital de elevación seleccionado.

Luego se copian los datos a partir de la tabla de atributos de los dos archivos shape y se pegan en un libro de Excel. Después, se restan las alturas obtenidas entre el MDE de la JAXA y el MDE del proyecto. Posteriormente, con la función **“Análisis de datos”** de Excel se realiza una estadística descriptiva para obtener el promedio, mediana, valores máximos y mínimos, desviación estándar, etc., de todo el conjunto de datos (Fig. Anexo 2.7). También se crea un histograma de distribución de frecuencias para observar el grado de dispersión de la

diferencia de alturas. Para ello, primero se activa el complemento de Excel denominado “Herramientas para análisis” y en la pestaña “Datos” se selecciona la opción “Análisis de datos” >> Estadística descriptiva. Como rango de entrada se ingresan los datos correspondientes a la columna de diferencia de alturas realizada anteriormente, se configura la celda de salida y se activa la opción Resumen estadístico >> Aceptar. Se obtiene una tabla como la mostrada en la Fig. Anexo 1.7. Por otro lado, para crear el histograma de frecuencias, se utiliza la misma opción de “Análisis de datos” >> Histograma y como rango de entrada se selecciona nuevamente la columna correspondiente a la diferencia de alturas. Se configuran los demás parámetros y se activa la opción “Chart Output” para mostrar el gráfico en la hoja de Excel. Este procedimiento se realizó para cada uno de los proyectos.

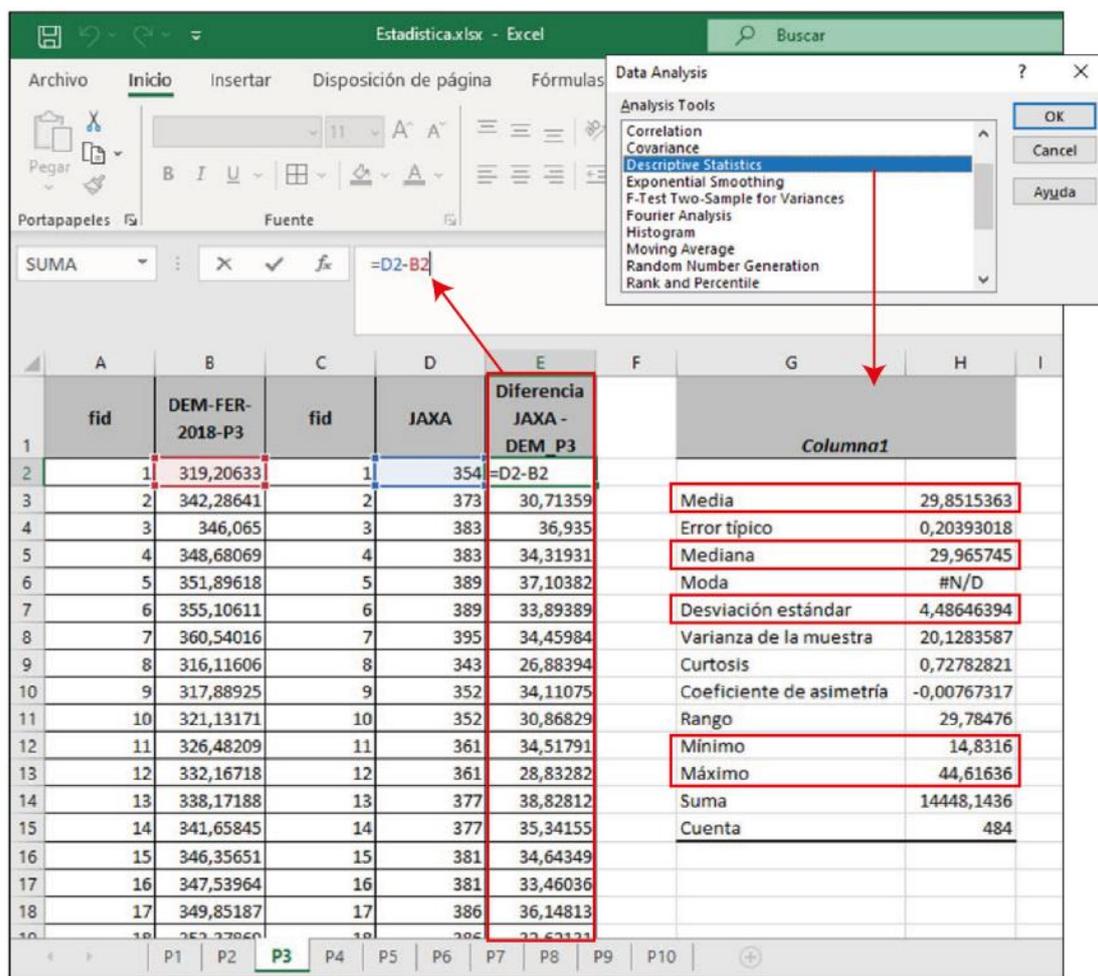


Fig. Anexo 1.7. Hoja de cálculo Excel en donde, en la parte izquierda, se muestra la operación realizada para obtener la diferencia de alturas entre el modelo de la JAXA y el modelo obtenido con el VANT. En la parte derecha, con la herramienta Análisis de Datos, se obtiene una tabla con algunos parámetros de estadística descriptiva.

Después los resultados obtenidos son analizados. En este caso se ejemplifica la estadística del proyecto 3 (Fig. Anexo 2.7). De la diferencia de alturas se observa que el valor mínimo y máximo del conjunto de datos es 14.83 m y 44.62 m respectivamente, y teniendo en cuenta que la precisión vertical del MDE de la JAXA es de aproximadamente 5 m, se evidencia que efectivamente las alturas de los modelos digitales de elevación obtenidos con el VANT son superiores y deben ser corregidas. La desviación estándar de 4.49 m es inferior a la precisión del MDE de la JAXA por lo que se puede tener confianza en los resultados obtenidos. Con la mediana (29.97 m), se identifica el valor que divide en dos partes iguales al conjunto de datos ordenados. Esta medida de tendencia central, al verse afectada en menor medida por los valores atípicos extremos, se utiliza para restituir una tendencia central a una distribución con datos sesgados. En este caso, la mediana (29.97 m) y el promedio (29.85 m) son muy similares, lo cual quiere decir que la distribución de los datos es casi simétrica. Esta característica se observa también en el histograma (Fig. Anexo 2.8) por lo que se concluye que la diferencia de alturas entre los dos modelos sigue una distribución aproximadamente normal. Para comprobarlo, se realizó una regresión lineal entre ambos modelos (Fig. Anexo 2.9) y se observa que los valores extremos, tanto el máximo como mínimo, no deforman significativamente a la tendencia del conjunto de datos, por lo que las alturas obtenidas con la aeronave son confiables, sin embargo, necesitan un reajuste.

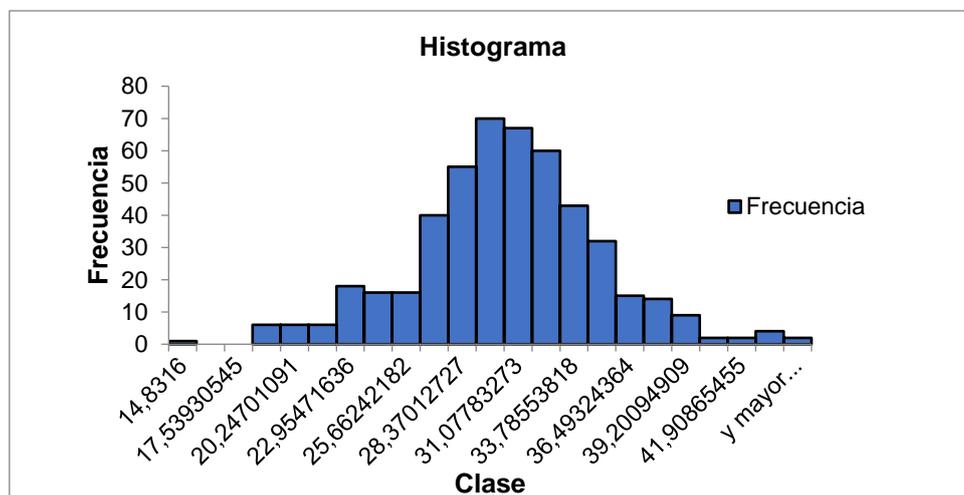


Fig. Anexo 2.8. Histograma de frecuencias de la diferencia de alturas entre el modelo digital de elevación (MDE) obtenido con un Vehículo Aéreo No Tripulado (VANT) y el MDE de la JAXA.

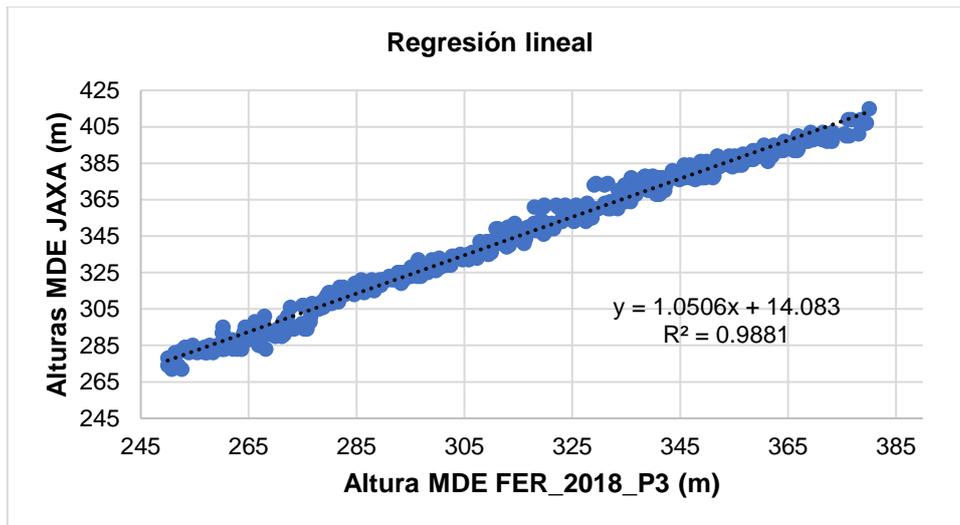


Fig. Anexo 2.9. Gráfico de tendencia lineal entre las alturas de los modelos digitales de elevación JAXA vs. Fernandina_2018_P3.

Para realizar esa corrección, a cada MDE se le suma el valor de la mediana correspondiente. En Q-GIS, en la pestaña Ráster >> Calculadora ráster se selecciona el proyecto a modificar dando doble clic, seguido del signo (+) y digitando el valor de la mediana. Se asigna la ubicación y nombre de la capa de salida ("FER-2018-DEM-modificado_corregido") verificando colocar el sistema de referencia de coordenadas UTM. Finalmente, se acepta la configuración y el modelo digital de elevación se ha corregido (Fig. Anexo 2.10). Esta acción se replica en cada uno de los proyectos.

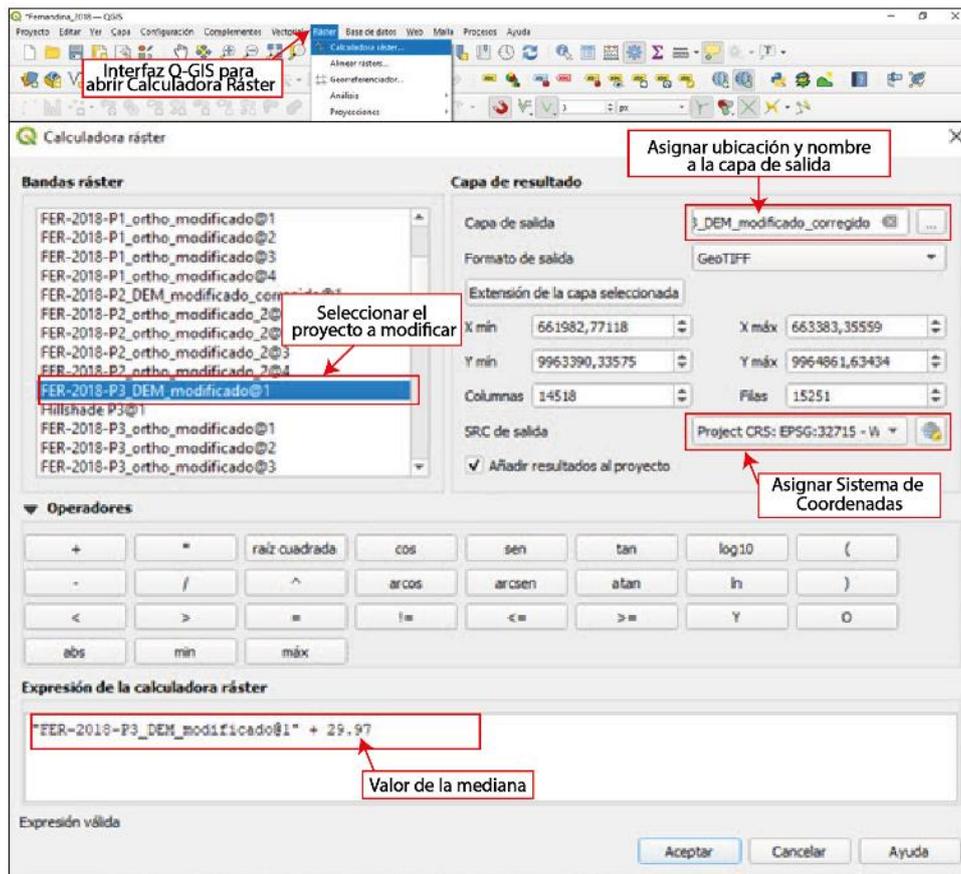


Fig. Anexo 2.10. Procedimiento para la corrección de alturas de un modelo digital de elevación con la herramienta Calculadora Ráster en Q-Gis.

Delimitación de los límites del campo de lava y sus estructuras internas

En este trabajo, el objetivo de la cartografía es la generación de un mapa de alta resolución representando los límites de la extensión del campo de lava y las principales estructuras de la erupción de 2018 del volcán Fernandina. Para delimitar los bordes externos del campo de lava y dibujar los canales, contactos internos, *kipukas*, fisuras eruptivas y ventos, se crearon varias capas de archivo shape de tipo: línea, polígono y punto, de acuerdo a lo requerido para representar cada estructura. Es importante activar la herramienta de “autoensamblado” para asegurarse de enlazar correctamente los vértices en la elaboración de cada capa y prevenir la aparición de errores topológicos. Por otro lado, para visualizar y distinguir de mejor manera el terreno asociado al flujo de lava se modificó el contraste, brillo y saturación de cada una de las ortofotos. También, con el uso combinado de mapas de sombras (*Hillshades*), mapas de pendientes (todos estos obtenidos a partir de los MDEs) y gracias al uso de la herramienta **Terrain profile**, se logró observar los cambios topográficos y de relieve del campo de lava para de esta manera identificar con mayor precisión sus límites y estructuras internas (Fig. Anexo 2.11).

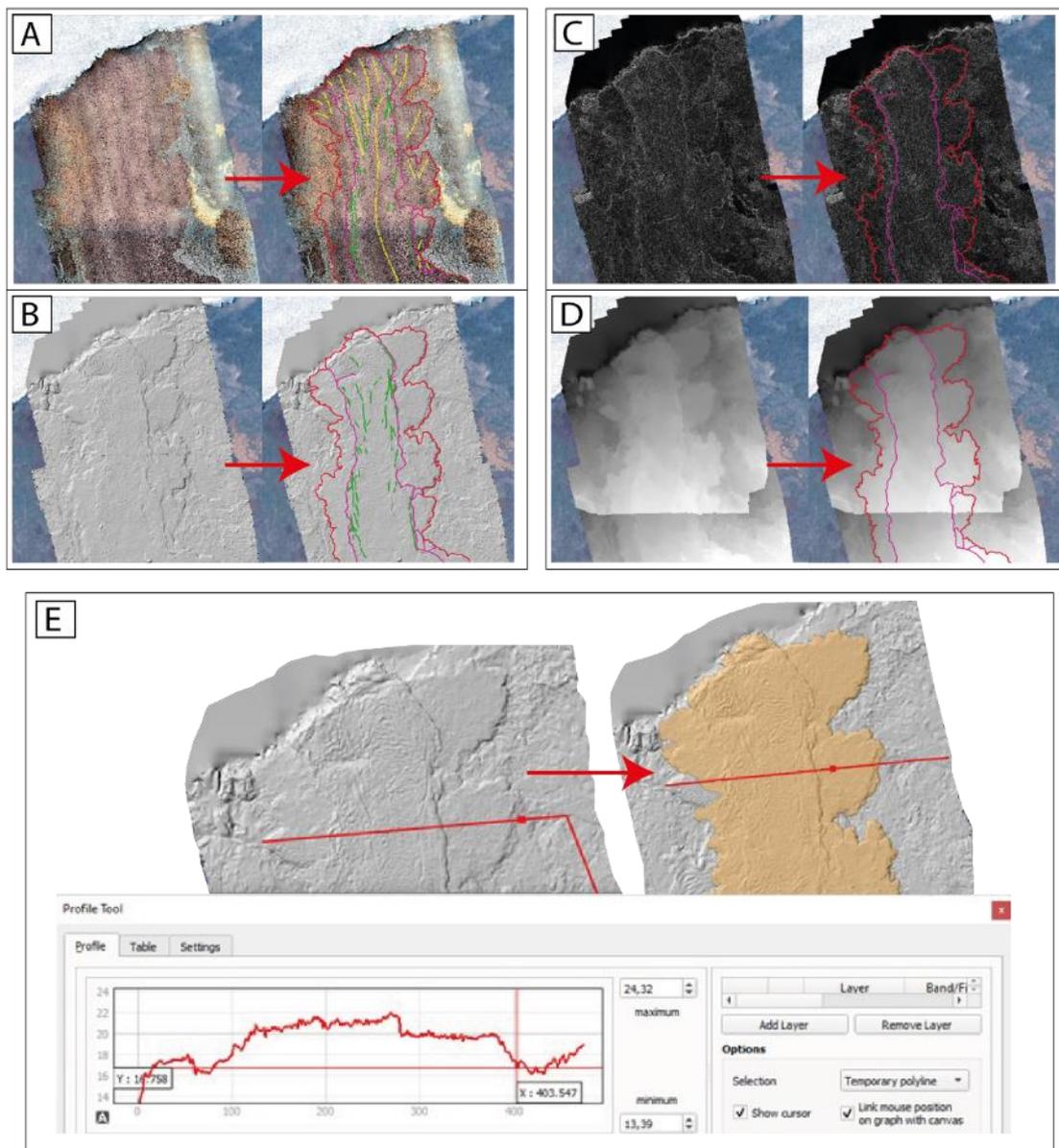
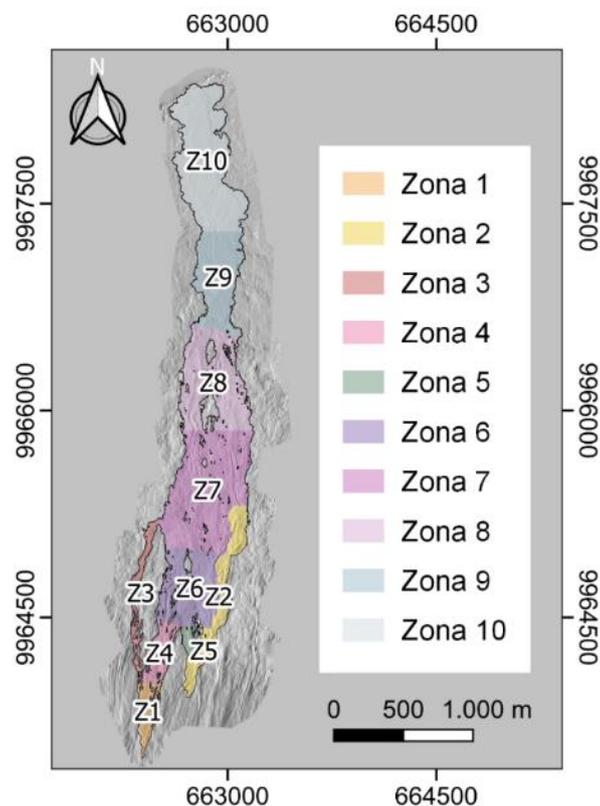


Fig. Anexo 2.11. La sobreposición de los distintos recursos como: ortofotos (A), mapas de sombras (B), mapas de pendientes (C), MDEs (D) y el uso de la herramienta “Terrain Profile” de Q-Gis (E), sirvieron para distinguir los cambios topográficos y delimitar de los límites y estructuras internas del campo de lava. Nótese la diferencia entre los mapas “crudos” vs. los mapas delimitados.

ANEXO II: ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES

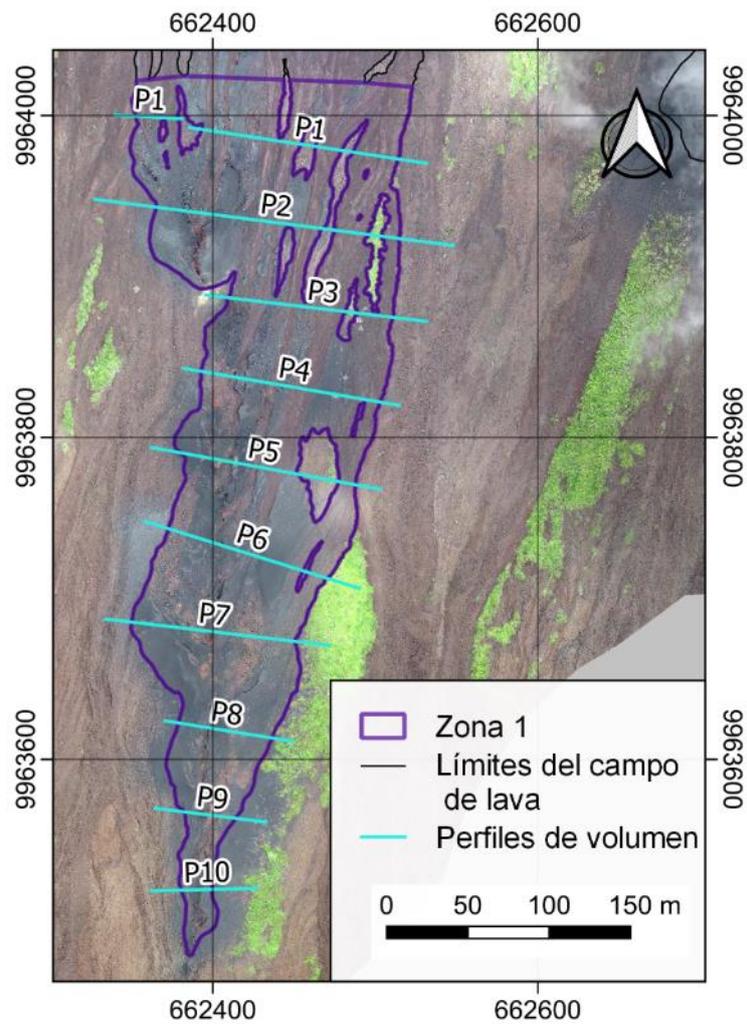
VOLUMEN TOTAL DE CADA ZONA Y PARA EL CAMPO DE LAVA

Zona	Perímetro (m)	Área (m ²)	Espesor promedio ponderado (m)	Volumen (m ³)
1	2.74×10^3	$4.99 \pm 0.03 \times 10^4$	1.82 ± 1.25	$0.91 \pm 0.63 \times 10^5$
2	3.97×10^3	$1.38 \pm 0.00 \times 10^5$	4.13 ± 2.37	$5.71 \pm 3.27 \times 10^5$
3	4.66×10^3	$5.09 \pm 0.05 \times 10^4$	2.02 ± 0.87	$1.03 \pm 0.44 \times 10^5$
4	3.84×10^3	$6.54 \pm 0.04 \times 10^4$	1.87 ± 1.22	$1.23 \pm 0.80 \times 10^5$
5	1.21×10^3	$2.04 \pm 0.01 \times 10^4$	1.91 ± 1.21	$0.39 \pm 0.25 \times 10^5$
6	5.59×10^3	$2.07 \pm 0.01 \times 10^5$	2.23 ± 1.48	$4.62 \pm 3.05 \times 10^5$
7	6.32×10^3	$4.29 \pm 0.01 \times 10^5$	3.65 ± 2.15	$1.57 \pm 0.92 \times 10^6$
8	8.10×10^3	$2.75 \pm 0.01 \times 10^5$	1.99 ± 1.37	$5.47 \pm 3.75 \times 10^5$
9	3.52×10^3	$2.01 \pm 0.01 \times 10^5$	2.20 ± 0.93	$4.41 \pm 1.86 \times 10^5$
10	5.51×10^3	$3.67 \pm 0.01 \times 10^5$	3.68 ± 1.12	$1.35 \pm 0.41 \times 10^6$
Total	45.5×10^3	$1.80 \pm 0.01 \times 10^6$	2.94 ± 1.50	$5.29 \pm 2.74 \times 10^6$
Longitud total del campo de lava (m)		4932 ± 51		



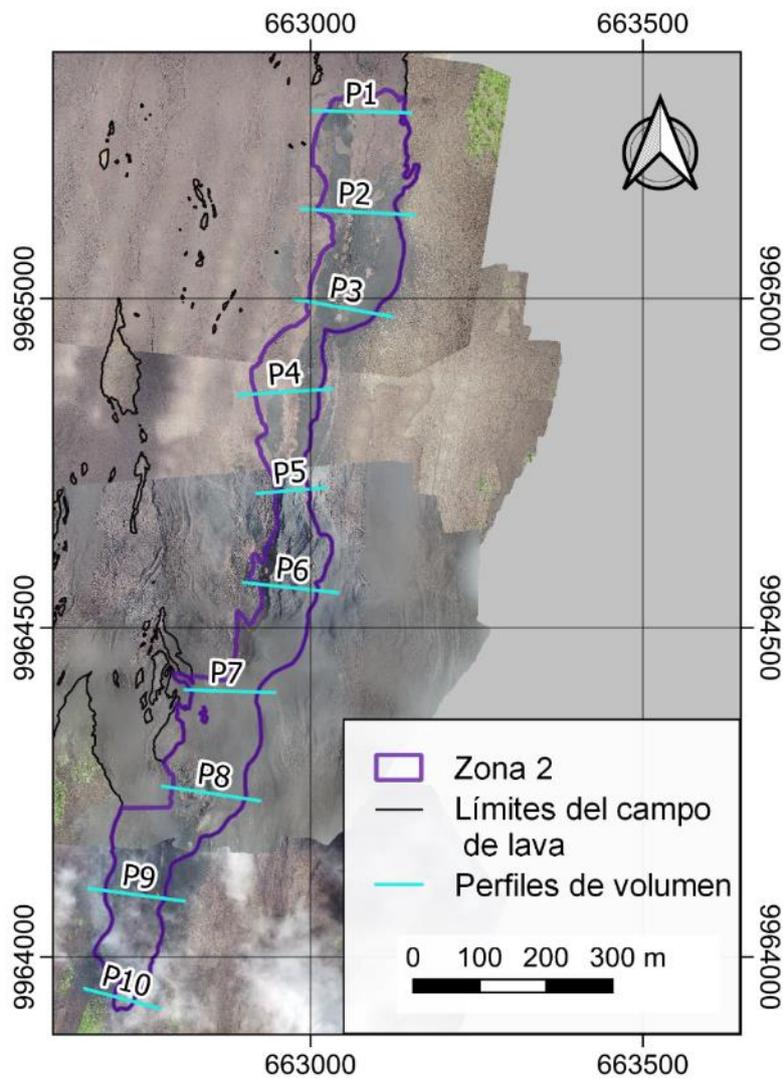
ZONA 1

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio de espesor (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	125.95	0.93	0.53	1.82	1.25
P2	113.55	1.64	1.44		
P3	96.98	0.37	0.22		
P4	111.62	2.05	1.92		
P5	81.92	2.89	1.60		
P6	99.54	1.72	1.69		
P7	91.05	2.07	1.07		
P8	57.08	4.08	2.07		
P9	38.98	2.56	1.37		
P10	18.64	1.11	0.79		



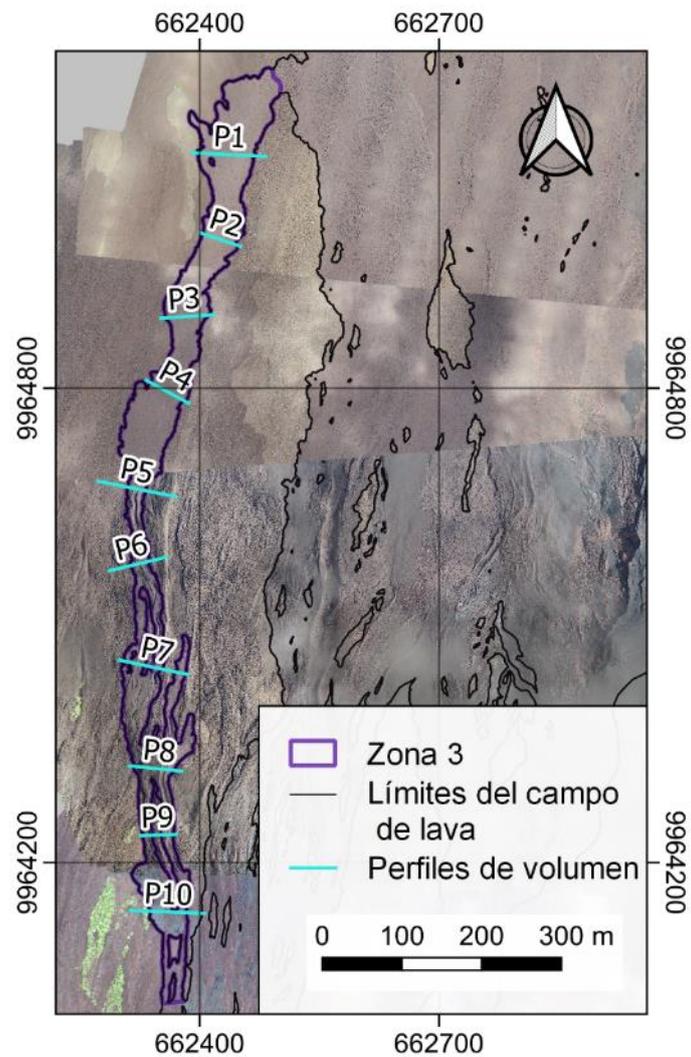
ZONA 2

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio de espesor (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	116.28	4.92	2.27	4.13	2.37
P2	115.67	3.40	2.04		
P3	96.84	6.81	4.09		
P4	94.84	3.17	1.86		
P5	47.28	2.36	1.85		
P6	94.42	6.48	3.03		
P7	89.62	2.82	1.69		
P8	114.09	3.90	2.63		
P9	90.26	2.73	1.89		
P10	29.72	2.74	1.34		



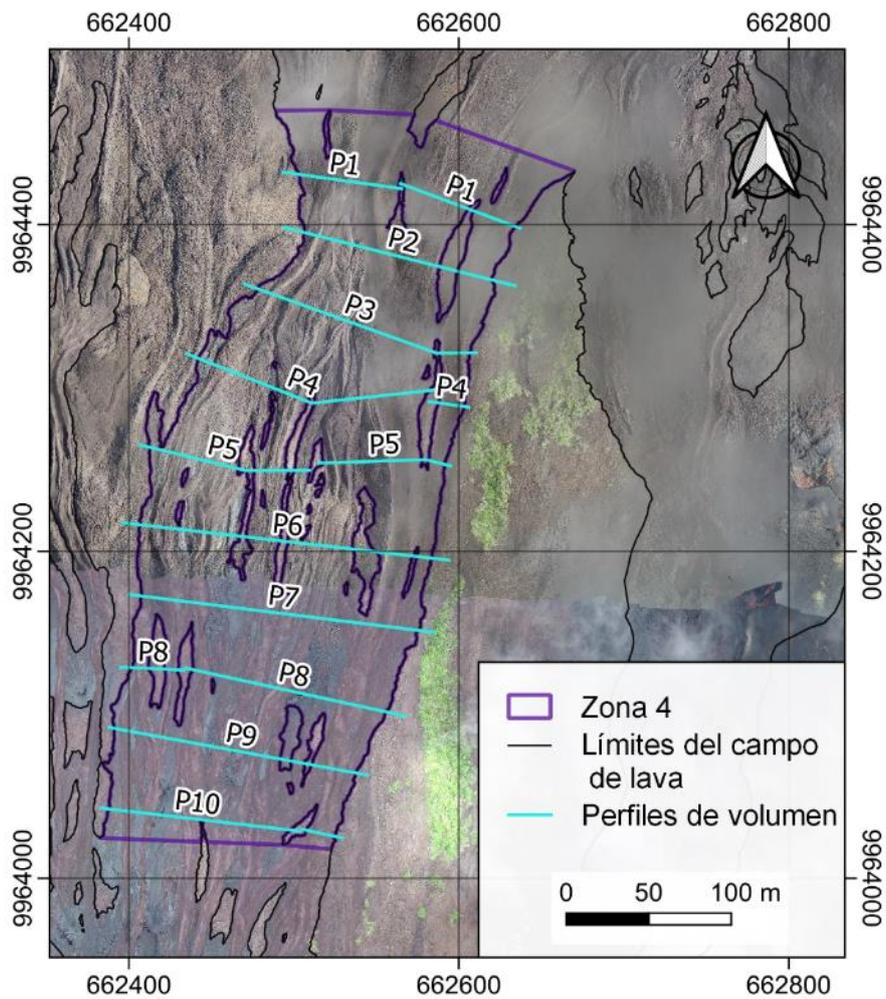
ZONA 3

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio de espesor (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	72.31	3.46	1.32	2.02	0.87
P2	43.40	1.70	0.66		
P3	52.59	2.66	1.07		
P4	47.74	1.47	0.57		
P5	23.71	1.41	0.69		
P6	22.31	0.57	0.37		
P7	50.26	0.67	0.32		
P8	50.73	3.64	1.59		
P9	26.92	0.70	0.48		
P10	32.64	1.17	0.76		



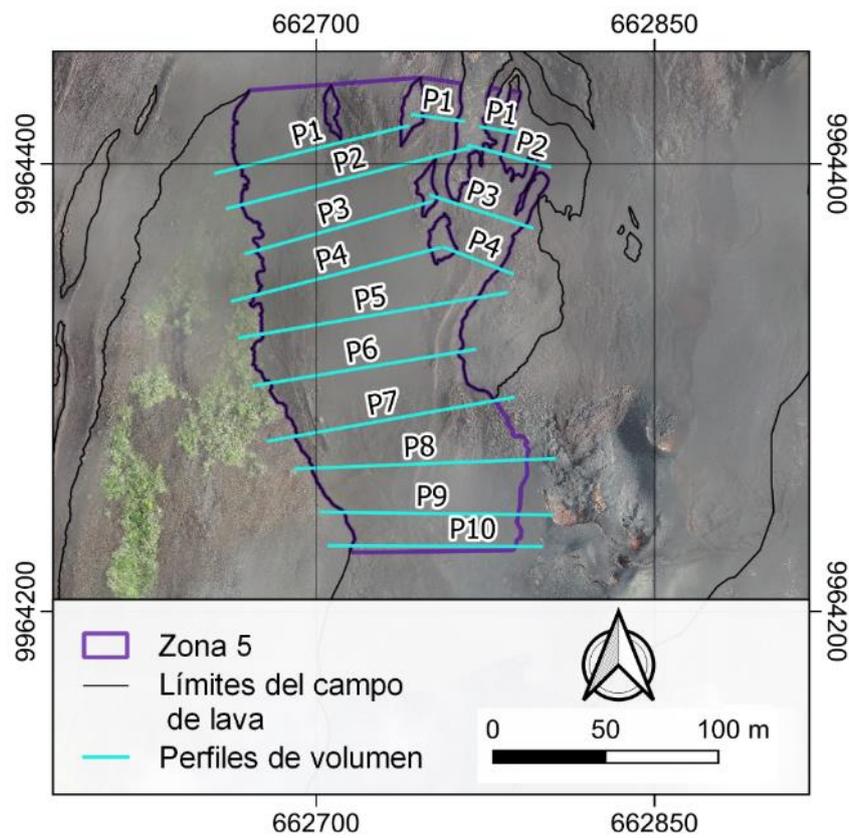
ZONA 4

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio de espesor (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	131.84	1.79	1.17	1.87	1.22
P2	107.25	2.23	1.02		
P3	131.83	1.83	1.30		
P4	157.02	1.30	1.06		
P5	156.55	1.44	1.18		
P6	152.46	0.95	0.76		
P7	170.30	3.75	2.09		
P8	134.58	1.94	1.22		
P9	145.04	1.43	1.10		
P10	128.55	2.00	1.16		



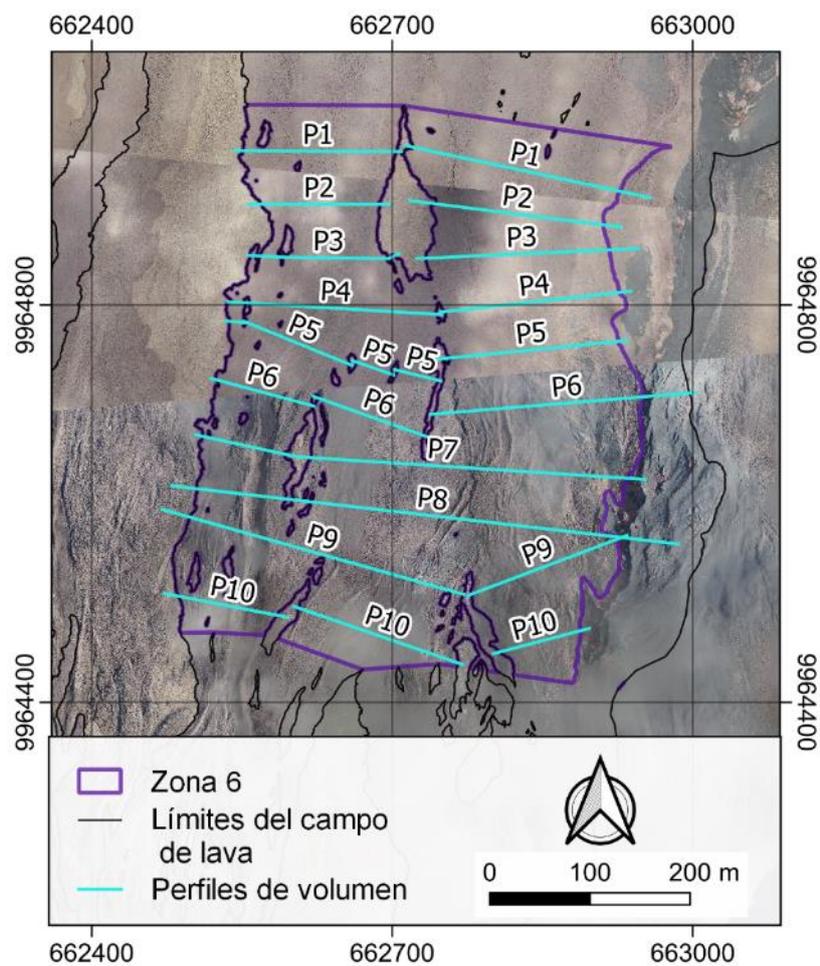
ZONA 5

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio de espesor (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	237.82	1.14	0.95	1.91	1.21
P2	110.90	2.75	2.55		
P3	112.31	1.60	1.20		
P4	99.73	1.25	0.80		
P5	97.65	2.51	1.22		
P6	84.60	1.39	0.72		
P7	81.16	1.62	0.84		
P8	95.20	2.26	0.95		
P9	81.92	2.80	1.44		
P10	79.08	3.14	1.57		



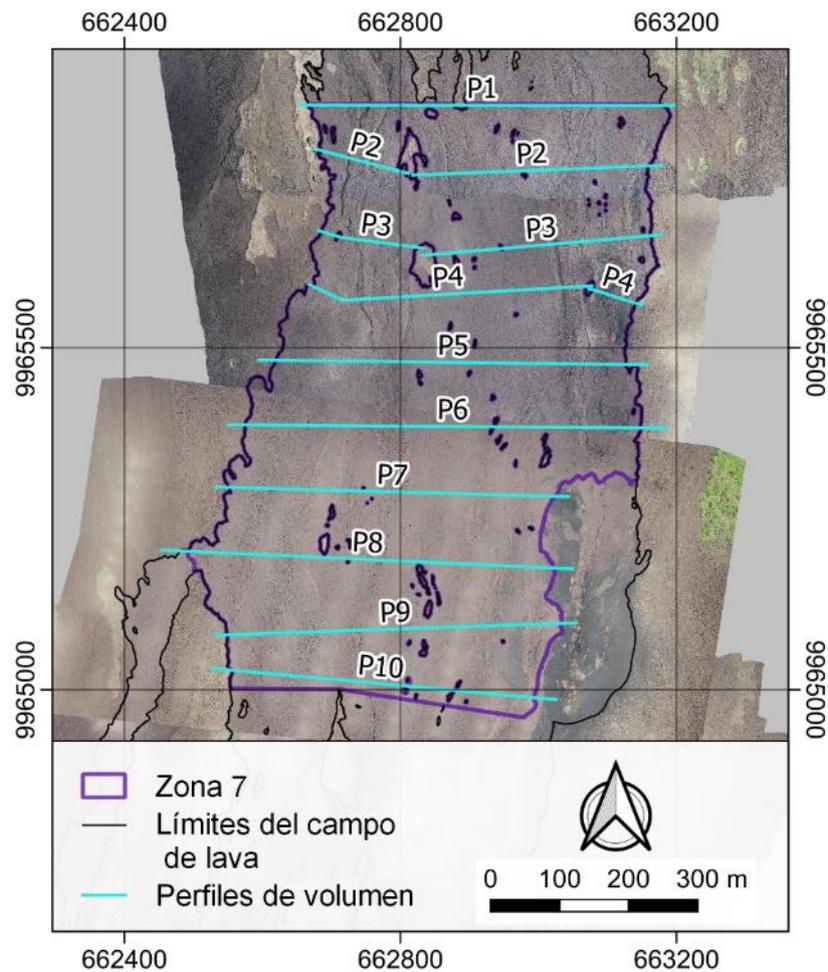
ZONA 6

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio de espesor (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	365.77	2.36	1.18	2.23	1.48
P2	290.93	2.63	1.61		
P3	323.58	1.39	1.16		
P4	375.48	1.54	1.30		
P5	373.34	1.70	1.35		
P6	419.75	2.45	1.73		
P7	399.39	2.78	2.10		
P8	415.41	2.42	1.52		
P9	440.48	2.49	1.43		
P10	347.22	2.44	1.28		



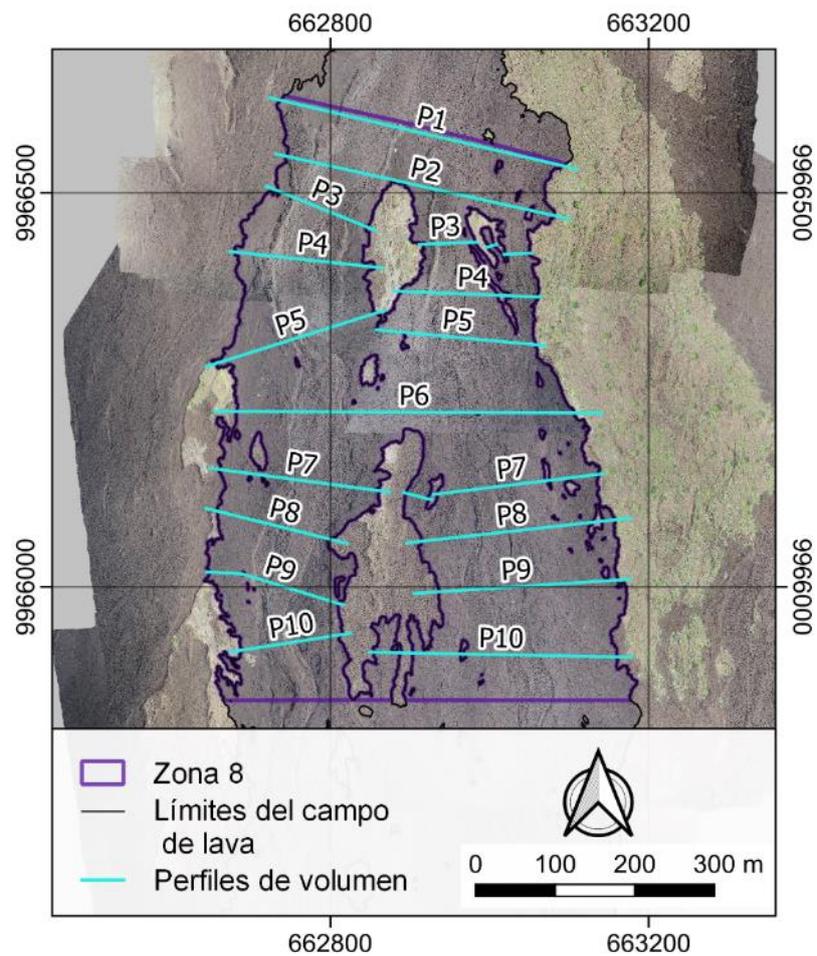
ZONA 7

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio de espesor (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	497.85	2.30	1.89	3.65	2.15
P2	464.08	2.15	1.76		
P3	455.67	2.72	2.11		
P4	464.77	2.53	1.98		
P5	507.94	2.41	1.66		
P6	573.90	3.94	2.18		
P7	473.31	3.27	1.89		
P8	533.23	3.99	1.60		
P9	490.39	6.67	2.95		
P10	439.54	6.65	3.61		



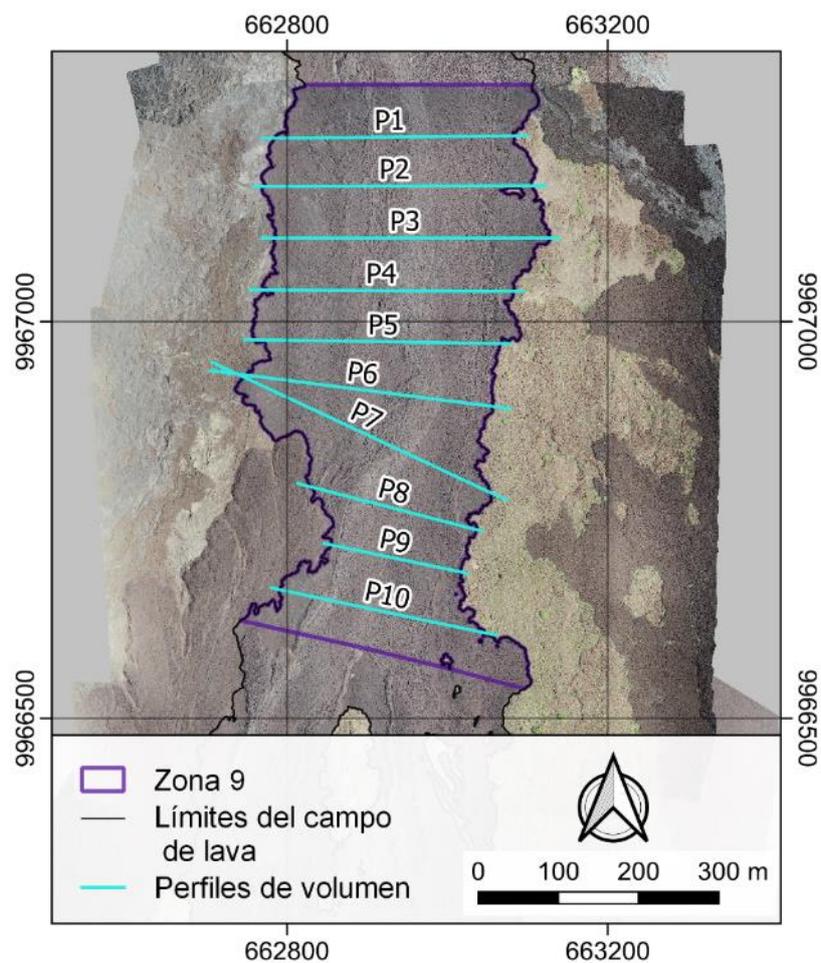
ZONA 8

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio de espesor (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	363.20	2.64	1.12	1.99	1.37
P2	340.87	2.96	1.77		
P3	222.26	1.74	1.21		
P4	331.86	1.62	1.36		
P5	412.24	2.21	1.43		
P6	424.15	1.76	1.47		
P7	425.18	1.63	1.47		
P8	376.26	1.83	1.13		
P9	391.20	1.57	1.13		
P10	411.29	1.98	1.50		



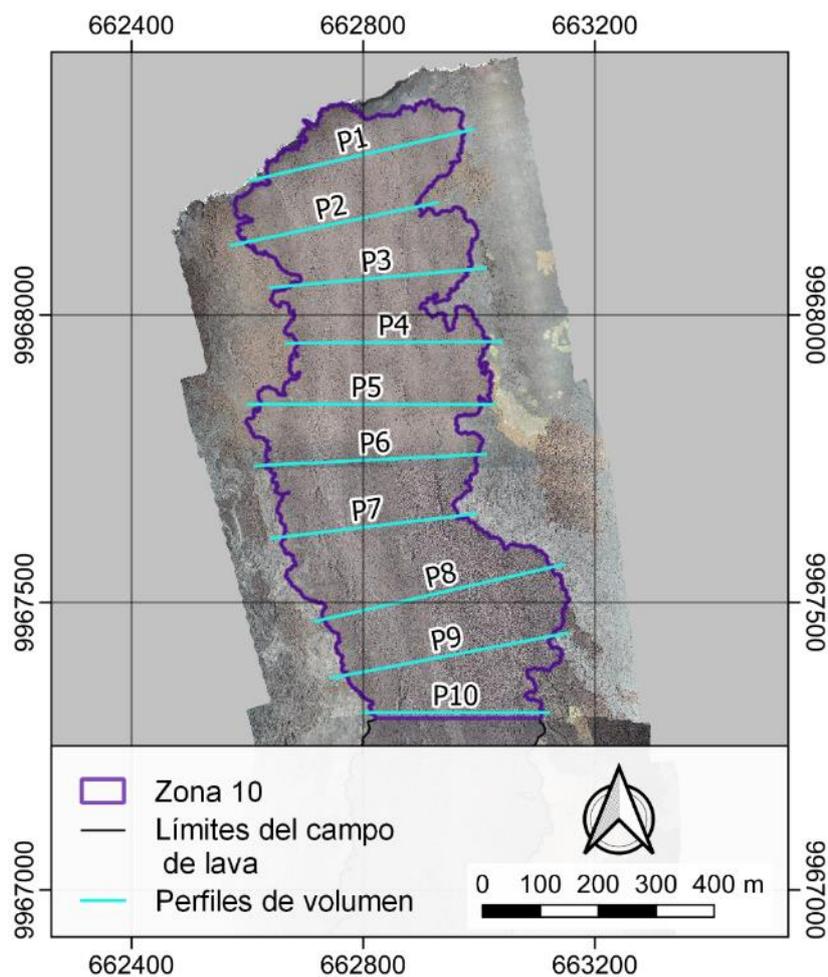
ZONA 9

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio de espesor (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	298.78	2.73	0.82	2.20	0.93
P2	332.51	3.04	0.96		
P3	345.49	1.47	0.64		
P4	304.90	1.90	0.86		
P5	308.04	1.72	0.67		
P6	309.92	2.54	0.77		
P7	340.57	2.20	1.54		
P8	211.35	2.91	1.29		
P9	165.13	1.74	0.54		
P10	260.06	1.68	1.10		



ZONA 10

Perfiles	Longitud (m)	Espesor (m)	Error promedio de espesor (m)	Espesor estimado ponderado (m)	Error espesor ponderado (m)
P1	296.15	3.49	1.73	3.68	1.12
P2	364.78	2.99	0.93		
P3	407.36	3.44	0.74		
P4	300.71	2.59	0.56		
P5	366.82	3.67	1.12		
P6	380.80	4.63	1.25		
P7	333.51	3.60	0.89		
P8	307.16	2.95	1.23		
P9	305.67	3.84	1.23		
P10	349.77	5.35	1.58		



ANEXO III: PROCEDIMIENTO PARA LA OBTENCIÓN DE LA DENSIDAD ENVOLVENTE

1. Se etiquetaron las escorias y los cubos de lava para saber a qué número de muestra corresponde cada una.
2. Las muestras se secaron en un horno a aproximadamente 70 °C durante 24 horas antes de empezar las mediciones.
3. Se pesaron las muestras en una balanza electrónica para determinar su masa.
4. Se envolvieron las muestras con una capa de Parafilm®, un material constituido a base de parafina y poliolefina. Este tiene la capacidad de estirarse hasta un 200% su tamaño original adhiriéndose a la superficie de las muestras. El Parafilm® sirve para conservar las irregularidades externas de la muestra y evitar que las partículas del fluido seco se infiltren en las cavidades (Fig. Anexo 4.1.A).
5. De acuerdo con el tamaño del cubo de lava o escoria, se seleccionó el tamaño adecuado de la cámara de vidrio. Se utilizaron dos tamaños, el N°2 que tiene un diámetro de 38.1 mm (para muestras pequeñas) y el N°1 de 50.8 mm de diámetro (para las muestras más grandes) (Fig. Anexo 4.1.B).
6. Después, con la ayuda de un embudo, se colocó una capa de DryFlo en el cilindro de vidrio para hacer la primera medición. Se verificó que la cantidad de fluido seco sea la suficiente para cubrir en su totalidad a cada una de las muestras sobrepasándolas con aproximadamente 5 mm.
7. Se ajustó la base de la cámara cilíndrica en la parte izquierda del equipo y el émbolo en la parte derecha, procurando no derramar fluido seco (Fig. Anexo 4.1.C).
8. Antes de iniciar la medición, se configuró el instrumento de acuerdo con las especificaciones requeridas en función del tamaño de cámara escogido. Por ejemplo: para la cámara N°2 se digitó una fuerza de consolidación de 90 N y un factor de conversión de 1.13220 (valores predeterminados por el fabricante). También se digitó la masa de la muestra y se estableció una medición en 5 ciclos (es decir que el equipo realiza 5 mediciones y calcula un valor promedio de volumen, densidad envolvente y desviación estándar).
9. Una vez terminada la primera medición, un mensaje en la pantalla indica que se introduzca la muestra junto con el DryFlo para continuar. Se colocó la muestra envuelta con parafina para la segunda medición (Fig. Anexo 4.1.D) y al finalizar se registraron los resultados.

10. Para analizar otra muestra, se vacía el contenido de la cámara en un tamiz. Se limpia la muestra con la ayuda de un pincel y se reutiliza el fluido para el siguiente análisis (Fig. Anexo 4.1.E). Este mismo procedimiento se replica para cada muestra.

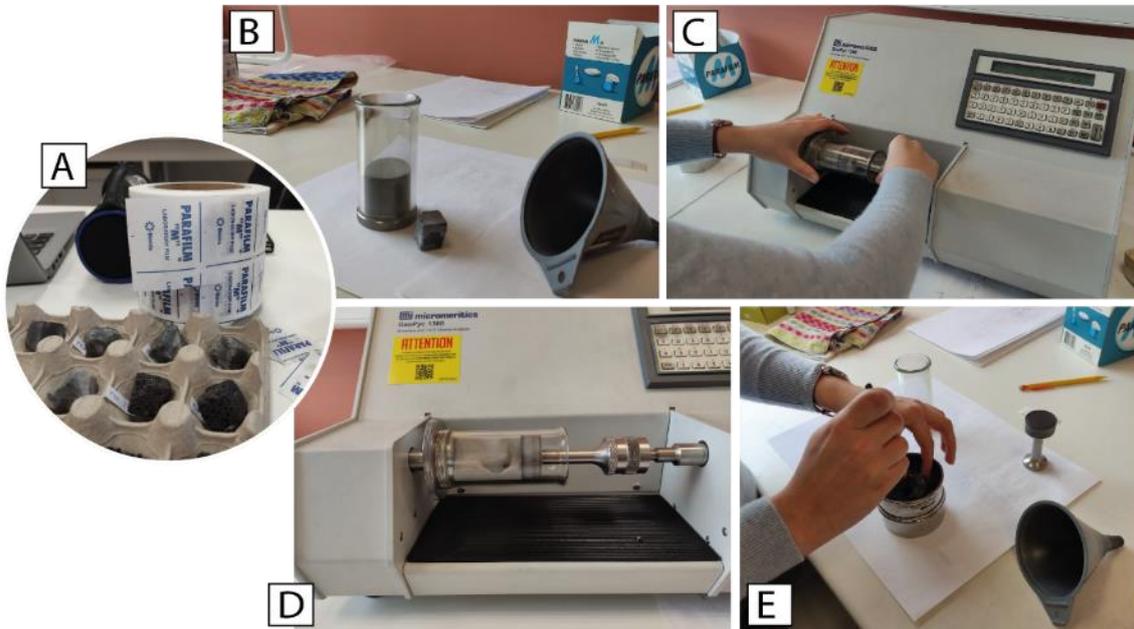


Fig. Anexo 4.1. (A) Muestras de lava etiquetadas y envueltas con Parafilm. (B) Cámara cilíndrica de vidrio de 38.1 mm de diámetro. Alado del cilindro se observa un cubo de lava de 2 x 2 x 2 cm aproximadamente y el embudo. (C) Ajuste de la cámara cilíndrica y del émbolo para la primera medición solo con el DryFlo. (D) Segunda medición con la muestra + el fluido seco. (E) Limpieza de la muestra sobre el tamiz.

ANEXO IV: ANÁLISIS GEOQUÍMICO EN ROCA TOTAL

Muestra FER-2018-	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅	Suma
001	48.31	3.72	13.66	13.85	0.20	5.72	10.44	3.12	0.56	0.40	100
002	48.88	3.66	13.52	13.74	0.20	5.67	10.30	3.07	0.55	0.39	100
006	48.12	3.66	13.73	14.03	0.20	5.83	10.40	3.07	0.55	0.40	100
08A	48.23	3.61	13.67	14.05	0.20	5.80	10.37	3.12	0.54	0.40	100
08B	48.11	3.66	13.84	13.87	0.20	5.78	10.51	3.08	0.55	0.40	100
010	48.11	3.65	13.59	14.11	0.20	5.85	10.57	3.00	0.53	0.39	100
12B	48.55	3.62	13.53	13.96	0.21	5.72	10.37	3.08	0.55	0.41	100
015	48.00	3.65	13.70	13.99	0.21	5.85	10.50	3.14	0.55	0.40	100
017	48.18	3.71	13.64	13.99	0.20	5.77	10.47	3.07	0.55	0.40	100
18A	48.40	3.71	13.71	13.92	0.20	5.71	10.27	3.11	0.57	0.40	100
019	48.01	3.76	13.63	14.30	0.21	5.72	10.18	3.16	0.60	0.43	100
021	48.02	3.73	13.73	14.08	0.21	5.69	10.41	3.13	0.58	0.42	100

ANEXO V: ESTIMACIÓN DE LOS PARÁMETROS REOLÓGICOS Y DINÁMICOS: PROCEDIMIENTO PARA LA OBTENCIÓN DE LA PROFUNDIDAD, ANCHO, PENDIENTE Y ERRORES DE LOS PARÁMETROS.

Cálculo de la profundidad y ancho del flujo de lava

En Q-GIS, en cada perfil principal se trazaron 5 perfiles auxiliares espaciados 1 m entre sí (Fig. Anexo 6.1). Esta información topográfica se extrajo a una hoja de cálculo. Se identificaron los bordes laterales y los puntos de referencia de altura máxima. Con estos puntos se proyectó la base y el tope hipotético del flujo para construir una superficie de perfil idealizada en forma rectangular a través de la cual se desplaza el flujo de lava (Fig. Anexo 6.2). Al restar las coordenadas X de los bordes laterales, se obtuvo el ancho del perfil, y para obtener la altura, se restaron las proyecciones lineales del tope y la base (Fig. Anexo 6.3). De este modo, la altura del perfil es diferente al espesor calculado en la sección 3.3. y por el contrario representa la profundidad mínima del flujo de lava en esa sección. Este procedimiento se realizó en todos los perfiles principales y auxiliares.

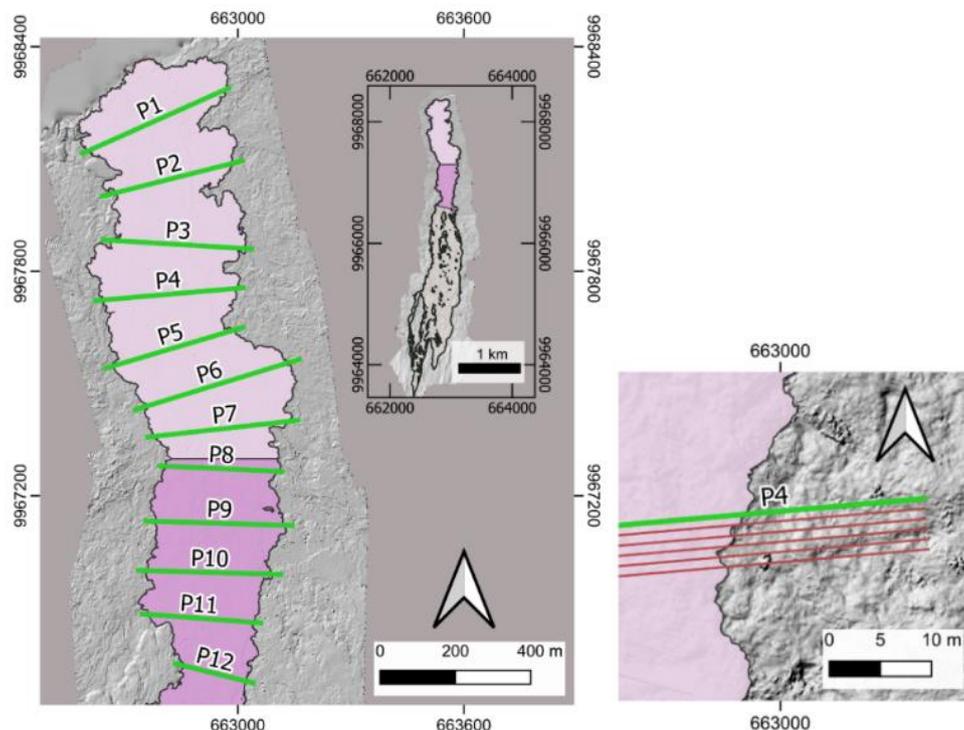


Fig. Anexo 6.1. A la izquierda, el mapa del flujo de lava de la erupción de Fernandina, 2018. En color rosado oscuro y claro, se representa la Zona 9 y 10, respectivamente. Estos sectores corresponden a la porción más distal del campo de lava. Los perfiles topográficos principales son las líneas verdes y están enumeradas del 1 al 12 (P1 a P12). A la derecha: un acercamiento al Perfil 4 (P4) con sus 5 perfiles auxiliares (líneas de color rojo) separadas 1 metro de distancia entre sí.

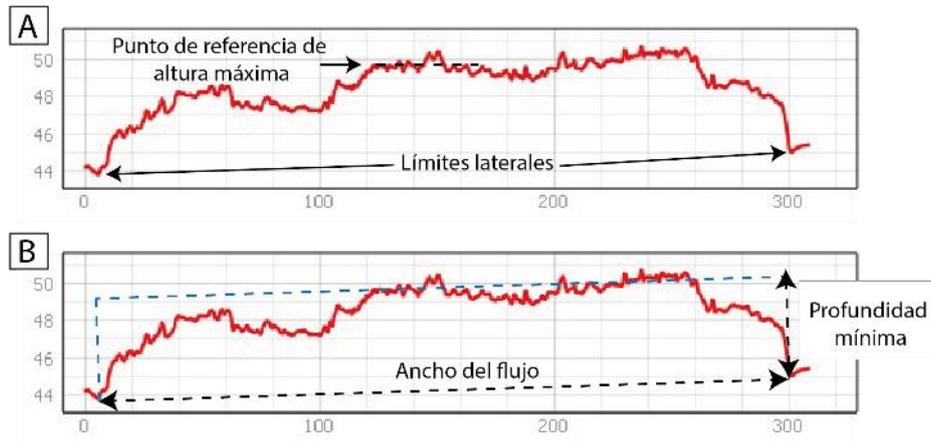


Fig. Anexo 6.2. (A) Perfil topográfico de una sección del flujo de lava en donde se señala el punto de referencia de altura máxima y los bordes o límites laterales. **(B)** Construcción de la superficie rectangular en donde se observa la altura y ancho del flujo.

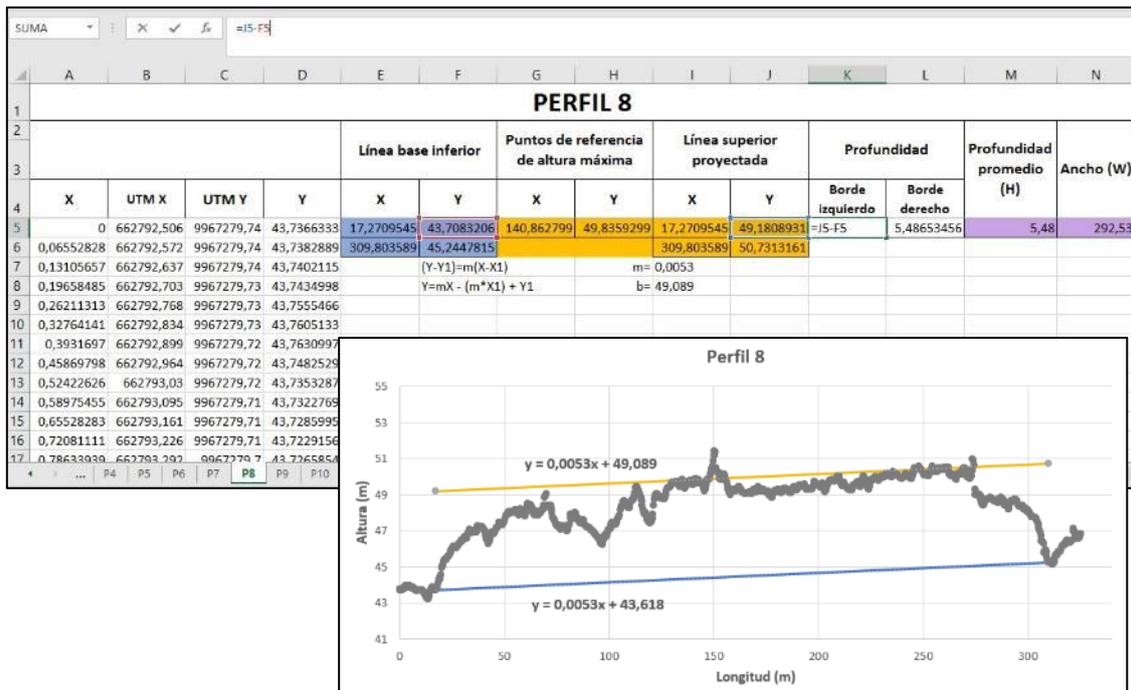


Fig. Anexo 6.3. Ejemplo del cálculo del espesor y ancho en uno de los perfiles (Perfil 8). Se observa la hoja de cálculo con las coordenadas (x, y) y coordenadas UTM de conjunto de puntos que conforman el perfil topográfico (datos extraídos de Q-GIS). La línea base inferior es construida en función de los puntos que conforman los bordes laterales del flujo señalados en color azul: (17.27; 43.70) y (309.80;45.24). La línea superior es una proyección paralela a la recta inferior y pasa por el punto de referencia de altura máxima. La profundidad (5.48 m) es el promedio de las diferencias entre las coordenadas Y del borde derecho e izquierdo de cada recta. El ancho (292.53 m) es la diferencia entre las coordenadas X de los bordes laterales.

Cálculo de la pendiente del terreno

Para obtener la pendiente del terreno (α), se trazaron perfiles orientados de forma paralela a la dirección del eje del flujo de lava entre todos los perfiles realizados anteriormente. Después, se creó una capa de archivo shape temporal para marcar los puntos extremos (a y b) de cada perfil. Con la ayuda de la herramienta **Point Sampling Tool**, se extrajo la información de alturas de los vértices (a y b) para obtener los catetos de un triángulo rectángulo en donde, utilizando la razón trigonométrica seno, se despejó el ángulo de la pendiente (Fig. Anexo 6.4).

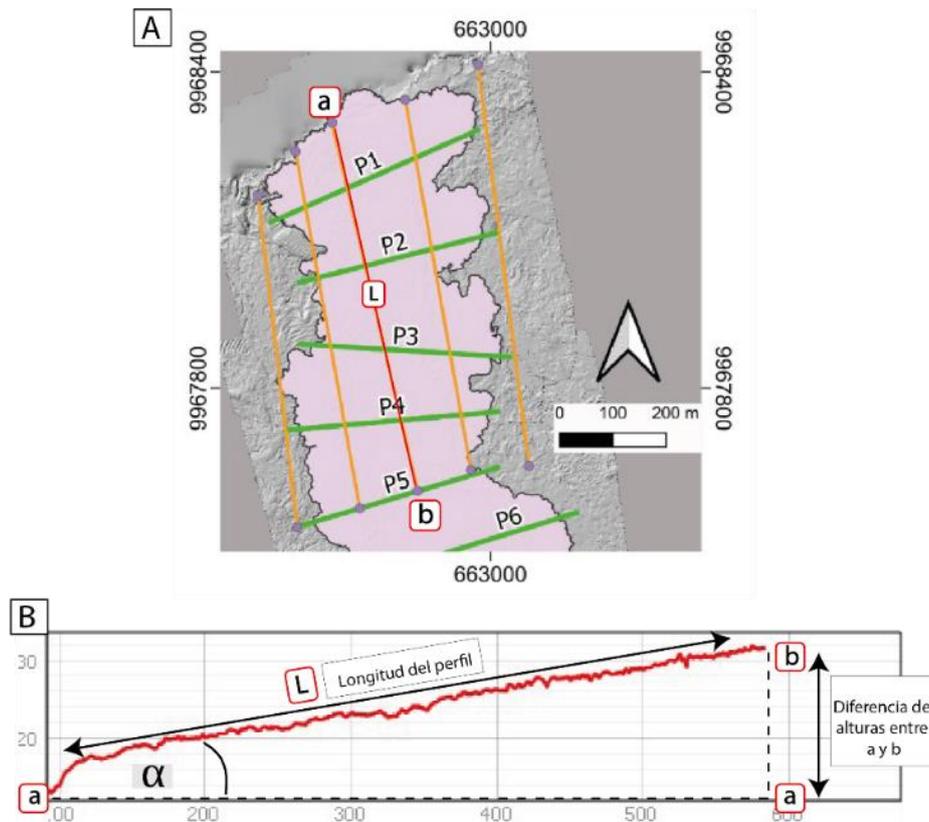


Fig. Anexo 6.4. Ejemplo de la metodología para calcular la pendiente del terreno. **(A)** Mapa del frente del flujo en donde se observan los perfiles de pendiente en color anaranjado. Estos fueron trazados paralelamente a la dirección del eje del flujo. En color rojo se resalta el perfil a – b. Los perfiles en color verde son los perfiles trazados anteriormente para el cálculo del ancho y profundidad. **(B)** Perfil topográfico en donde se muestra el ángulo alfa del triángulo rectángulo formado entre la longitud y el segmento ab. L es la longitud del perfil y ab representa la diferencia de alturas en los vértices del perfil. Para obtener la pendiente se utiliza la relación trigonométrica $\text{sen } \alpha$ y se despeja el ángulo α .

Cálculo de los errores de los parámetros reológicos

Los errores de los parámetros reológicos se calcularon en base a la fórmula general de propagación de errores (ecuación 4). Sin embargo, según Chevrel et al. (2013), pequeñas variaciones en los errores de las mediciones morfológicas pueden provocar una dispersión significativa en los resultados, sobre todo en la viscosidad y velocidad. Por lo tanto, sólo para estos parámetros (viscosidad y velocidad) se consideró como constantes a las mediciones de profundidad, ancho y longitud. Para el cálculo del error de la tasa de efusión Q y límite elástico τ , se utilizó la fórmula de propagación de errores sin cambios.

A continuación, se muestran las fórmulas utilizadas para el cálculo del error de cada propiedad reológica y dinámica:

Error Tasa de efusión volumétrica:

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

Error Viscosidad:

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

Error Velocidad:

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

Error Límite elástico:

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

En donde EH , EW , EL y $E\alpha$ son los errores de la profundidad, ancho, longitud y pendiente respectivamente. La propagación de errores se calculó en todos los perfiles topográficos realizados a lo largo de la porción de flujo de lava distal analizado.

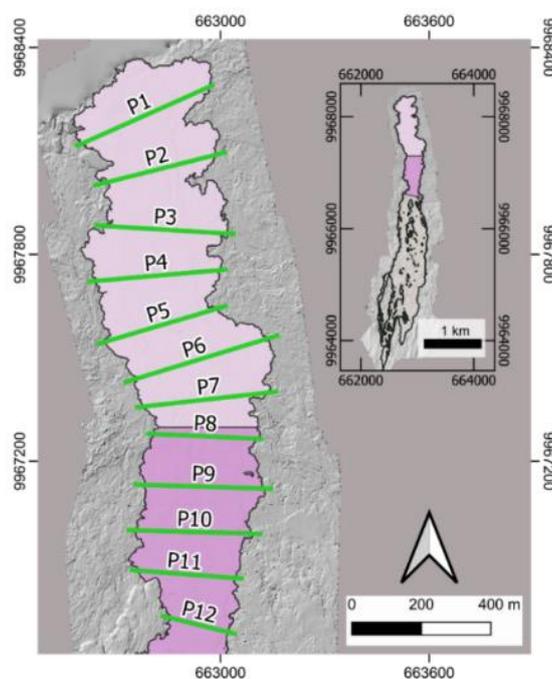
ANEXO VI: MEDICIONES MORFOLÓGICAS Y PARÁMETROS REOLÓGICOS

CONSTANTES FÍSICAS

Número de Grätz Gz	300
Difusividad térmica k (m^2/s)	4.2×10^{-7}
Densidad de la lava ρ (kg/m^3)	2600
Gravedad g (m/s^2)	9.8

LONGITUD DEL FLUJO

	N° de medición	Longitud (m)	Promedio (m)
Fisura Occidental	1	4881.63	4702.34
	2	4866.20	
	3	4776.76	
	4	4624.00	
	5	4363.12	
Fisura Oriental	6	4490.50	4202.22
	7	4294.62	
	8	4189.35	
	9	4070.71	
	10	3965.91	
Rango de longitud promedio:	4452.28 m		
	Desv. Std. (m)	329.31	



PLANTEAMIENTO (1). Flujo distal considerado como un solo depósito

ESCENARIO (1). Perfiles 1 - 12

Perfil	Ancho (m)	Profundidad mínima (m)	Pendiente α (°)	Viscosidad η (Pa.s)	Velocidad v (m/s)	Límite elástico τ (Pa)
P1	401 ± 4	5.3 ± 0.2	2.4 ± 0.9	5.6 ± 0.4 x10 ⁵	0.02 ± 0.001	5.6 ± 2.0 x10 ³
P2	350 ± 2	5.0 ± 0.1	2.4 ± 0.9	4.1 ± 0.3 x10 ⁵	0.02 ± 0.002	5.3 ± 1.9 x10 ³
P3	335 ± 3	4.3 ± 0.1	2.0 ± 0.4	2.2 ± 0.2 x10 ⁵	0.03 ± 0.002	3.9 ± 0.7 x10 ³
P4	293 ± 1	5.7 ± 0.2	2.2 ± 0.2	4.7 ± 0.4 x10 ⁵	0.02 ± 0.002	5.6 ± 0.6 x10 ³
P5	333 ± 2	4.6 ± 0.2	2.2 ± 0.2	2.8 ± 0.2 x10 ⁵	0.02 ± 0.002	4.5 ± 0.5 x10 ³
P6	388 ± 2	4.2 ± 0.1	2.2 ± 0.2	2.5 ± 0.2 x10 ⁵	0.02 ± 0.002	4.1 ± 0.4 x10 ³
P7	361 ± 5	5.6 ± 0.1	2.0 ± 0.4	5.2 ± 0.4 x10 ⁵	0.02 ± 0.001	5.1 ± 0.9 x10 ³
P8	293 ± 1	5.7 ± 0.2	2.0 ± 0.4	4.3 ± 0.3 x10 ⁵	0.02 ± 0.002	5.1 ± 0.9 x10 ³
P9	345 ± 1	4.7 ± 0.2	2.0 ± 0.4	2.8 ± 0.2 x10 ⁵	0.02 ± 0.002	4.2 ± 0.8 x10 ³
P10	333 ± 2	4.6 ± 0.2	3.0 ± 0.1	3.9 ± 0.3 x10 ⁵	0.02 ± 0.002	6.2 ± 0.4 x10 ³
P11	275 ± 1	5.5 ± 0.1	3.0 ± 0.1	5.6 ± 0.4 x10 ⁵	0.03 ± 0.002	7.5 ± 0.4 x10 ³
P12	165 ± 1	2.8 ± 0.2	3.8 ± 0.1	0.6 ± 0.1 x10 ⁵	0.08 ± 0.006	4.9 ± 0.3 x10 ³

TOTAL PARA EL FLUJO DISTAL

Ancho (m)	323 ± 2
Profundidad mínima (m)	4.8 ± 0.1
Longitud (m)	4452 ± 329
Pendiente α (°)	2.6 ± 0.3
Tasa de efusión Q (m ³ /s)	37.4 ± 3.0
Viscosidad η (Pa.s)	3.7 ± 0.3 x10 ⁵
Velocidad v (m/s)	0.027 ± 0.001
Límite elástico τ (Pa)	5.1 ± 0.8 x10 ³
Tiempo de desplazamiento (h)	45 ± 4

MORFOLOGÍA: PERFILES 1-12

ANCHO DEL FLUJO DE LAVA

Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	403.38	348.60	331.76	292.53	332.22	387.27	366.37	292.53	347.06	332.22	277.22	166.46
a	402.49	351.03	332.90	292.83	330.40	386.36	364.37	292.83	345.49	330.40	275.26	165.98
b	403.35	351.43	332.52	293.81	331.53	388.18	361.17	293.81	345.10	331.53	275.26	165.12
c	401.06	352.62	335.56	293.12	332.28	388.64	361.57	293.12	343.93	332.28	274.94	165.17
d	399.94	346.50	337.08	293.48	334.53	390.01	360.77	293.48	343.54	334.53	274.63	164.11
e	392.99	348.08	337.46	293.16	335.29	390.46	351.16	293.16	344.32	335.29	275.26	162.86
Promedio (m)	400.53	349.71	334.54	293.16	332.71	388.49	360.90	293.16	344.91	332.71	275.43	164.95
Error (m)	3.93	2.34	2.47	0.45	1.85	1.57	5.24	0.45	1.28	1.85	0.91	1.30
Ancho total Promedio (m)	322.60											
Error (m)	2.0											
Error relativo	0.01											

PROFUNDIDAD MÍNIMA DEL FLUJO DE LAVA

Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	5.48	5.18	4.23	5.48	4.24	4.18	5.69	5.48	4.42	4.24	5.52	2.78
a	5.38	4.98	4.51	5.80	4.52	4.07	5.66	5.80	4.68	4.52	5.69	2.79
b	5.44	5.01	4.29	5.90	4.61	4.04	5.70	5.90	4.92	4.61	5.54	2.91
c	5.34	4.92	4.44	5.74	4.87	4.29	5.64	5.74	4.65	4.87	5.53	3.18
d	5.13	4.91	4.29	5.62	4.70	4.23	5.45	5.62	4.71	4.70	5.38	2.76
e	5.00	5.07	4.30	5.52	4.70	4.21	5.62	5.52	4.62	4.70	5.53	2.66
Promedio (m)	5.30	5.01	4.34	5.68	4.61	4.17	5.62	5.68	4.67	4.61	5.53	2.85
Error (m)	0.19	0.10	0.10	0.16	0.21	0.10	0.09	0.16	0.16	0.21	0.10	0.18
Profundidad total promedio (m)	4.84											
Error (m)	0.1											
Error relativo	0.03											

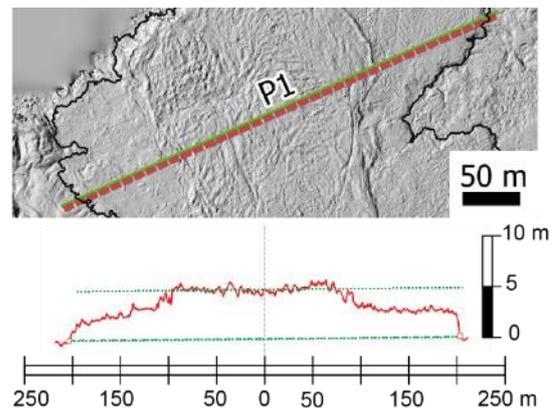
Perfil 1 – 3

PENDIENTE PERFILES 1 Y 2

Perfil 1 y 2	L	A	B	Cat Op	$\sin \alpha$ (rad)	α (rad)	α (°)
a	330.09	3.40	21.56	18.16	0.06	0.06	3.15
b	357.03	7.60	25.91	18.30	0.05	0.05	2.94
c	488.36	4.33	28.15	23.83	0.05	0.05	2.80
d	504.46	13.22	28.47	15.25	0.03	0.03	1.73
e	555.34	13.48	25.00	11.52	0.02	0.02	1.19
Promedio					0.04	0.04	2.36
Error					0.01	0.01	0.85

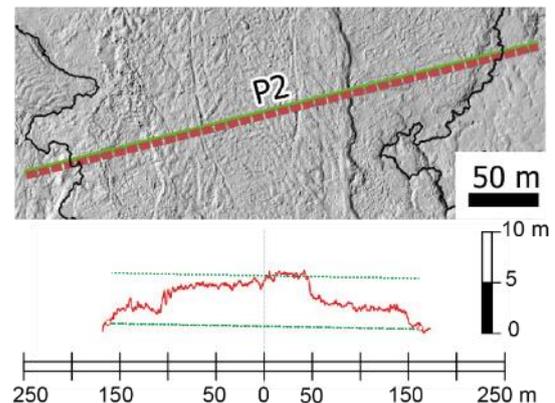
REOLOGÍA PERFIL 1

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	42.42
Error Q (m ³ /s)	3.50
Viscosidad η (Pa.s)	5.57×10^5
Error η (Pa.s)	4×10^4
Velocidad v (m/s)	0.018
Error v (m/s)	0.001
Límite elástico τ (Pa)	5561.79
Error τ (Pa)	2020.39



REOLOGÍA PERFIL 2

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	39.17
Error Q (m ³ /s)	3.01
Viscosidad η (Pa.s)	4.11×10^5
Error η (Pa.s)	3×10^4
Velocidad v (m/s)	0.021
Error v (m/s)	0.002
Límite elástico τ (Pa)	5259.20
Error τ (Pa)	1904.37

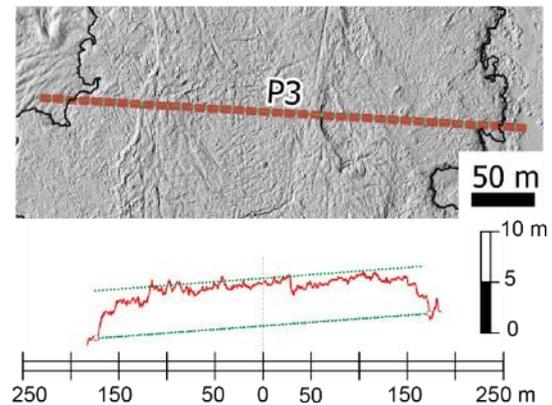


PENDIENTE PERFIL 3

Perfil 3	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
2a	633.38	15.06	31.91	16.86	0.03	0.03	1.53
2b	687.79	7.20	36.72	29.52	0.04	0.04	2.46
2c	717.76	8.59	36.90	28.31	0.04	0.04	2.26
2d	712.72	12.10	36.04	23.93	0.03	0.03	1.92
2e	766.96	13.35	37.67	24.32	0.03	0.03	1.82
Promedio					0.03	0.03	2.00
Error					0.01	0.01	0.37

REOLOGÍA PERFIL 3

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	43.21
Error Q (m ³ /s)	3.38
Viscosidad η (Pa.s)	2.17 x 10 ⁵
Error η (Pa.s)	2 x 10 ⁴
Velocidad v (m/s)	0.026
Error v (m/s)	0.002
Límite elástico τ (Pa)	3857.36
Error τ (Pa)	717.75



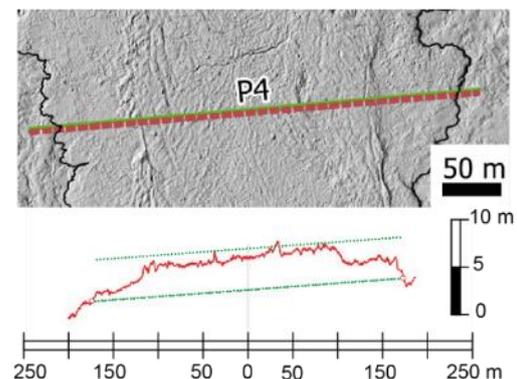
Perfiles 4 – 6

PENDIENTE PERFILES 4 - 6

Perfil 4, 5, 6	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
3a	633.77	16.65	44.33	27.68	0.04	0.04	2.50
3b	665.24	20.12	47.64	27.51	0.04	0.04	2.37
3c	620.56	27.99	50.28	22.29	0.04	0.04	2.06
3d	651.77	27.17	50.41	23.25	0.04	0.04	2.04
3e	674.68	23.47	47.64	24.17	0.04	0.04	2.05
Promedio					0.038	0.038	2.21
Error					0.004	0.004	0.22

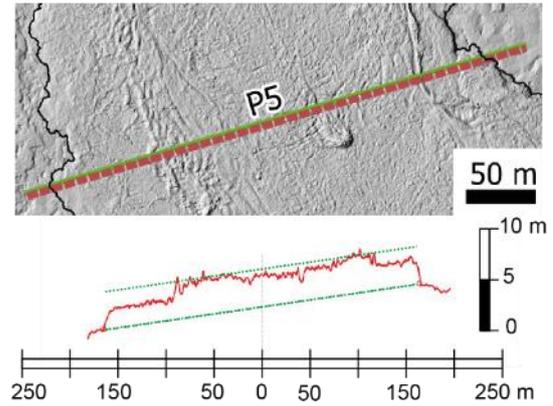
REOLOGÍA PERFIL 4

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	28.98
Error Q (m ³ /s)	2.30
Viscosidad η (Pa.s)	4.68 x 10 ⁵
Error η (Pa.s)	4 x 10 ⁴
Velocidad v (m/s)	0.022
Error v (m/s)	0.002
Límite elástico τ (Pa)	5565.85
Error τ (Pa)	567.45



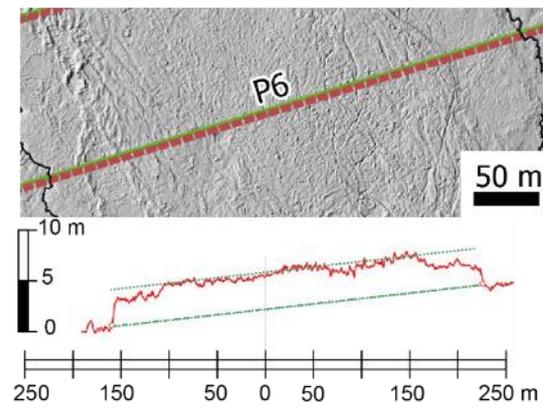
REOLOGÍA PERFIL 5

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	40.52
Error Q (m ³ /s)	3.53
Viscosidad η (Pa.s)	2.84×10^5
Error η (Pa.s)	2×10^4
Velocidad v (m/s)	0.024
Error v (m/s)	0.002
Límite elástico τ (Pa)	4517.29
Error τ (Pa)	488.14



REOLOGÍA PERFIL 6

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	52.29
Error Q (m ³ /s)	4.06
Viscosidad η (Pa.s)	2.46×10^5
Error η (Pa.s)	2×10^4
Velocidad v (m/s)	0.023
Error v (m/s)	0.002
Límite elástico τ (Pa)	4087.19
Error τ (Pa)	411.07



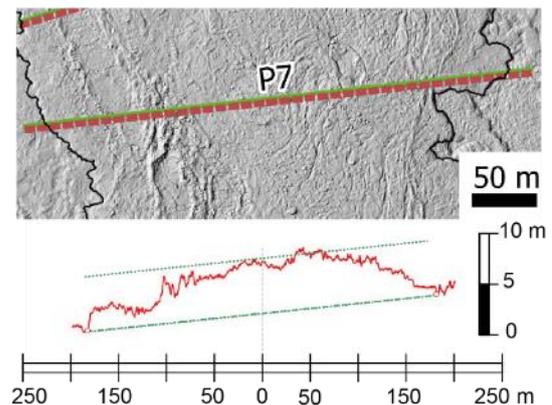
Perfiles 7 - 9

PENDIENTE PERFILES 7 - 9

Perfil 7, 8, 9	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
4a	548.81	31.05	56.06	25.01	0.05	0.05	2.61
4b	577.52	36.72	57.80	21.09	0.04	0.04	2.09
4c	607.11	37.54	58.02	20.48	0.03	0.03	1.93
4d	639.79	39.58	58.59	19.00	0.03	0.03	1.70
4e	686.27	35.92	57.48	21.56	0.03	0.03	1.80
Promedio					0.04	0.04	2.03
Error					0.01	0.01	0.36

REOLOGÍA PERFIL 7

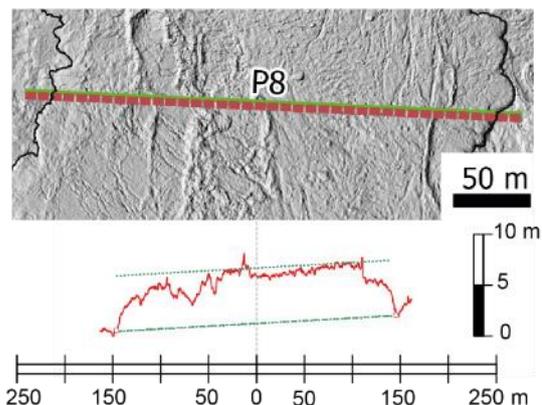
Tasa de efusión Q (m ³ /s)	36.00
Error Q (m ³ /s)	2.78
Viscosidad η (Pa.s)	5.16×10^5
Error η (Pa.s)	4×10^4
Velocidad v (m/s)	0.018
Error v (m/s)	0.001
Límite elástico τ (Pa)	5070.97



<i>Error</i> τ (Pa)	898.39
--------------------------	--------

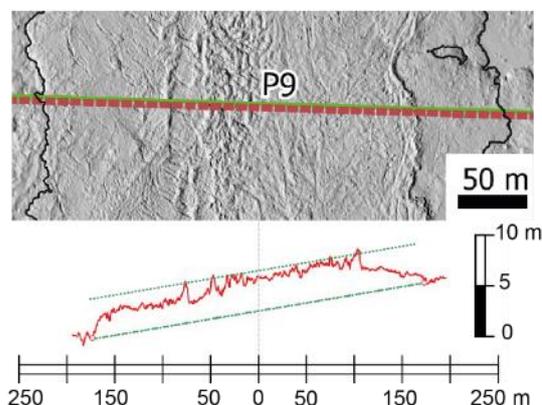
REOLOGÍA PERFIL 8

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	28.98
<i>Error</i> Q (m ³ /s)	2.30
Viscosidad η (Pa.s)	4.31 x10 ⁵
<i>Error</i> η (Pa.s)	3 x10 ⁴
Velocidad v (m/s)	0.022
<i>Error</i> v (m/s)	0.002
Límite elástico τ (Pa)	5117.15
<i>Error</i> τ (Pa)	914.69



REOLOGÍA PERFIL 9

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	41.44
<i>Error</i> Q (m ³ /s)	3.39
Viscosidad η (Pa.s)	2.82 x10 ⁵
<i>Error</i> η (Pa.s)	2 x10 ⁴
Velocidad v (m/s)	0.023
<i>Error</i> v (m/s)	0.002
Límite elástico τ (Pa)	4209.76
<i>Error</i> τ (Pa)	756.84



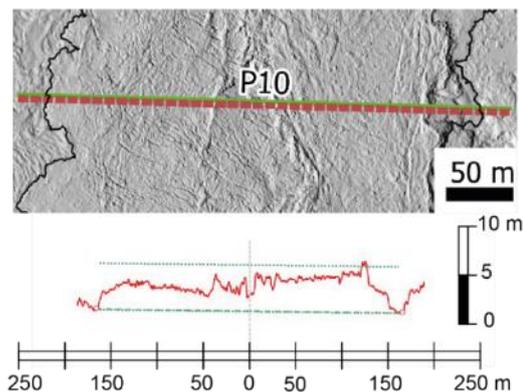
Perfiles 10 - 11

PENDIENTE PERFILES 10 - 11

Perfil 10 - 11	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
5a	550.53	42.67	73.76	31.08	0.06	0.06	3.24
5b	529.40	45.23	73.36	28.13	0.05	0.05	3.05
5c	547.98	45.94	75.62	29.68	0.05	0.05	3.11
5d	561.89	47.41	75.83	28.42	0.05	0.05	2.90
5e	588.24	45.81	75.33	29.51	0.05	0.05	2.88
Promedio					0.053	0.053	3.03
Error					0.003	0.003	0.15

REOLOGÍA PERFIL 10

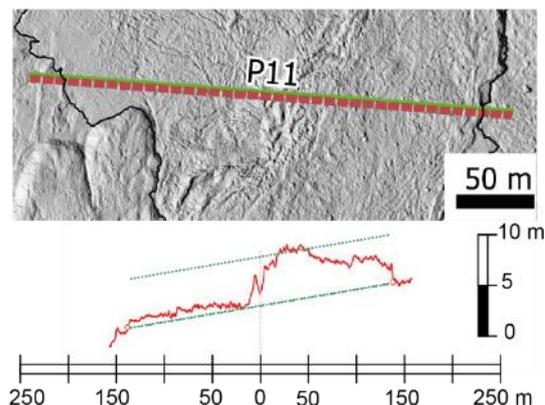
Tasa de efusión Q (m ³ /s)	40.52
<i>Error</i> Q (m ³ /s)	3.53
Viscosidad η (Pa.s)	3.91 x10 ⁵
<i>Error</i> η (Pa.s)	3 x10 ⁴
Velocidad v (m/s)	0.024
<i>Error</i> v (m/s)	0.002
Límite elástico τ (Pa)	6209.21



<i>Error</i> τ (Pa)	418.14
--------------------------	--------

REOLOGÍA PERFIL 11

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	27.93
<i>Error</i> Q (m ³ /s)	2.13
Viscosidad η (Pa.s)	5.60 x10 ⁵
<i>Error</i> η (Pa.s)	4 x10 ⁴
Velocidad v (m/s)	0.025
<i>Error</i> v (m/s)	0.002
Límite elástico τ (Pa)	7457.46
<i>Error</i> τ (Pa)	390.40

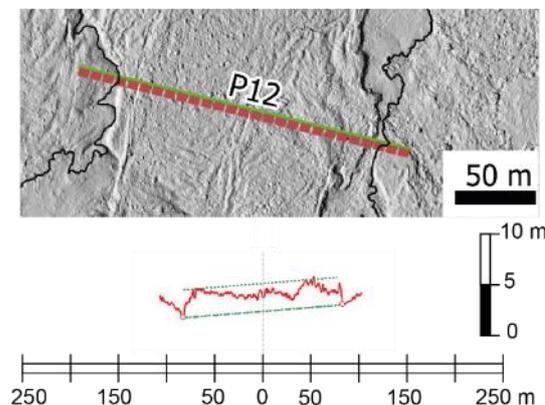


Perfil 12

Perfil 12	L	A	B	Cat Op	sin α (rad)	α (rad)	α (°)
6a	515.44	55.03	90.87	35.84	0.07	0.07	3.99
6b	521.69	57.99	92.58	34.59	0.07	0.07	3.80
6c	544.18	57.95	94.73	36.78	0.07	0.07	3.88
6d	577.65	58.51	95.83	37.32	0.06	0.06	3.70
6e	612.68	58.00	99.24	41.24	0.07	0.07	3.86
Promedio					0.067	0.067	3.85
<i>Error</i>					0.002	0.002	0.10

REOLOGÍA PERFIL 12

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	32.51
<i>Error</i> Q (m ³ /s)	3.18
Viscosidad η (Pa.s)	5.79 x10 ⁴
<i>Error</i> η (Pa.s)	5 x10 ³
Velocidad v (m/s)	0.080
<i>Error</i> v (m/s)	0.006
Límite elástico τ (Pa)	4863.54
<i>Error</i> τ (Pa)	334.54



PLANTEAMIENTO (2). Unidad Basal

ESCENARIO (2): Perfiles 1 - 10

Perfil	Ancho (m)	Profundidad mínima (m)	Pendiente α (°)	Viscosidad η (Pa.s)	Velocidad v (m/s)	Límite elástico τ (Pa)
P1	401 ± 4	2.9 ± 0.3	2.4 ± 0.9	5.3 ± 0.6 x10 ⁴	0.06 ± 0.01	3.1 ± 1.0 x10 ³
P2	322 ± 5	2.7 ± 0.2	2.4 ± 0.9	3.3 ± 0.4 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.8 ± 1.0 x10 ³
P3	350 ± 2	4.1 ± 0.2	2.0 ± 0.4	1.0 ± 0.1 x10 ⁵	0.05 ± 0.01	3.6 ± 0.7 x10 ³
P4	348 ± 1	2.5 ± 0.2	2.2 ± 0.2	2.8 ± 0.3 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.5 ± 0.3 x10 ³
P5	335 ± 2	2.6 ± 0.1	2.2 ± 0.2	3.0 ± 0.3 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.6 ± 0.3 x10 ³
P6	388 ± 2	2.7 ± 0.2	2.2 ± 0.2	3.6 ± 0.4 x10 ⁴	0.07 ± 0.01	2.6 ± 0.3 x10 ³
P7	361 ± 5	2.4 ± 0.3	2.0 ± 0.4	2.4 ± 0.3 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.2 ± 0.5 x10 ³
P8	300 ± 16	3.6 ± 0.5	2.0 ± 0.4	6.4 ± 0.7 x10 ⁴	0.06 ± 0.01	3.3 ± 0.7 x10 ³
P9	345 ± 1	2.4 ± 0.4	2.0 ± 0.4	2.2 ± 0.2 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.1 ± 0.5 x10 ³
P10	333 ± 1	3.0 ± 0.2	3.0 ± 0.1	6.2 ± 0.7 x10 ⁴	0.07 ± 0.01	4.1 ± 0.3 x10 ³

TOTAL PARA LA UNIDAD BASAL

Ancho (m)	348 ± 4
Profundidad mínima (m)	2.9 ± 0.2
Longitud (m)	4452 ± 329
Pendiente α (°)	2.3 ± 0.4
Tasa de efusión Q (m³/s)	67.2 ± 7.6
Viscosidad η (Pa.s)	4.6 ± 0.5 x10 ⁴
Velocidad v (m/s)	0.07 ± 0.01
Límite elástico τ (Pa)	2.9 ± 0.6 x10 ³
Tiempo de desplazamiento (h)	18 ± 2

MORFOLOGÍA: PERFILES 1-10

ANCHO DEL FLUJO DE LAVA: Unidad basal

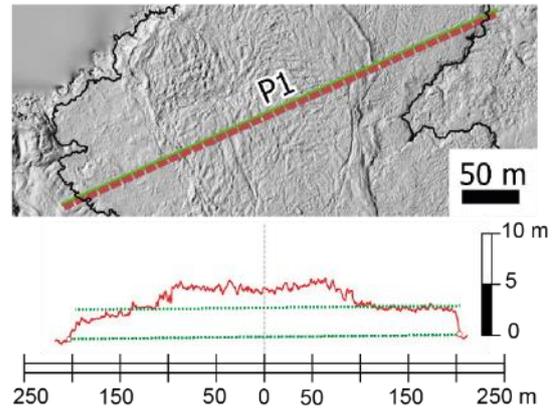
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	403.38	325.24	348.60	348.64	331.76	387.27	366.37	292.53	347.06	332.22
a	402.49	325.24	351.03	348.13	332.90	386.36	364.37	332.90	345.49	332.90
b	403.35	324.86	351.43	348.91	332.52	388.18	361.17	293.81	345.10	331.53
c	401.06	324.09	352.62	348.08	335.56	388.64	361.57	293.12	343.93	332.28
d	399.94	323.71	346.50	347.34	337.08	390.01	360.77	293.48	343.54	334.53
e	392.99	311.45	348.08	349.31	337.46	390.46	351.16	293.16	344.32	335.29
Promedio (m)	400.53	322.43	349.71	348.40	334.54	388.49	360.90	299.83	344.91	333.12
Error (m)	3.93	5.42	2.34	0.70	2.47	1.57	5.24	16.20	1.28	1.47
Ancho Promedio (m)	total	348.29								
Error (m)	4.06									
Error relativo	0.01									

PROFUNDIDAD DEL FLUJO DE LAVA: Unidad basal

Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	2.99	2.53	4.21	2.60	2.54	2.97	2.89	3.60	2.78	2.95
a	3.04	2.52	4.19	2.49	2.69	2.24	2.63	2.69	2.73	2.69
b	3.35	2.69	3.73	2.71	2.51	2.62	2.45	4.08	2.69	3.23
c	2.64	2.74	4.03	2.62	2.68	2.69	2.22	3.89	2.17	3.07
d	2.89	2.92	4.17	2.69	2.69	2.73	2.30	3.71	2.19	3.06
e	2.74	2.75	4.17	2.16	2.72	2.68	2.17	3.80	1.92	3.19
Promedio (m)	2.94	2.69	4.09	2.55	2.64	2.66	2.44	3.63	2.41	3.03
Error (m)	0.25	0.15	0.18	0.20	0.09	0.24	0.28	0.49	0.37	0.20
Profundidad promedio (m)	total	2.91								
Error (m)	0.24									
Error relativo	0.08									

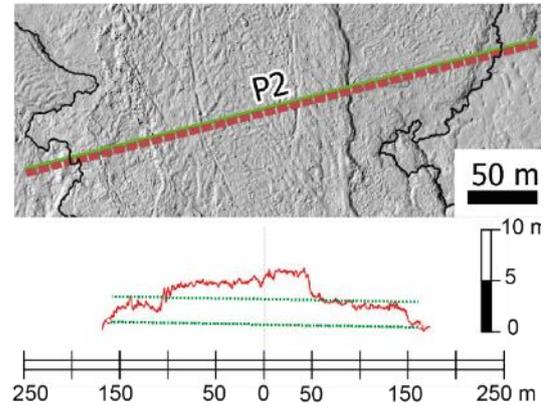
REOLOGÍA PERFIL 1

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	76.39
Error Q (m ³ /s)	8.67
Viscosidad η (Pa.s)	5.31×10^4
Error η (Pa.s)	0.6×10^4
Velocidad v (m/s)	0.06
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	3088.49
Error τ (Pa)	1147.45



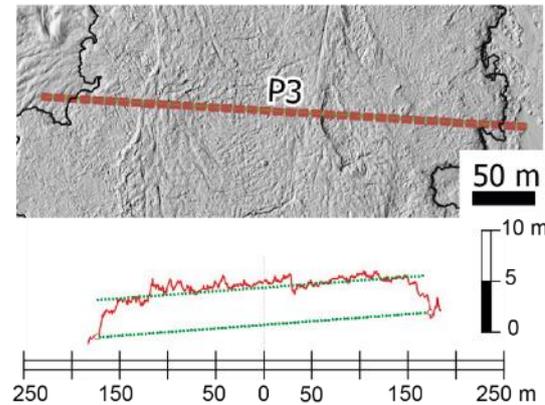
REOLOGÍA PERFIL 2

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	67.20
Error Q (m ³ /s)	6.34
Viscosidad η (Pa.s)	5.28×10^4
Error η (Pa.s)	0.4×10^4
Velocidad v (m/s)	0.08
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2826.39
Error τ (Pa)	1034.07



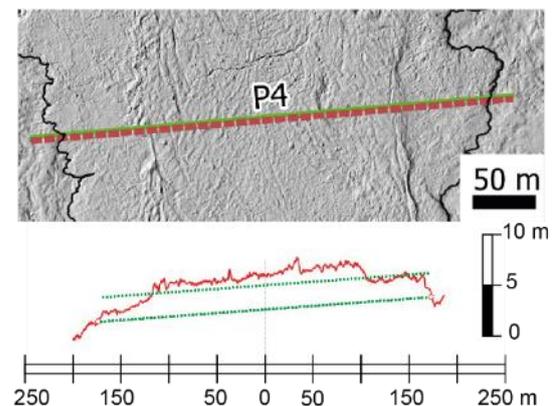
REOLOGÍA PERFIL 3

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	48.02
Error Q (m ³ /s)	4.16
Viscosidad η (Pa.s)	1.05×10^5
Error η (Pa.s)	0.1×10^5
Velocidad v (m/s)	0.05
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	3627.74
Error τ (Pa)	688.81



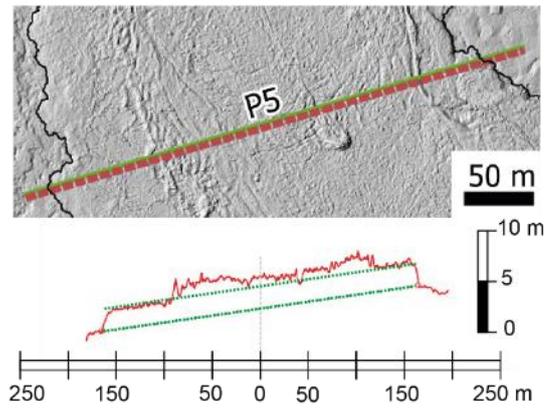
REOLOGÍA PERFIL 4

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	76.77
Error Q (m ³ /s)	8.37
Viscosidad η (Pa.s)	2.80×10^4
Error η (Pa.s)	0.3×10^4
Velocidad v (m/s)	0.08
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2496.85
Error τ (Pa)	315.78



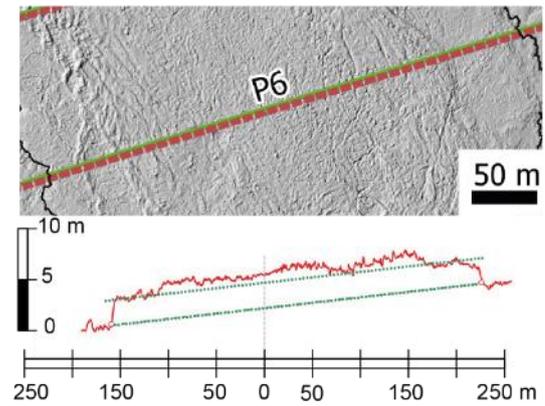
REOLOGÍA PERFIL 5

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	71.13
Error Q (m ³ /s)	5.83
Viscosidad η (Pa.s)	2.99×10^4
Error η (Pa.s)	0.3×10^4
Velocidad v (m/s)	0.08
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2587.35
Error τ (Pa)	268.50



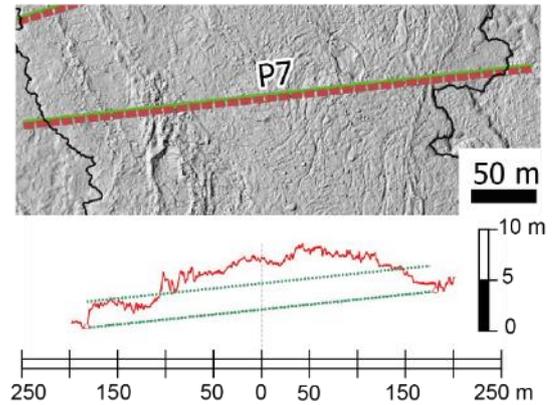
REOLOGÍA PERFIL 6

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	82.01
Error Q (m ³ /s)	9.47
Viscosidad η (Pa.s)	3.55×10^4
Error η (Pa.s)	0.4×10^4
Velocidad v (m/s)	0.07
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2606.02
Error τ (Pa)	343.84



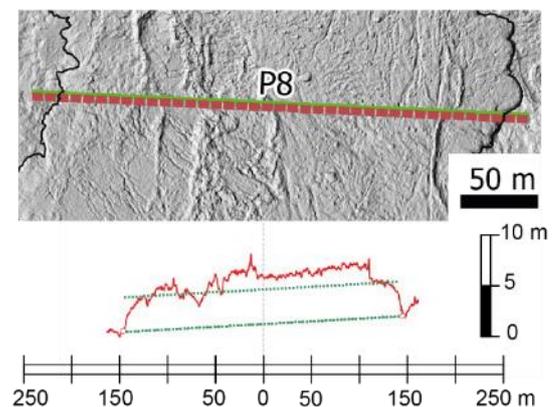
REOLOGÍA PERFIL 7

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	82.90
Error Q (m ³ /s)	11.27
Viscosidad η (Pa.s)	2.35×10^4
Error η (Pa.s)	0.3×10^4
Velocidad v (m/s)	0.08
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2201.83
Error τ (Pa)	461.43



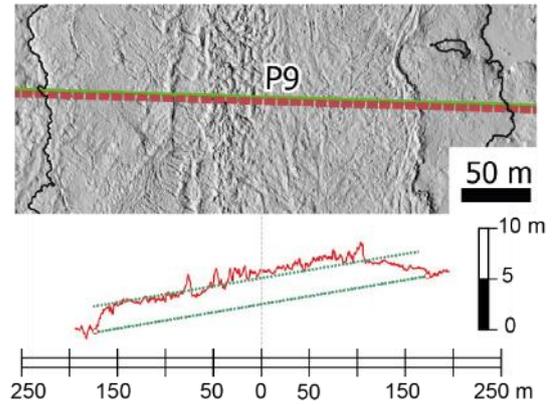
REOLOGÍA PERFIL 8

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	46.33
Error Q (m ³ /s)	7.54
Viscosidad η (Pa.s)	6.42×10^4
Error η (Pa.s)	0.7×10^4
Velocidad v (m/s)	0.06
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	3273.01
Error τ (Pa)	726.32



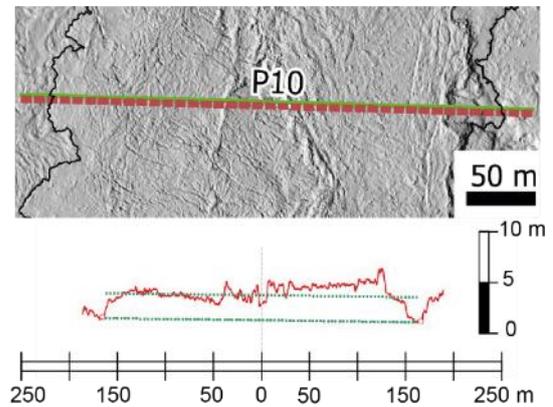
REOLOGÍA PERFIL 9

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	80.22
Error Q (m ³ /s)	13.55
Viscosidad η (Pa.s)	2.16×10^4
Error η (Pa.s)	0.2×10^4
Velocidad v (m/s)	0.08
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2174.77
Error τ (Pa)	506.20



REOLOGÍA PERFIL 10

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	61.65
Error Q (m ³ /s)	6.06
Viscosidad η (Pa.s)	6.20×10^4
Error η (Pa.s)	0.7×10^4
Velocidad v (m/s)	0.07
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	4085.81
Error τ (Pa)	331.83



PLANTEAMIENTO (2). Flujo central canalizado

ESCENARIO (2)

FLUJO CENTRAL ~CANALIZADO

Perfil	Ancho (m)	Profundidad mínima (m)	Pendiente α (°)	Viscosidad η (Pa.s)	Velocidad v (m/s)	Límite elástico τ (Pa)
P1	204 ± 2	2.6 ± 0.2	2.4 ± 0.9	2.9 ± 0.3 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.8 ± 1.0 x10 ³
P2	152 ± 3	2.4 ± 0.2	2.4 ± 0.9	1.7 ± 0.2 x10 ⁴	0.12 ± 0.01	2.6 ± 0.9 x10 ³
P3	151 ± 1	1.7 ± 0.2	2.0 ± 0.4	0.5 ± 0.1 x10 ⁴	0.17 ± 0.02	1.5 ± 0.3 x10 ³
P4	225 ± 3	2.7 ± 0.1	2.2 ± 0.2	3.2 ± 0.4 x10 ⁴	0.07 ± 0.01	2.6 ± 0.3 x10 ³
P5	213 ± 2	1.8 ± 0.2	2.2 ± 0.2	0.8 ± 0.1 x10 ⁴	0.12 ± 0.01	1.7 ± 0.2 x10 ³
P6	308 ± 2	2.1 ± 0.1	2.2 ± 0.2	2.0 ± 0.2 x10 ⁴	0.07 ± 0.01	2.1 ± 0.2 x10 ³
P7	230 ± 2	3.3 ± 0.3	2.0 ± 0.4	5.4 ± 0.6 x10 ⁴	0.06 ± 0.01	3.0 ± 0.6 x10 ³
P8	169 ± 6	2.5 ± 0.2	2.0 ± 0.4	1.7 ± 0.2 x10 ⁴	0.11 ± 0.01	2.2 ± 0.4 x10 ³
P9	192 ± 1	3.0 ± 0.4	2.0 ± 0.4	3.5 ± 0.4 x10 ⁴	0.08 ± 0.01	2.7 ± 0.6 x10 ³
P10	169 ± 1	2.8 ± 0.3	3.0 ± 0.1	3.5 ± 0.4 x10 ⁴	0.10 ± 0.01	3.7 ± 0.5 x10 ³

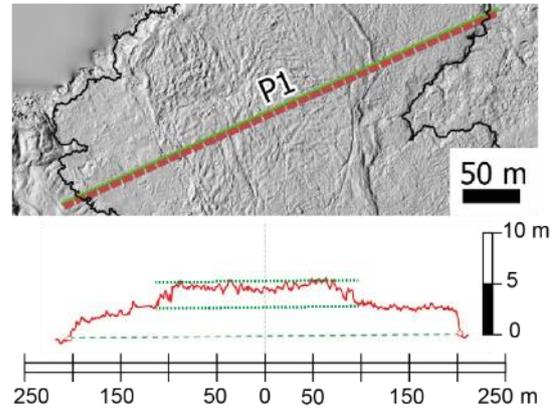
ESCENARIO (2)

TOTAL PARA EL FLUJO CENTRAL ~CANALIZADO

Ancho (m)	201 ± 2
Profundidad mínima (m)	2.5 ± 0.2
Longitud (m)	4452 ± 329
Pendiente α (°)	2.3 ± 0.4
Tasa de efusión Q (m³/s)	45.4 ± 5.3
Viscosidad η (Pa.s)	2.5 ± 0.3 x10 ⁴
Velocidad v (m/s)	0.10 ± 0.01
Límite elástico τ (Pa)	2.5 ± 0.5 x10 ³
Tiempo de desplazamiento (h)	12 ± 1

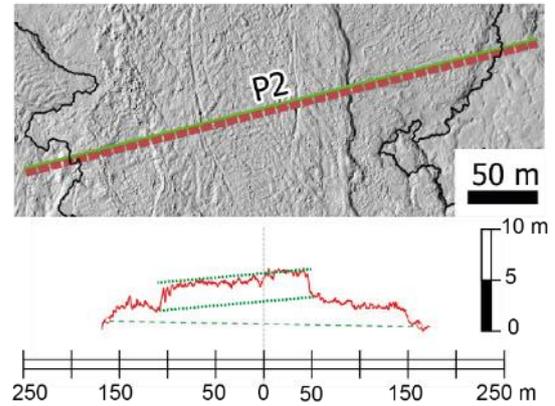
REOLOGÍA PERFIL 1

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	43.32
Error Q (m ³ /s)	4.64
Viscosidad η (Pa.s)	2.89×10^4
Error η (Pa.s)	0.3×10^4
Velocidad v (m/s)	0.08
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2772.08
Error τ (Pa)	1024.65



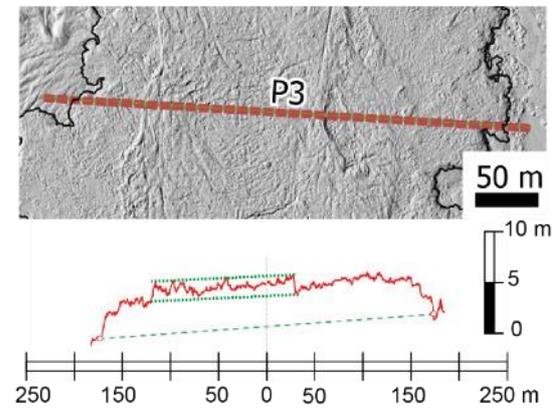
REOLOGÍA PERFIL 2

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	34.95
Error Q (m ³ /s)	3.74
Viscosidad η (Pa.s)	1.69×10^4
Error η (Pa.s)	0.2×10^4
Velocidad v (m/s)	0.12
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2555.18
Error τ (Pa)	943.42



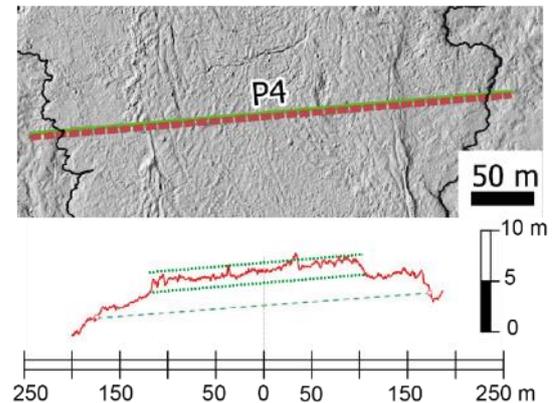
REOLOGÍA PERFIL 3

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	49.26
Error Q (m ³ /s)	5.79
Viscosidad η (Pa.s)	5.04×10^3
Error η (Pa.s)	0.6×10^3
Velocidad v (m/s)	0.17
Error v (m/s)	0.02
Límite elástico τ (Pa)	1529.83
Error τ (Pa)	314.99



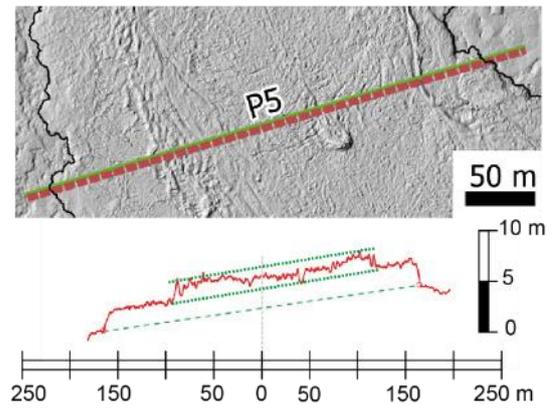
REOLOGÍA PERFIL 4

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	46.75
Error Q (m ³ /s)	4.09
Viscosidad η (Pa.s)	3.17×10^4
Error η (Pa.s)	0.4×10^4
Velocidad v (m/s)	0.07
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2644.63
Error τ (Pa)	284.38



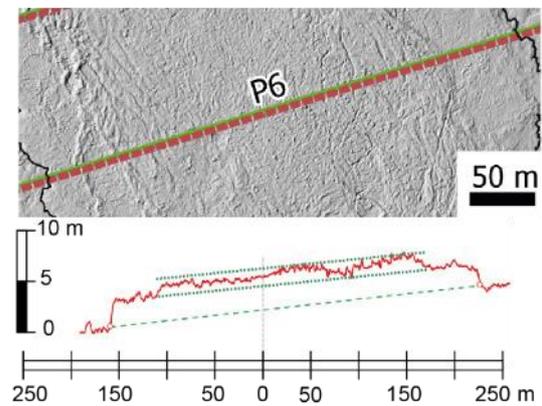
REOLOGÍA PERFIL 5

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	68.17
Error Q (m ³ /s)	7.77
Viscosidad η (Pa.s)	8.31×10^3
Error η (Pa.s)	1×10^3
Velocidad v (m/s)	0.12
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	1721.45
Error τ (Pa)	224.60



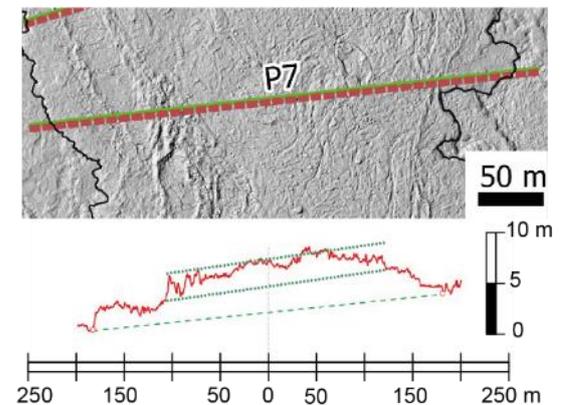
REOLOGÍA PERFIL 6

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	82.37
Error Q (m ³ /s)	8.46
Viscosidad η (Pa.s)	2.04×10^4
Error η (Pa.s)	0.2×10^4
Velocidad v (m/s)	0.07
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2054.95
Error τ (Pa)	248.54



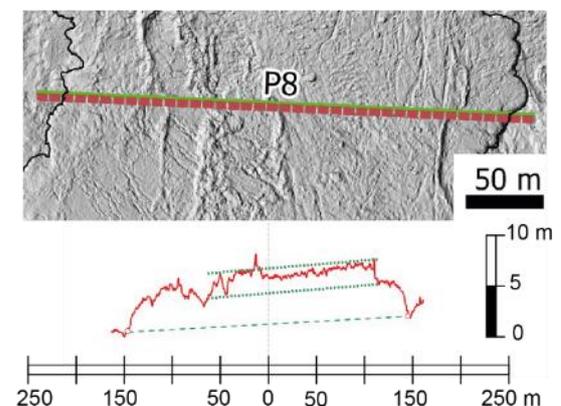
REOLOGÍA PERFIL 7

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	39.25
Error Q (m ³ /s)	4.27
Viscosidad η (Pa.s)	5.42×10^4
Error η (Pa.s)	0.6×10^4
Velocidad v (m/s)	0.06
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2964.88
Error τ (Pa)	573.92



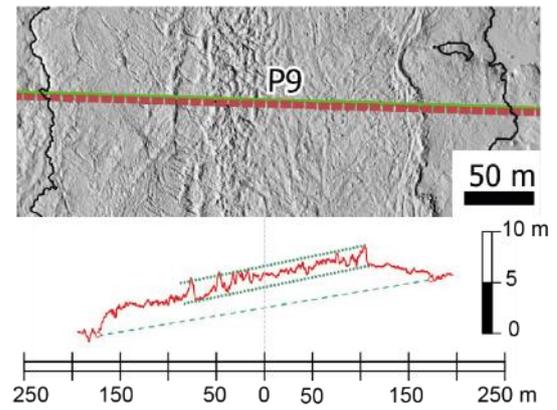
REOLOGÍA PERFIL 8

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	38.32
Error Q (m ³ /s)	4.88
Viscosidad η (Pa.s)	1.68×10^4
Error η (Pa.s)	0.2×10^4
Velocidad v (m/s)	0.11
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2225.04
Error τ (Pa)	448.74



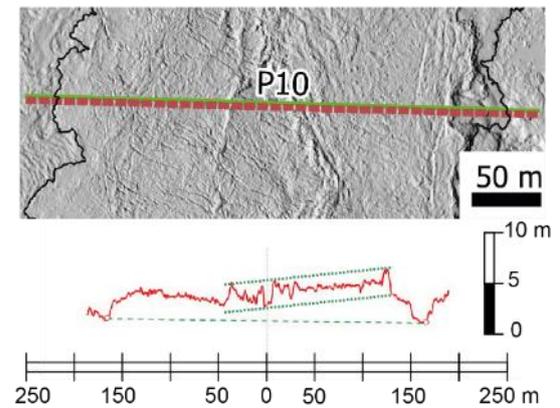
REOLOGÍA PERFIL 9

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	35.67
Error Q (m ³ /s)	5.34
Viscosidad η (Pa.s)	3.50×10^4
Error η (Pa.s)	0.4×10^4
Velocidad v (m/s)	0.08
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	2722.54
Error τ (Pa)	596.54



REOLOGÍA PERFIL 10

Tasa de efusión Q (m ³ /s)	34.45
Error Q (m ³ /s)	4.96
Viscosidad η (Pa.s)	3.50×10^4
Error η (Pa.s)	0.4×10^4
Velocidad v (m/s)	0.10
Error v (m/s)	0.01
Límite elástico τ (Pa)	3712.60
Error τ (Pa)	492.90



**ANEXO VII: CARTOGRAFÍA DE ALTA RESOLUCIÓN DEL CAMPO
DE LAVA DE LA ERUPCIÓN DE 2018 DEL VOLCÁN FERNANDINA,
ISLAS GALÁPAGOS**

ANEXO VIII: MEDIDAS DE DENSIDAD Y VESICULARIDAD DE LAS MUESTRAS DE ESCORIA

SCORIA BAG: FER-2018-05, Fisura Oriental

Código	Masa (g)	Densidad envolvente (kg/m ³)	Volumen (10 ⁻⁶ m ³)	Vesicularidad (%)
FER-2018-05-a	5.48	1386.70	3.95	53.23
FER-2018-05-b	2.51	956.30	2.63	67.75
FER-2018-05-c	3.47	1399.80	2.48	52.79
FER-2018-05-d	1.80	997.90	1.81	66.35
FER-2018-05-e	1.98	948.30	2.09	68.02
FER-2018-05-f	2.21	1055.10	2.09	64.42
FER-2018-05-g	2.43	1310.50	1.85	55.80
FER-2018-05-h	2.58	1375.20	1.88	53.62
FER-2018-05-i	2.00	1252.60	1.60	57.76
FER-2018-05-j	2.69	1214.70	2.22	59.03
FER-2018-05-k	2.91	1268.80	2.30	57.21
FER-2018-05-l	2.68	1195.40	2.25	59.69
FER-2018-05-m	3.88	1585.10	2.45	46.54
FER-2018-05-n	2.14	699.10	3.07	76.42
FER-2018-05-o	2.94	1452.90	2.02	51.00
FER-2018-05-p	2.75	969.40	2.84	67.31
FER-2018-05-q	3.48	1313.40	2.65	55.71
FER-2018-05-r	2.83	1182.00	2.40	60.14
FER-2018-05-s	2.95	981.00	3.01	66.92
FER-2018-05-t	2.56	1006.00	2.54	66.07
FER-2018-05-u	4.15	1167.00	3.56	60.64
FER-2018-05-v	3.32	1108.10	3.00	62.63
FER-2018-05-w	4.78	1335.40	3.58	54.96
FER-2018-05-x	5.45	1362.10	4.00	54.06
FER-2018-05-y	5.69	1256.30	4.53	57.63
FER-2018-05-z	6.98	1359.10	5.14	54.16
FER-2018-05-aa	4.97	1108.30	4.49	62.62
FER-2018-05-ab	6.95	1232.80	5.64	58.42
FER-2018-05-ac	4.00	1240.40	3.22	58.17
FER-2018-05-ad	7.17	1724.00	4.16	41.86
FER-2018-05-ae	4.43	1044.50	4.24	64.77
FER-2018-05-af	6.21	1687.00	3.68	43.11
FER-2018-05-ag	5.24	1357.90	3.86	54.21
FER-2018-05-ah	6.26	1775.00	3.53	40.14
FER-2018-05-ai	4.74	1018.40	4.65	65.65
FER-2018-05-aj	4.14	1226.50	3.38	58.64
FER-2018-05-ak	5.72	964.20	5.93	67.48
FER-2018-05-al	4.13	1205.20	3.43	59.35
FER-2018-05-am	7.02	2158.20	3.25	27.22
FER-2018-05-an	5.27	849.45	6.43	71.35
FER-2018-05-ao	12.60	1944.30	6.48	34.43
FER-2018-05-ap	7.57	973.30	7.78	67.18

SCORIA BAG: FER-2018-22A, Fisura Occidental

Código	Masa (g)	Densidad envolvente (kg/m³)	Volumen (10⁻⁶ m³)	Vesicularidad (%)
FER-2018-22A-a	2.90	1206.70	2.40	59.30
FER-2018-22A-b	1.84	1488.50	1.23	49.80
FER-2018-22A-c	1.35	1067.70	1.26	63.99
FER-2018-22A-d	3.09	1704.00	1.82	42.53
FER-2018-22A-e	2.08	1360.80	1.53	54.11
FER-2018-22A-f	2.06	1320.40	1.56	55.47
FER-2018-22A-g	3.66	1281.70	2.85	56.78
FER-2018-22A-h	3.43	1412.30	2.43	52.37
FER-2018-22A-i	4.08	1466.40	2.78	50.55
FER-2018-22A-j	4.74	1418.00	3.34	52.18
FER-2018-22A-k	4.92	1223.10	4.02	58.75
FER-2018-22A-l	4.63	1470.70	3.15	50.40
FER-2018-22A-m	3.95	1334.40	2.96	55.00
FER-2018-22A-n	5.60	1291.80	4.34	56.43
FER-2018-22A-o	3.78	1390.00	2.72	53.12
FER-2018-22A-p	5.95	1492.40	3.98	49.67
FER-2018-22A-q	3.78	1153.00	3.28	61.12
FER-2018-22A-r	2.93	1213.90	2.41	59.06
FER-2018-22A-s	4.46	1329.20	3.36	55.17
FER-2018-22A-t	5.57	1274.80	4.37	57.01
FER-2018-22A-u	6.38	1479.60	4.31	50.10
FER-2018-22A-v	3.44	1121.90	3.07	62.16
FER-2018-22A-w	3.15	1219.60	2.59	58.87
FER-2018-22A-x	3.59	1290.80	2.78	56.47
FER-2018-22A-y	2.58	1341.00	1.92	54.78
FER-2018-22A-z	3.51	1152.30	3.05	61.14
FER-2018-22A-aa	5.00	1110.10	4.50	62.56
FER-2018-22A-ab	4.91	1062.40	4.62	64.17
FER-2018-22A-ac	6.25	1265.20	4.94	57.33
FER-2018-22A-ad	3.11	943.40	3.29	68.18

Parámetro		Escorias Fisura Oriental	Escorias Fisura Occidental	Total Escorias
		FER-2018-05	FER-2018-22A	
Densidad (kg/m³)	ponderada	1271.64	1284.37	1276.65
Vesicularidad (%)	ponderada	57.11	56.68	56.95