

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS**

**CARACTERIZACIÓN DE LAS FISURAS ERUPTIVAS Y MORFOLOGÍA DE LOS  
VOLCANES WOLF Y ALCEDO DEL ARCHIPIÉLAGO DE GALÁPAGOS:  
APORTE A LA EVALUACIÓN DE AMENAZA VOLCÁNICA**

gg

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA/O EN  
GEOLOGÍA**

**GABRIEL EDUARDO PEREZ LARCO**

gepl94@@gmail.com

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

bbernard@igepn.edu.ec

**Quito, noviembre 2019**

## **DECLARACIÓN**

Yo, Gabriel Eduardo Pérez Larco, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

---

GABRIEL EDUARDO PÉREZ LARCO

## CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Gabriel Eduardo Pérez Larco, bajo mi supervisión.

---

PhD. Bernard Benjamin

Pierre Thibaut

## Contenido

DECLARACIÓN.....	I
CERTIFICACIÓN .....	II
LISTA DE FIGURAS .....	V
LISTA DE ANEXOS .....	IX
RESUMEN .....	X
ABSTRACT .....	XI
CAPITULO I.....	1
1.    Introducción.....	1
1.1.    Antecedentes .....	1
1.2.    Justificativos .....	1
1.3.    Hipótesis.....	3
1.4.    Objetivo General.....	3
1.5.    Objetivos Específicos .....	3
1.6.    Zona de estudio .....	4
CAPÍTULO II.....	5
2.    Marco Teórico .....	5
2.1.    Geodinámica.....	5
2.2.    Volcanismo en las islas Galápagos.....	9
2.3.    Conceptos Generales .....	13
2.4.    Volcán Wolf .....	18
2.5.    Volcán Alcedo .....	23
CAPÍTULO III.....	28
3.    Metodología.....	28
3.1.    Mapa de Morfologías 1:250000 (Wolf y Alcedo).....	28
3.2.    Cálculo de Volumen .....	33
3.3.    Mapa de probabilidad de apertura de nuevos ventos.....	36
CAPITULO IV .....	42
4.    Resultados.....	42
4.1.    Volcán Wolf .....	43



4.2. Volcán Alcedo .....	52
CAPITULO V .....	62
5. Discusión.....	62
5.1. Aportes al conocimiento y el desarrollo morfológico de los volcanes Wolf y Alcedo. .	62
5.2. Aportes a la evaluación de peligro volcánico y las zonas de amenaza .....	66
CAPITULO VI .....	69
6. Conclusiones y recomendaciones .....	69
6.1. Conclusiones.....	69
6.2. Recomendaciones.....	70
REFERENCIAS .....	71
ANEXOS .....	81

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1. 1</b> Esquema de la ubicación de la zona de estudio. Modificado de Google Earth.....	4
<b>Figura 2. 1</b> Mapa de la Plataforma Galápagos. El recuadro muestra el arreglo tectónico regional y el movimiento de las placas. Tomado de Harpp y White (2001). .....	6
<b>Figura 2. 2</b> Evolución geotectónica de la provincia volcánica de Galápagos durante los últimos ~20 Ma. Tomado de Sallarés y Charvis (2003). ....	8
<b>Figura 2. 3</b> Diagrama de bloque que indica la estructura de la litósfera y corteza de la plataforma Galápagos. Tomado de Geist et al., 1998. ....	10
<b>Figura 2. 4</b> Fase transitoria juvenil de un volcán de Galápagos ubicado al borde del punto caliente. Tomado de Geist et al., 2014. ....	11
<b>Figura 2. 5</b> Fase intermedia de un volcán con respecto a su ubicación por debajo del punto caliente. Tomado de Geist et al., 2014. ....	12
<b>Figura 2. 6</b> Fase de madurez o inactividad de un volcán en Galápagos. Tomado de Geist et al., 2014. ....	13
<b>Figura 2. 7</b> Fisuras radiales en el flanco sureste del volcán Wolf. (Modificado de Google Earth). ....	15
<b>Figura 2. 8</b> Flujos de lava emitidos por fisuras circunferenciales en el flanco sur del volcán Wolf (Modificado de GoogleEarth). ....	16
<b>Figura 2. 9</b> Conos de escoria ubicados en el borde sur de la caldera del volcán Wolf. Tomado de GoogleEarth. ....	17
<b>Figura 2. 10</b> Cráter de subsidencia ubicado en el flanco sur del volcán Wolf. ....	18
<b>Figura 2. 11</b> Volcán Wolf ubicado al Noreste de la isla Isabela, limitando al Oeste con el volcán Ecuador y al Sur con el volcán Darwin. Tomado de Novellis et al., 2017 .....	19
<b>Figura 2. 12</b> (Arriba) Panorama de la caldera del volcán Wolf desde el borde suroeste. (1) La base de este saliente rocoso expone las rocas más antiguas conocidas en este volcán; (2) el bancale que marca al nivel al que se llenó la caldera; (3) las colinas en el horizonte marcan las ubicaciones de los ventos circunferenciales, algunos de los cuales producen lavas que luego caen hacia las paredes de la caldera; (4) ubicación del contacto entre los flujos de lava que llenan	

la caldera y las facies del borde de la caldera; (5) el lóbulo del depósito de avalancha más grande que está cubierto por un flujo de lava joven que se ha acumulado en la caldera. Tomado de Geist et al., 2005.....	21
<b>Figura 2. 13</b> Resumen de la actividad histórica del volcán Wolf (Tomado de Bernard et a., 2019) .....	22
<b>Figura 2. 14</b> Ubicación del volcán Alcedo. Limitado al Norte por el volcán Darwin y al Sur por el volcán Sierra Negra. Modificado de Google Earth. ....	23
<b>Figura 3. 1</b> Creación de polígonos para la representación de conos en el mapa de morfologías.....	29
<b>Figura 3. 2</b> Puntos realizados para la construcción de conos con la herramienta Añadir objeto espacial y corte topográfico con el complemento Terrain Profile. A) Cono identificable con modelo de sombras. B) Cono identificable con ortofoto. C) Contorno del cono identificado. ....	30
<b>Figura 3. 3</b> Creación de líneas para la representación de fisuras en el mapa de morfologías.....	30
<b>Figura 3. 4</b> Pasos seguidos para la construcción de líneas con la herramienta Añadir objeto espacial. A) Fisuras identificables B) Fisuras identificadas y trazadas. ....	31
<b>Figura 3. 5</b> Complemento Terrain Profile utilizado para la extracción de los límites laterales de los polígonos que representa a cada uno de los conos de los volcanes Alcedo y Wolf. ....	33
<b>Figura 3. 6</b> Proceso de cálculo de volumen de una elevación correspondiente al cono 2 del volcán Wolf. A) Polígono que define la elevación a calcular. B) La superficie que será la base para determinar el volumen. C) La elevación. ....	34
<b>Figura 3. 7</b> Directorio virtual en donde se puede acceder al pseudocódigo propuesto por Connor et al. (2018). ....	38
<b>Figura 3.8</b> A) Archivo vent_locations.xy donde se ingresan las coordenadas x,y. B) Archivo spatial_density.conf donde se ingresan los límites del área de estudio(N,S,E,W).....	39
<b>Figura 3. 9</b> Código propuesto por Connor et al.,2018, ejecutándose desde el sistema operativo libre Ubuntu de Linux.....	40

<b>Figura 3. 10</b> Modelo estadístico de densidad espacial o probabilidad de apertura de nuevos ventos volcánicos al oeste del graben de Managua (Nicaragua), como resultado de la ejecución del código de distribución de densidad espacial propuesto por Connor et al., 2018.....	41
<b>Figura 4. 1</b> Ejemplo de conos múltiples a lo largo de una misma fisura eruptiva, flanco sureste del volcán Wolf.....	42
<b>Figura 4. 2</b> Ubicación del volcán Wolf (cuadrado rojo) en el Archipiélago de Galápagos (Fuente: Google Earth). B) Mapa morfológico del volcán que muestra la distribución espacial de los conos y fisuras identificados los cuales están representados en polígonos amarillos y líneas rojas respectivamente (Base topográfica: DEM 12 m.- JAXA). ....	43
<b>Figura 4. 3</b> Mapa de pendientes del volcán Wolf.....	44
<b>Figura 4. 4</b> Conos discriminados función de color (azul: cono viejo y rojo: cono joven).....	45
<b>Figura 4. 5</b> Mapa morfológico que indica la distribución de los conos jóvenes (rojo) y los viejos (azul). (Base topográfica: DEM 12 m.- JAXA).....	45
<b>Figura 4. 6</b> Espesor de cada cono con respecto a su distancia medida desde el borde de la caldera.....	46
<b>Figura 4. 7</b> Diámetro mayor de cada cono con respecto a su distancia medido desde el borde de la caldera. ....	47
<b>Figura 4. 8</b> Diagramas de cuantificación de la distribución de los conos jóvenes. A). Histograma de la frecuencia de los conos con respecto a su volumen. B) Volumen individual de los conos jóvenes y viejos respecto a su distancia a la caldera. ....	48
<b>Figura 4. 9</b> Mapa morfológico que muestra la distribución de las fisuras radiales (azul) y circunferenciales (rojo) del volcán Wolf (Base topográfica: DEM 12 m.- JAXA). ....	49
<b>Figura 4. 10</b> Histograma de fisuras eruptivas individuales respecto a la distancia radial en el volcán Wolf. ....	50
<b>Figura 4. 11</b> Diagramas de rosas que muestran orientaciones de A) fisuras radiales y B) circunferenciales .....	50
<b>Figura 4. 12</b> Modelo estadístico de densidad espacial o probabilidad de apertura de nuevos ventos. Los puntos blancos muestran las ubicaciones de ventos	

volcánicos en el volcán Wolf, superpuestos en un modelo de elevación digital con relieve sombreado.....	52
<b>Figura 4. 13</b> A) Mapa de ubicación del volcán Alcedo (cuadrado rojo) en el Archipiélago de Galápagos (Fuente: Google Earth). B) Mapa morfológico del volcán que muestra la distribución espacial de los conos y fisuras identificados los cuales están representados en polígonos amarillos y líneas rojas respectivamente (Base topográfica: DEM 12 m.- JAXA). .....	53
<b>Figura 4. 14</b> Mapa de pendientes del volcán Alcedo. ....	54
<b>Figura 4. 15</b> Mapa morfológico que indica la distribución de los conos jóvenes (rojo) y los viejos (azul). (Base topográfica: DEM 12 m.- JAXA).....	55
<b>Figura 4. 16</b> Espesor de cada cono con respecto a la distancia a la caldera. ....	56
<b>Figura 4. 17</b> Diámetro mayor de cada cono con respecto a la distancia a la caldera. ....	56
<b>Figura 4. 18</b> Diagramas que cuantifican la distribución de los conos. A). Histograma de la frecuencia de los conos con respecto a su volumen. B) Volumen individual de los conos jóvenes y viejos respecto a su distancia a la caldera. ....	57
<b>Figura 4. 19</b> Mapa morfológico que muestra la distribución de las fisuras radiales (azul) y circunferenciales (rojo) del volcán Alcedo (Base topográfica: DEM 12 m.- JAXA). .....	58
<b>Figura 4.20</b> Histograma de fisuras eruptivas individuales respecto a la distancia radial en el volcán Alcedo.....	59
<b>Figura 4. 21</b> Diagramas de rosas que muestran orientaciones de A) fisuras radiales y B) circunferenciales .....	60
<b>Figura 4. 22</b> Modelo estadístico de densidad espacial o probabilidad de apertura de nuevos ventos. Los puntos blancos muestran las ubicaciones de ventos volcánicos en el volcán Alcedo, superpuestos en un modelo de elevación digital con relieve sombreado.....	61
<b>Figura 5. 1</b> Esquema del modelo de desarrollo de los volcanes Wolf y Alcedo. Modificado de Geist et., 2014.....	66
<b>Figura 5. 2</b> Mapa de distribución de A) iguanas rosadas y B) tortugas gigantes de las Galápagos en los volcanes Wolf y Alcedo. Tomado de Fundación Charles Darwin y WWF (2018). .....	68

## LISTA DE ANEXOS

<b>Anexo 1:</b> MAPA MORFOLÓGICO 1:250000 DEL VOLCÁN WOLF .....	82
<b>Anexo 2:</b> MAPA MORFOLÓGICO 1:250000 DEL VOLCÁN ALCEDO .....	83
<b>Anexo 3:</b> CÓDIGO DE MATLAB PARA EL CÁLCULO DE VOLUMEN INDIVIDUAL DE LOS CONOS .....	84
<b>Anexo 4:</b> DEPENDENCIAS A INSTALAR PARA LA EJECUCIÓN DEL CODIGO DE CONNOR ET AL., 2018.....	85

## RESUMEN

El Archipiélago de Galápagos, ubicado al sur de la dorsal Nazca-Cocos en el este del océano pacífico, es la expresión volcánica actual del punto caliente Galápagos. Las islas Galápagos han tenido una intensa actividad volcánica a lo largo de su historia y presentan diferencias entre los volcanes jóvenes occidentales tipo 1 (Alcedo) y los tipo 2 (Wolf) (Mouginis -Mark et al., 1996).

En este trabajo, se pretende contribuir al conocimiento del desarrollo volcánico y estructural de los volcanes Wolf y Alcedo de la Isla Isabela. La distribución de los rasgos morfológicos en los volcanes estudiados se realiza utilizando un modelo de elevación digital (12,5 y 30 m / píxel; Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial) y la imagen satelital de DigitalGlobe (0,30 m / píxel). Con la ayuda de los ventos cartografiados se elaboró un mapa de probabilidad de ocurrencia de futuros ventos eruptivos utilizando el método de Kernel, mediante un código, propuesto por Connor et al., (2018).

El objetivo principal de esta caracterización nos permite evaluar la distribución espacio-temporal de los ventos y su significado para el desarrollo evolutivo de los volcanes occidentales. Se cartografía 271 ventos en el volcán Alcedo con la mayor densidad espacial de apertura de futuros ventos ubicada al norte de la caldera, y 578 ventos en Wolf con la mayor densidad de futura apertura ubicada al sureste de la caldera, además de su relación con la variación de pendientes.

El entendimiento de la evolución eruptiva y consecuentes características morfológicas es esencial para la evaluación de peligros y la planificación de contingencias en uno de los lugares más valiosos ecológicamente en la Tierra.

Palabras clave: Alcedo, Wolf, Galápagos, ventos, Kernel.

## ABSTRACT

The Galapagos Archipelago, located south of the Nazca-Cocos dorsal in the eastern Pacific Ocean, is the current volcanic expression of the Galapagos hot spot. The Galapagos Islands have had intense volcanic activity throughout their history and present differences between young western volcanoes type 1 (Alcedo) and type 2 (Wolf) (Mouginis -Mark et al., 1996).

This work is expected to contribute to the knowledge of the volcanic and structural development of the Wolf and Alcedo volcanoes of Isabela Island. The distribution of morphological features in the volcanoes is analyzed using a digital elevation model (12.5 and 30 m / pixel; Japanese Aerospace Exploration Agency) and the DigitalGlobe satellite image (0.30 m / pixel). With the help of the mapped vents, a probability map of future eruptive vents was developed using the Kernel method, with a code, proposed by Connor et al., (2018).

The main objective of this characterization allows us to evaluate the spatio-temporal distribution of the vents and their significance for the evolutionary development of the western volcanoes. 271 vents were mapped in the Alcedo volcano with the highest spatial density of future vents located north of the caldera, and 578 vents in Wolf with the highest opening density of future vents located southeast of the caldera, and also their relationship with the variation of slopes.

The understanding of eruptive evolution and consequent morphological characteristics is essential for hazard assessment and contingency planning in one of the most ecologically valuable places on Earth.

Keywords: Alcedo, Wolf, Galapagos, vents, Kernel.



# CAPITULO I

## 1. Introducción

### 1.1. Antecedentes

El archipiélago de Galápagos, ubicado al Sur de la dorsal Nazca-Cocos (o GSC por Galápagos Spreading Center) en el Este del Océano Pacífico, es la expresión volcánica actual del punto caliente Galápagos. Las islas Galápagos han tenido una intensa actividad volcánica a lo largo de su historia que ha sido documentada en artículos científicos, informes, boletines, etc. Presentan distintivas diferencias entre los volcanes jóvenes (occidentales) y los viejos (orientales) tanto en características estructurales y condiciones de fraccionamiento, como en los procesos de generación del magma (Harpp y Geist, 2018). Dentro de las más notables se tiene la prevalencia de grandes y profundas calderas en los jóvenes volcanes occidentales (Fernandina, Ecuador, Wolf, Darwin, Alcedo, Sierra Negra, Cerro Azul), mientras que los viejos volcanes orientales (Santiago, Rábida, Pinzón, Floreana, Santa Cruz, Santa Fe, Española, Pinta, San Cristóbal) no presentan evidencia morfológica alguna de ello. Adicionalmente, según Mouginis-Mark et al., (1996) existen 2 tipos de morfologías en los volcanes occidentales: tipo 1 con pendientes bajas desde el pie hasta la caldera del volcán y caldera poco profunda (ej. Alcedo, Figura 1c); y tipo 2 con pendientes altas en la parte superior del volcán y caldera profunda (ej. Wolf, Figura 1b).

El presente trabajo tiene como objetivo caracterizar y analizar las morfologías presentes en los volcanes Wolf y Alcedo de la isla Isabela, archipiélago de Galápagos, para evaluar la distribución espacio-temporal de los ventos y la amenaza que representan. Para ello, se recopilará la información bibliográfica previa, y se analizarán imágenes aéreas y satelitales, y su actividad histórica.

### 1.2. Justificativos

#### 1.2.1 Justificación Teórica

El estilo eruptivo de los volcanes occidentales es predominantemente efusivo, generalmente hawaiano con flujos de lava emitidos a partir de fisuras circunferenciales cerca del borde de la caldera o fisuras radiales en los flancos (Geist et al., 2008). Sin embargo, existe una diversidad tanto en la distribución

espacial de los ventos como en la morfología de estos volcanes tipo escudo (Chadwick y Howard, 1991; Mouginis-Mark et al., 1996).

Tanto la localización de las fisuras eruptivas como la morfología de los volcanes de Galápagos han sido objeto de discusiones científicas. Ciertos autores explican la forma de estos volcanes según un esquema puramente constructivo (Simkin, 1984; Chadwick y Howard, 1991; Naumann y Geist, 2000) mientras otros consideran también procesos de deformación (McBirney y Williams, 1969; Nordlie, 1973; Cullen y McBirney, 1987). Nuevos conceptos desarrollados en volcanes tipo escudo de otras regiones (ej. Michon y Saint-Ange, 2008) podrían ayudarnos a interpretar la morfología y distribución de ventos en los volcanes Wolf y Alcedo. Esto evidencia la importancia de completar los estudios geovulcanológicos y cartográficos dentro del archipiélago de Galápagos que ayuden a identificar correctamente la distribución espacial de estas fisuras para el entendimiento de su evolución.

### **1.2.2 Justificación Metodológica**

Desde los años noventa se cuenta con información de estudios geológicos, estratigráficos, geofísicos, geoquímicos y geocronológicos de los volcanes de Galápagos. Sin embargo, durante su realización no se contaba con las herramientas cartográficas y tecnológicas de hoy en día, por lo que se requiere una actualización de datos.

Se recopilará la información existente de diferentes fuentes como: “Volcanoes of the World” de Siebert et al., (2011) y “Global Volcanism Program” del Instituto Smithsonian. El estudio permitirá reinterpretar estudios previos que se han desarrollado desde la década de los 60; entre los más significativos se encuentran: Harpp et al. (2014); Naumann y Geist, 2000; Munro y Rowland, 1996; White et al., 1993; Mouginis-Mark et al., 1996; Nordlie, 1973; McBirney y Williams, 1969; Chadwick y Howard, 1991; Harpp y Geist, 2018; Bernard et al., 2019; Stock et al., 2018; entre otros, mediante los cuales se realizará una revisión de un modelo conceptual actualizado de evolución de los volcanes de Galápagos, aplicado a los volcanes Wolf y Alcedo.

La evaluación del peligro volcánico es una parte importante del proyecto que se realizará por medio del análisis de modelos de elevación digital (resolución 30m,

fuerza de la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial - JAXA) e imágenes aéreas y satelitales (Google Earth) con la ayuda de las herramientas informáticas (MATLAB, QGIS, OpenStereo) para identificar la distribución de las fisuras eruptivas, así como para la caracterización de las mismas.

### **1.2.3 Justificación Práctica**

Las islas Galápagos son patrimonio mundial de la UNESCO (1979) y albergan un gran número de especies endémicas. Sin embargo, la actividad humana ha cambiado radicalmente este ambiente poniendo en peligro de extinción muchas de estas especies. Paralelamente, la población fija (colonos) y flotante (turismo) en Galápagos ha aumentado de manera exponencial en las últimas décadas. Considerando la intensa actividad volcánica de los volcanes occidentales del archipiélago de Galápagos (ej. Fernandina tiene por lo menos 24 erupciones históricas desde 1813, "Global Volcanism Program" del Instituto Smithsonian) es importante llevar a cabo una evaluación de la amenaza volcánica y determinar la probabilidad de su incidencia en poblaciones, infraestructuras o zonas sensibles. Para la evaluación del peligro volcánico se realizará un estudio geovolcanológico, así como el análisis de la actividad histórica, para elaborar mapas de probabilidades de apertura de nuevos ventos de los volcanes Wolf y Alcedo.

## **1.3. Hipótesis**

La distribución espacio-temporal de las fisuras y ventos eruptivos vinculada con la morfología de los volcanes tipo escudo permite calcular la probabilidad espacial de ocurrencia de nuevas fisuras y ventos.

## **1.4. Objetivo General**

Contribuir al conocimiento del desarrollo volcánico y estructural de los volcanes Wolf y Alcedo, Isla Isabela del archipiélago de Galápagos.

## **1.5. Objetivos Específicos**

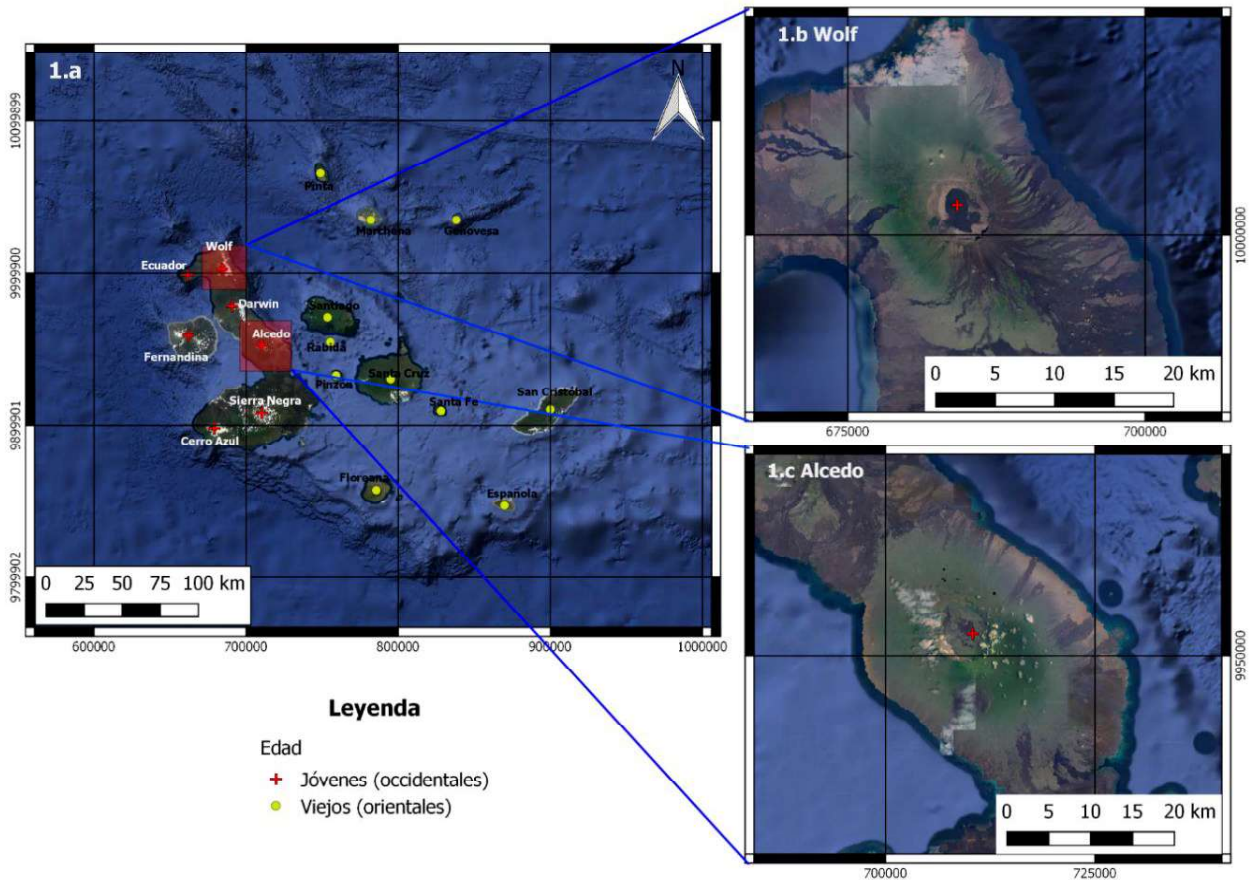
- Recopilar la información bibliográfica disponible de los centros volcánicos occidentales del archipiélago de Galápagos.
- Realizar la cartografía de fisuras y ventos de los volcanes Wolf y Alcedo.

- Caracterizar y cuantificar las morfologías de los volcanes Wolf y Alcedo.
- Estudiar la evolución y los procesos geológicos asociados a la formación de estos centros volcánicos.
- Determinar la probabilidad espacial de apertura de nuevos ventos.

### 1.6. Zona de estudio

El estudio se centra en los volcanes Wolf y Alcedo ubicados en la isla Isabela, en la parte occidental del Archipiélago de Galápagos. La isla Isabela es la más grande del archipiélago ecuatoriano, tiene una forma de J y mide aproximadamente 112 km de largo en dirección norte-noroeste y 65 km a través de la base. Se compone de seis volcanes coalescentes (Ecuador, Wolf, Darwin, Alcedo, Sierra Negra y Cerro Azul), cinco de los cuales son activos en etapa madura de desarrollo. Esta isla es la única de las Galápagos que es atravesada por la línea del Ecuador. (McBirney y Williams, 1969).

FIGURA 1. Localización del área de estudio



**Figura 1. 1** Esquema de la ubicación de la zona de estudio. 1a) Archipiélago de Galápagos 1b) Volcán Wolf 1c) Volcán Alcedo. Modificado de Google Earth.

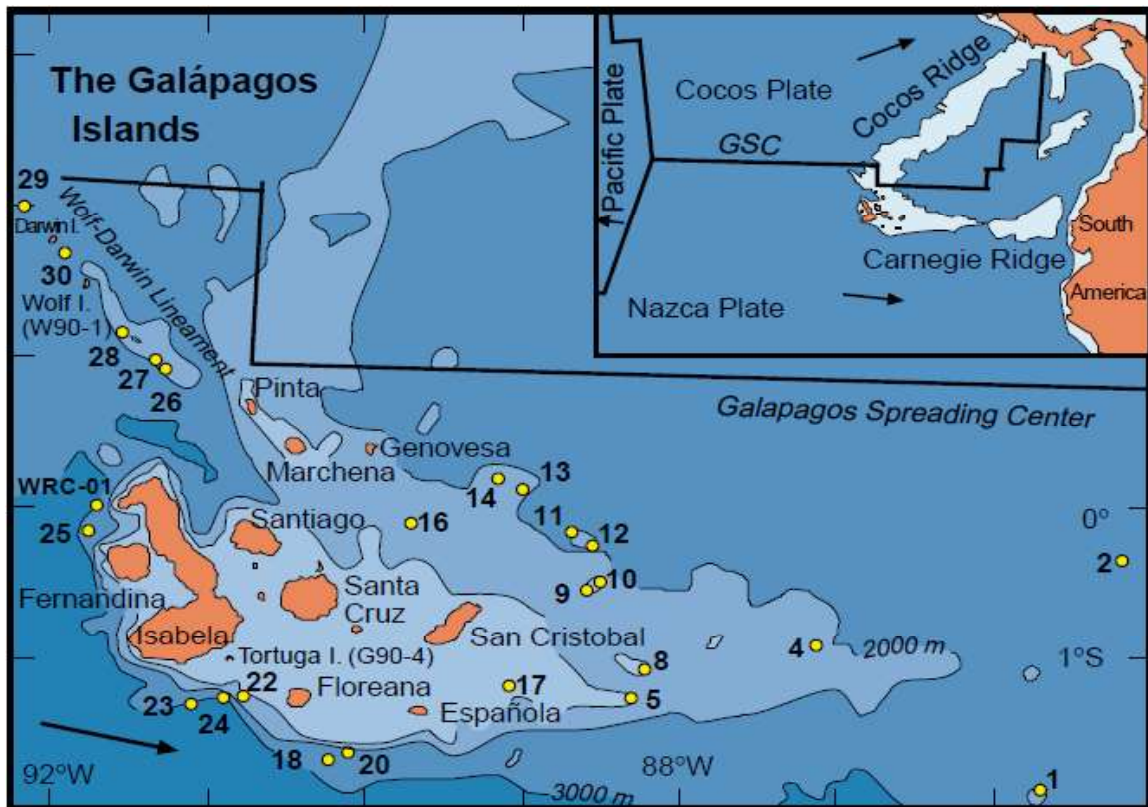
## CAPÍTULO II

### 2. Marco Teórico

#### 2.1. Geodinámica

El origen volcánico de las Islas Galápagos se debe al ascenso de material desde zonas muy profundas de la Tierra, anomalía conocida como pluma mantélica. La interacción de la pluma con la dorsal Nazca-Cocos durante el Neógeno, dio como resultado la formación de las dorsales Cocos y Carnegie con sus cadenas montañosas submarinas asociadas a las placas de Cocos y Nazca, respectivamente (Holden y Dietz, 1972; Hey, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Wilson y Hey, 1995) y que según la mayoría de autores, ha estado activa desde el Cretácico Superior (ej. Duncan y Hargreaves, 1984). La historia de la dorsal Nazca-Cocos comienza hace 22,7 My aproximadamente cuando la migración de una zona de fractura preexistente sobre el punto caliente Galápagos ocasionó la ruptura de la placa Farallón en las placas de Nazca y Cocos (Barckhausen et al., 2001).

La mayor parte del registro tectónico de la apertura de la dorsal ya se ha subducido debajo de Centroamérica y Sudamérica. El modelo más antiguo de la evolución de la dorsal (Holden y Dietz, 1972) sugirió que mientras esta permaneció en una posición estacionaria sobre el punto caliente Galápagos, las dorsales asísmicas de Cocos y Carnegie se formaron simultáneamente. Sin embargo, está claro que desde su apertura la dorsal Nazca-Cocos ha estado en constante movimiento en relación con el punto caliente (Hey, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Wilson y Hey, 1995; Wilson, 1996; Barckhausen et al., 2001). La tectónica actual de Galápagos está relacionada a la interacción de tres placas: Cocos, Nazca y Pacífico (Lonsdale, 1988). Estas tres placas se mueven en diferentes direcciones (Figura 2.1): la placa de Cocos en dirección noreste respecto a la dorsal y subduce bajo la placa del Caribe, la placa de Nazca en dirección sureste respecto a la dorsal y subduce a la placa Sudamericana provocando volcanismo en los Andes. Por último, la placa del Pacífico siendo la más grande del planeta diverge con Nazca y Cocos. (Klein et al., 2005).



**Figura 2. 1** Mapa de la Plataforma Galápagos. El recuadro muestra el arreglo tectónico regional y el movimiento de las placas. Tomado de Harpp y White (2001).

La Figura 2.2. muestra de manera gráfica la evolución de la provincia volcánica de Galápagos, proceso que tomó ~20 My, Sallarés y Charvis (2003) explica un escenario plausible, dividido en las siguientes etapas:

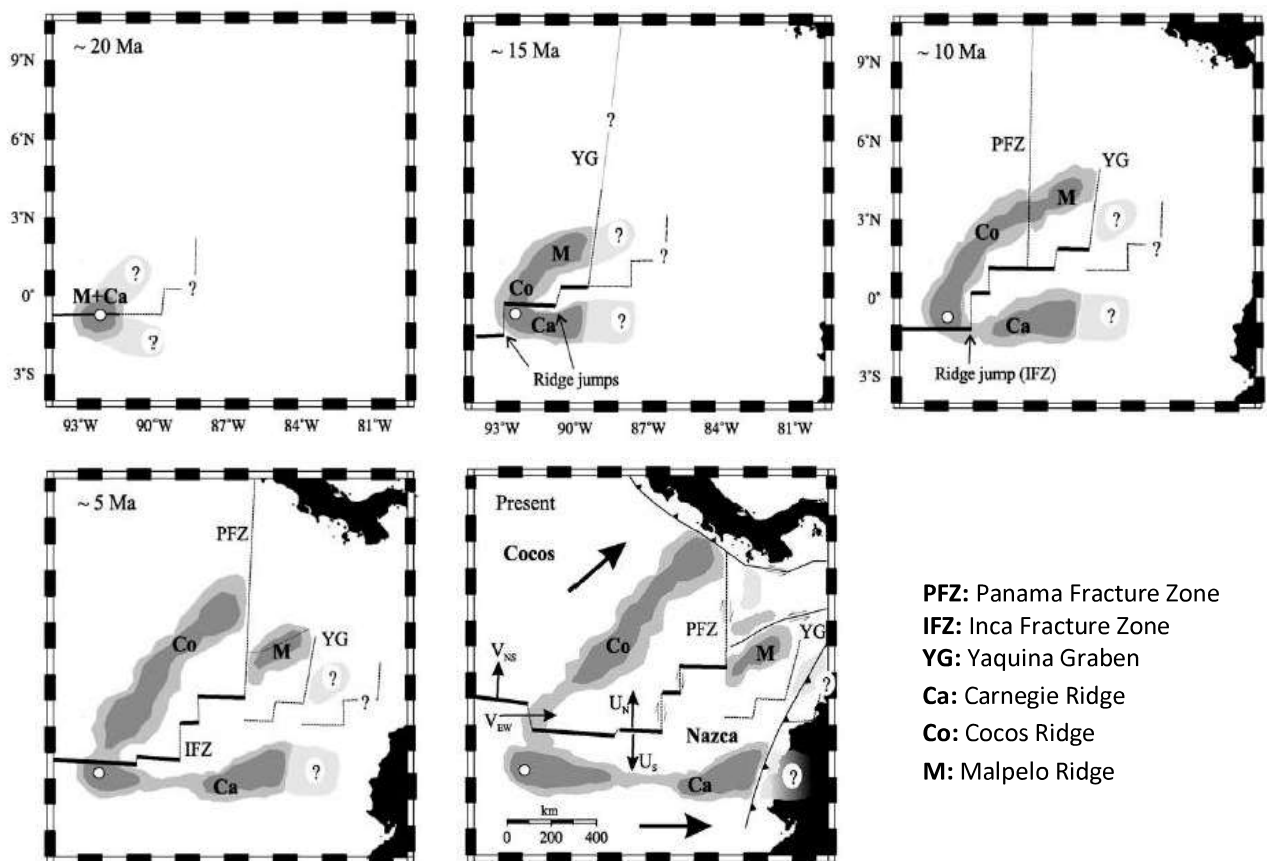
- a) Una primera etapa (~20 Ma) en la cual la dorsal se encontraba sobre la pluma mantélica, y un gran salto reformuló su geometría, cambiando su orientación a ~N75°E y disminuyendo su velocidad de propagación. En la Figura 2.2 se muestra el punto caliente aproximadamente centrado en la dorsal en este tiempo. La interacción entre el punto caliente y la dorsal produjo una corteza oceánica engrosada centrada en la dorsal, formando las cordilleras de Carnegie (sur) y Malpelo (norte). Por lo tanto, Malpelo y la parte más oriental de Carnegie son los segmentos más antiguos de la dorsal asísmica. El movimiento de las placas Nazca (W-E) y Cocos (SW-NE) son el resultado de: la combinación de la migración de la dorsal, la propagación N-S a lo largo la dorsal y la propagación E-W a lo largo del EPR (East Pacific

- Rise); permitiendo así, la migración de la corteza hacia el norte con respecto al punto caliente. La migración de la dorsal hacia el norte fue compensada por una serie de grandes saltos hacia el sur entre ~19.5 Ma y ~14.5 Ma.
- b) La segunda etapa (~15 Ma) en la que se evidencia el último salto de dorsal (~14,5 My), probablemente corresponde a la aparición de la Zona de Fractura Inca (IFZ) que fue la causante de la configuración actual de las cordilleras. No se produjeron saltos de dorsal importantes desde ~14,5 Ma, estando en desacuerdo con los saltos de dorsal relacionados solo a la influencia de la presencia del punto caliente. Por lo que se sugiere, que los saltos de dorsal también podrían reflejar una reorganización tectónica global relacionada con las fuerzas diferenciales entre la subducción de la placa Cocos hacia el noreste y la placa de Nazca hacia el este, y por lo tanto no solo están relacionadas con el punto caliente. A los ~12 Ma sucede un evento significativo cuando la IFZ migra por encima del punto caliente en sentido E-W. Se conoce que a futuro se trataría de la cordillera de Cocos separándose de Carnegie.
- c) La tercera etapa (~10 Ma) en donde la subducción de la parte oriental de la placa Cocos debajo de América Central probablemente bloqueada, condujo a la apertura de la zona de fractura Panamá (PFZ). Al oeste de la misma, la subducción de la placa de Cocos y la expansión del fondo marino de la dorsal continuó, mientras que el segmento oriental se incorporó a la placa de Nazca después del cese de la expansión del fondo marino y de la migración hacia el norte de la dorsal. Esto produjo un movimiento diferencial a lo largo de la PFZ dextral que resultó en una deriva hacia el sur de Malpelo en relación con Cocos. Al sur de la dorsal, la PFZ continuó como una falla transformante menos activa debido a que la mayor parte de la expansión del fondo marino hacia el sur fue compensada por la migración hacia el norte de la dorsal. Aproximadamente en este momento, la dorsal pasó sobre el punto caliente, y desde entonces hasta ahora se ha alejado de este para llegar a la ubicación observada en la actualidad.
- d) Una cuarta etapa (~5 Ma) en la cual la IFZ se ubica al este del punto caliente y Malpelo está ya totalmente separada de Cocos debido a la acción de la



PFZ. Mientras que Cocos continua la acumulación de material. Carnegie y Malpelo han migrado al sur y al norte del hotspot, respectivamente.

e) Quinta etapa, en donde se expone la configuración actual de la provincia volcánica de Galápagos producto de la interacción entre la geodinámica Cocos-Nazca, zonas de fractura y el punto caliente. Por lo tanto, la subducción de Cocos debajo de América Central es muy reciente, comenzando probablemente  $\sim 2$  Ma. Los fragmentos de dorsal originados entre  $\sim 23$  Ma y 20 Ma, si alguna vez existieron, deberían haberse subducido por debajo del margen sudamericano, entre  $0^\circ$  y  $2^\circ$  S (posible continuación de la Cordillera Carnegie), y entre  $2^\circ$  N y  $4^\circ$  N (bloque similar a Malpelo). Esto implicaría que el graben Yaquina alguna vez jugó un papel similar a la PFZ.



**Figura 2.** Evolución geotectónica de la provincia volcánica de Galápagos durante los últimos  $\sim 20$  Ma. Tomado de Sallarés y Charvis (2003).



## 2.2. Volcanismo en las islas Galápagos

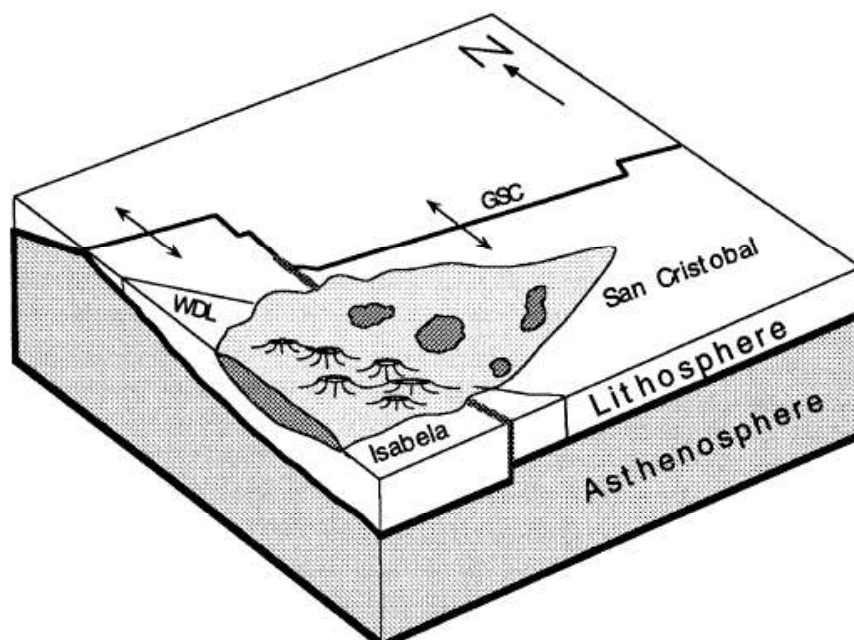
El origen del punto caliente Galápagos es el resultado del ascenso de la pluma mantélica que procede de la base del manto y que asciende hasta entrar en contacto con la litósfera, generando procesos mediante los cuales se forman dichos volcanes con actividad similar a la de otras islas oceánicas (por ejemplo, Hawái) (White et al., 1993; Geist et al., 2005; Villagómez et al., 2007). Las plumas mantélicas son columnas de material rocoso a temperaturas muy altas que ascienden desde la profundidad de la Tierra hasta la superficie. Aunque, la profundidad desde la cual el material asciende es considerada como tema de debate, la hipótesis más reconocida se trata de la interacción entre el manto y el núcleo externo, donde la transición entre estas dos zonas de la Tierra es conocida como capa D" (~2900 km) y es resultado de la diferencia de temperatura y presión existentes (Lay et al., 1998). Desde la capa D" asciende material hasta zonas relativamente más frías, sólidas y densas como lo es la litósfera, produciéndose así el fenómeno conocido como *punto caliente*. La litósfera se forma cuando la astenósfera comienza a enfriarse. En el caso de Galápagos, la litósfera es relativamente joven y, por ello, de poco espesor, ~45-60 km (Gibson y Geist, 2010). El engrosamiento de la corteza por ascenso de magma y la geodinámica de las placas Cocos y Nazca dan origen a la plataforma oceánica sobre la que se asientan las Islas Galápagos (Sallares et al., 2005).

Además de los agentes geotectónicos que han intercedido en los procesos de evolución y formación de las Islas Galápagos, también se torna importante el conocimiento del proceso predominante en las islas, es decir, el volcanismo de Galápagos. Los volcanes de la región insular son producto del punto caliente que dio origen al archipiélago. El punto caliente permanece fijo y se sabe que las islas más alejadas de este son las más antiguas, así, Fernandina es la isla más joven y de volcanismo activo con ~32 ky y San Cristóbal es la isla más antigua con ~4 My (White et al., 1993; Vidito et al., 2013; Kurz et al., 2014).

Según estudios de lavas del archipiélago de Galápagos, estas han mostrado que mucha de su diversidad geoquímica ha sido resultado de procesos mantélicos (Geist et al., 1998). Más en específico: los elementos mayores, traza e isotópicos indican una combinación de mezcla entre al menos dos fuentes del manto (dominadas por la pluma y las componentes del manto mayor) y diferentes grados

de fusión parcial a distintas profundidades (Geist *et al.*, 1988; Geist, 1992; Graham *et al.* 1993; White *et al.*, 1993; Harpp, 1995).

La dinámica interacción entre la pluma, la dorsal y el manto superior aparentemente controlan las contribuciones de las diferentes fuentes del manto y sus distintas condiciones de fusión (Geist *et al.*, 1998). Sin embargo, existe un acuerdo general de que la componente de la pluma mantélica es más fuerte al oeste, norte y sur, y las componentes del manto superior son predominantes en la parte central y oriental del archipiélago (Geist *et al.*, 1988; White *et al.*, 1993; Harpp, 1995). La proximidad entre el punto caliente y la dorsal crea una compleja interacción geoquímica que afecta fuertemente a la composición de las lavas de la dorsal (Verma *et al.*, 1983). La parte central del archipiélago está sobre una litósfera con un espesor elástico de <6 km, mientras que las partes del oeste y sur de la plataforma están soportadas por una litósfera con un espesor elástico efectivo de ~12 km; el espesor de la litósfera incrementa de ~10 km en los márgenes de la plataforma hasta 18 km por debajo del sureste de Isabela (Figura 2.3) (Geist *et al.*, 1998; Feighner y Richards, 1994).

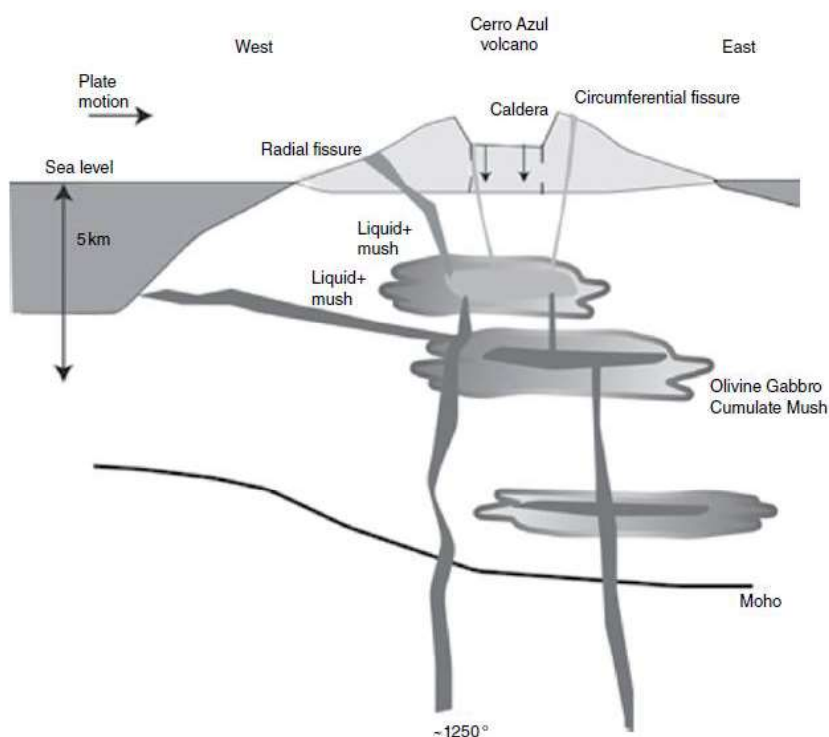


**Figura 2. 3** Diagrama de bloque que indica la estructura de la litósfera y corteza de la plataforma Galápagos. Tomado de Geist *et al.*, 1998.

Geist et al. (2014) propone un modelo evolutivo para los volcanes de Galápagos, el cual es principalmente una función del flujo de magma disponible, con el grado de fraccionamiento superficial que aumenta con la edad del volcán. Tiene un gran parecido con los mecanismos propuestos para explicar las variaciones geoquímicas y petrológicas en las islas hawaianas.

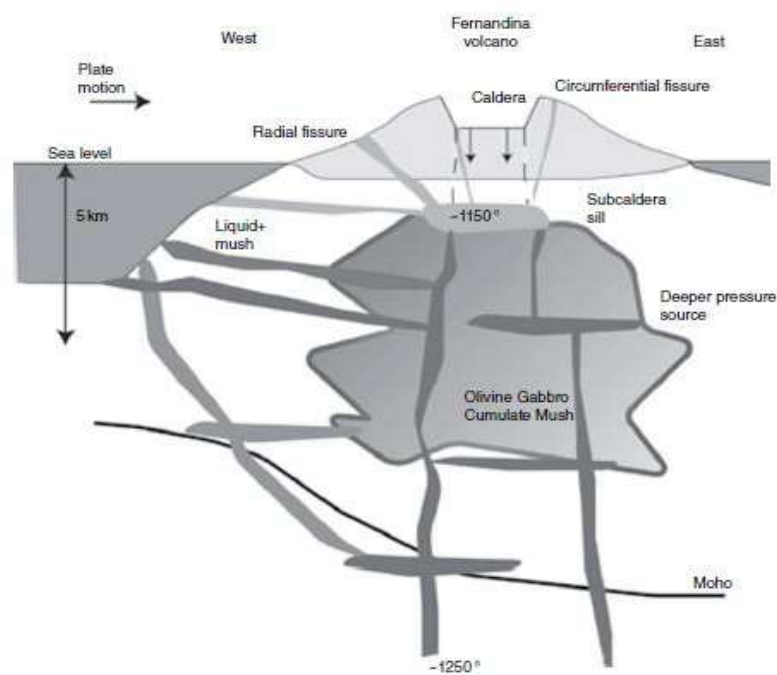
Sin embargo, Harpp y Geist (2018) discuten que este modelo evolutivo puede ser exclusivo de los volcanes occidentales. En base a la sistemática de elementos mayores y observaciones petrológicas, se propone, tres fases:

(1) **Fase transitoria juvenil del volcán**, sucede en el borde del punto caliente (ej. Cerro Azul y Ecuador), lotes de magma caliente, relativamente primitivo experimentan enfriamiento y cristalización a lo largo de la corteza. La mayor parte del reservorio de magma se encuentra en la corteza inferior y media, el magma evoluciona a diversos grados de cristalización debido a los grandes gradientes de temperatura que existen en la litósfera. El volumen del volcán es relativamente pequeño, pero tiene una grande y profunda caldera (ej. volcán Cerro Azul con su caldera a ~5km, Figura 2.4).



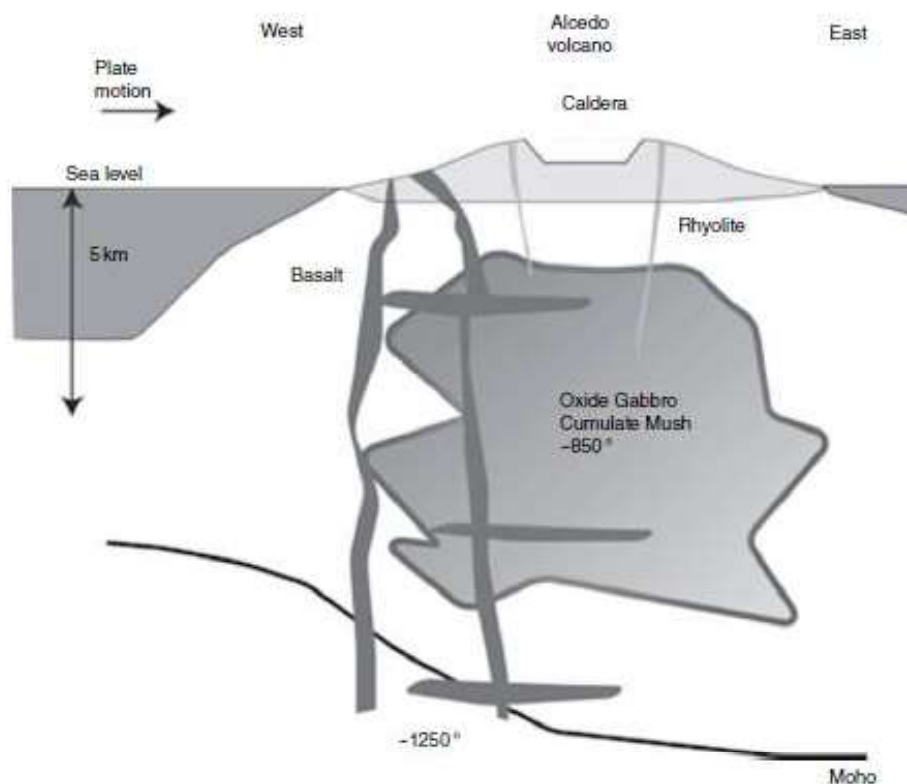
**Figura 2. 4** Fase transitoria juvenil de un volcán de Galápagos ubicado al borde del punto caliente. Tomado de Geist et al., 2014.

(2) **Fase de estado estacionario maduro**, en donde a medida que aumentan los reservorios individuales se unen en una zona de mush (magma con una parte de cristales) de varios kilómetros de espesor, permitiendo establecer un estado estable de composición y temperatura. Dentro del sistema de pluma mantélica, magmas experimentan cristalización parcial manteniendo un sill a 1-3 km debajo de la caldera con una temperatura  $\sim 1150\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Figura 2.5). En consecuencia, las lavas erupcionadas son moderadamente evolucionadas y relativamente homogéneas en comparación con otras fases de construcción.



**Figura 2. 5** Fase intermedia de un volcán con respecto a su ubicación por debajo del punto caliente. Tomado de Geist et al., 2014.

(3) **Fase de enfriamiento**, donde una vez que se aleja del centro de la pluma, el suministro de magma de un volcán se desvanece, lo que hace que el reservorio se enfríe por debajo de  $1050\text{ }^{\circ}\text{C}$ , se cristalice más y produzca lavas más frías. Este desbalance térmico (enfriamiento a  $850\text{-}900\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; Figura 2.6) es indicativo de acumulación de material máfico y riolítico. El material del mush se oxida y el líquido basáltico atraviesa la corteza con poca interacción con los materiales circundantes. Esta fase se asocia con inactividad o muerte de volcán.



**Figura 2. 6** Fase de madurez o inactividad de un volcán en Galápagos. Tomado de Geist et al., 2014.

## 2.3. Conceptos Generales

### 2.3.1 Volcanes tipo escudo

Están formados principalmente por la progresión de flujos de lava y muy escasos productos piroclásticos. Constituyen grandes dimensiones y sus lavas pueden viajar varios kilómetros hasta decenas de kilómetros antes de detenerse, debido a su alta fluidez. Debido a esto, los volcanes tipo escudo se caracterizan por tener edificios muy grandes y con pendientes suaves. A pesar de ello, los volcanes escudo de la subprovincia occidental de Galápagos tienen una región alta con pendientes superiores a 35° (ej. volcán Fernandina). Las Islas Galápagos son formadas principalmente de volcanes escudo. Es muy común encontrar numerosos conos en los flancos de los volcanes escudo (Wolff J. y Sumner J., 2000; Szakács, 2010).

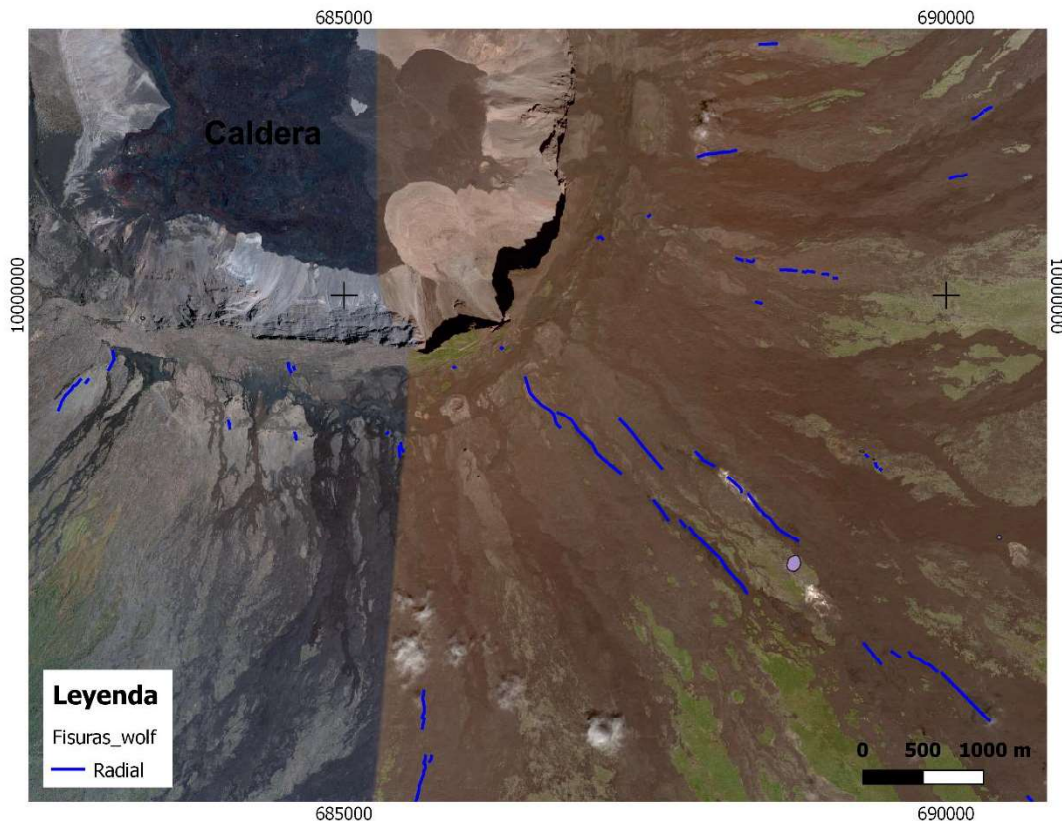
La morfología general de cada volcán es el producto de la acumulación de lavas que han sido expulsadas por ventos ahora ya enterrados. Según Mougini-Mark

(1996) existen 2 tipos de morfologías en los volcanes occidentales: tipo 1 con pendientes bajas desde el pie hasta la caldera del volcán con caldera poco profunda (ej. Alcedo); y tipo 2 con pendientes más fuertes en la parte superior (antes de la plataforma de la caldera) del volcán y caldera profunda (ej. Wolf).

### **2.3.2 Ventos**

#### **FISURAS RADIALES**

Son estructuras volcánicas más o menos lineales a través de las cuales se emite lava; se encuentran ubicadas en su mayoría debajo de la ruptura de la pendiente y muchas cerca de la costa (Chadwick y Howard, 1991). Según Nordlie (1973) su desarrollo se produce durante la expansión y la inclinación de las laderas superiores del volcán, creando el segmento superior subaéreo, que eventualmente puede ser muchos grados más inclinado que el segmento inferior subaéreo a partir del cual se formó (ej. Cerro Azul, Wolf, Fernandina, Darwin) (Figura 2.7). Los flujos de lava más voluminosos brotan de las fisuras radiales inferiores (Simkin, 1972; Naumann y Geist, 2000; Vásconez et al., 2018). Las fisuras radiales son alimentadas por diques radiales que tienen una distribución radial característica con respecto al eje del edificio volcánico (Acocela y Neri, 2009). El patrón radial puede ser isotrópico, con una frecuencia similar de diques en todas las direcciones (ej. Fernandina en Chadwick y Dieterich, 1995; Volcán Summer Coon en Poland et al., 2004, 2008) o más a menudo, anisotrópico, con agrupamiento a lo largo de orientaciones preferidas (ej. Etna y Vesubio en Acocella y Neri, 2009). Se cree que su distribución es el resultado de una combinación de esfuerzos impartidos por una cámara magmática poco profunda, la carga en la superficie y las pendientes pronunciadas y las paredes de la caldera. (Chadwick y Dieterich, 1995; Reynolds et al., 1995; Chadwick et al., 2011).



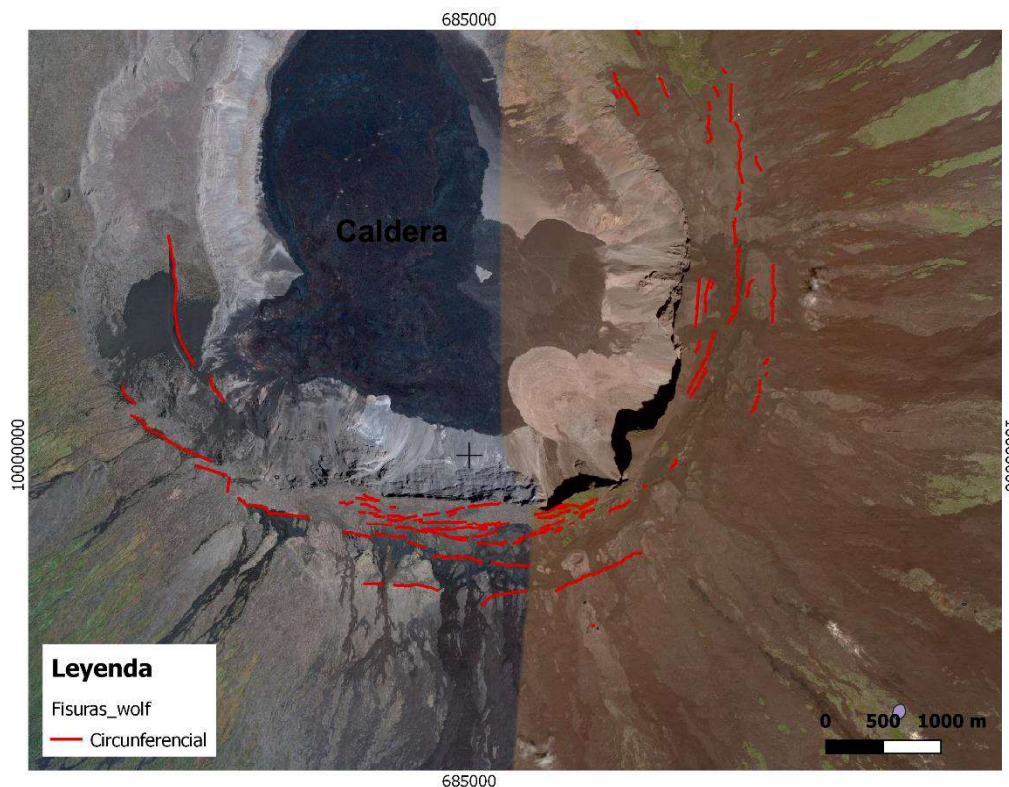
**Figura 2. 7** Fisuras radiales en el flanco sureste del volcán Wolf. (Modificado de Google Earth).

### **FISURAS CIRCUNFERENCIALES**

Son estructuras que forman patrones arqueados concéntricos al edificio volcánico, especialmente en las cercanías de los cráteres somitales y calderas, donde los diques que las forman también pueden estar asociados con fallas o fracturas preexistentes (Acocella y Neri, 2009).

Tienden a desarrollarse durante la formación de la caldera, localizadas dentro y fuera de esta. Son importantes centros de emisión de lava, desde donde pueden fluir hacia abajo por los flancos del volcán o hacia adentro para formar lagos de lava en la caldera (Figura 2.8) (Chadwick y Howard, 1991; Nordlie, 1973).





**Figura 2. 8** Flujos de lava emitidos por fisuras circunferenciales en el flanco sur del volcán Wolf (Modificado de GoogleEarth).

## CONOS DE SALPICADURA Y ESCORIA

Son formaciones volcánicas que se generan cuando grandes burbujas de gases volcánicos rompen la superficie de la columna magmática y disparan fragmentos de lava calientes en el aire. Al caer en el suelo este material se puede aglutinar (conos de salpicaduras) o no (conos de escoria) dependiendo si está todavía muy caliente y líquido o si ya pasó la transición del vidrio. El término *spatter* es sinónimo de aglutinación, el cual es empleado para indicar apilamiento de clastos calientes que se han adherido y deformado durante la deposición. Dependiendo de la temperatura, si el material está fundido cuando las partículas llegan al piso, estas se aglutinan entre ellas y se genera un *spatter cone*. Por otro lado, si las partículas se enfrían en el aire y llegan al piso como fragmentos sólidos, entonces se genera acumulación de escoria y el producto de este proceso será un cono de escoria, obteniendo alturas de hasta 310 metros (ej. cono cartografiado de Wolf). Comúnmente los conos de escoria ocurren en grupos o campos, algunos consisten



en cientos de centros eruptivos, a su vez los conos alargados se construyen sobre fisuras con sistemas de ventos más complejos (Wolff y Sumner, 2000) (Figura 2.9)



**Figura 2. 9** Conos de escoria ubicados en el borde sur de la caldera del volcán Wolf. Tomado de GoogleEarth.

### **CRÁTER DE SUBSIDENCIA**

Es una depresión (Figura 2.10) formada por el hundimiento del suelo debido a la formación de un espacio vacío debajo de la superficie. En los volcanes de Galápagos típicamente son reservorio de magma muy someros (pocas decenas a cientos de metros de profundidad) que son drenados por alguna razón. Sus dimensiones varían con diámetros y profundidades que van de decenas de metros hasta cientos de metros. (Okubo y Martel, 1998). No poseen un borde elevado, depósitos de expulsión o flujos de lava que estén asociados como cráteres de impacto o calderas (Wyrick et al., 2003)



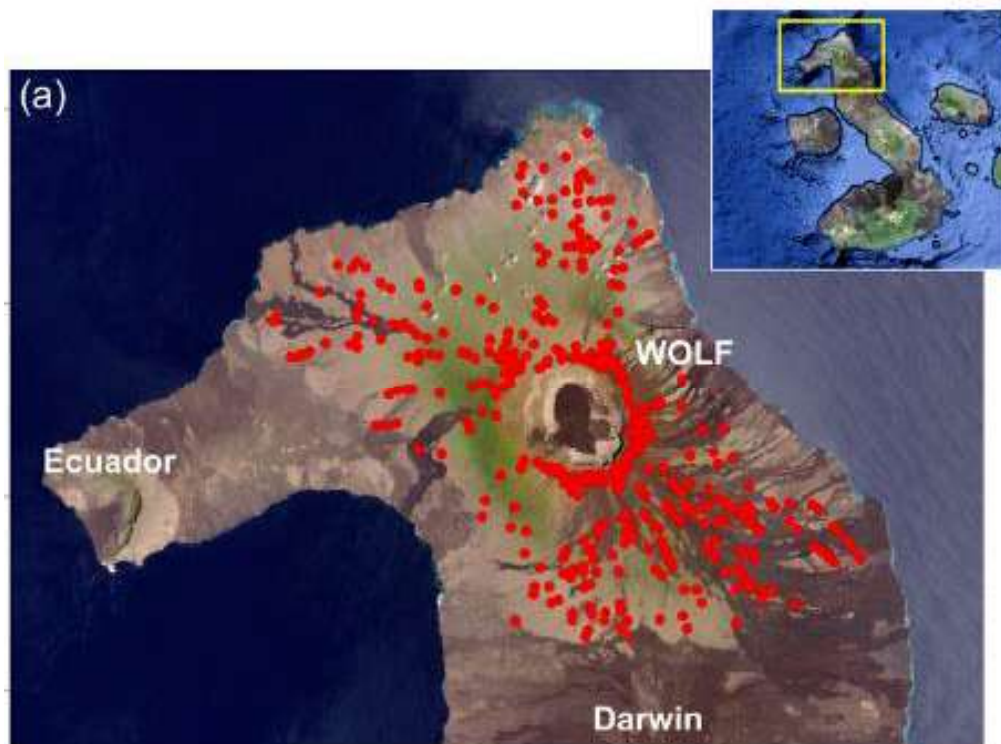
**Figura 2. 10** Cráter de subsidencia ubicado en el flanco sur del volcán Wolf.

*Tomado de GoogleEarth.*

#### **2.4. Volcán Wolf**

Ubicado en la parte occidental de las Islas Galápagos, al extremo norte de la isla Isabela; siendo el más alto del archipiélago (1710 m) y con la segunda caldera más profunda (700 m). Se diferencia de los demás volcanes occidentales del archipiélago debido al empobrecimiento de las composiciones isotópicas de Sr-Nd-Pb-He, que son comparables a los MORB de la dorsal. (Geist et al., 2005; William y Mbirney, 1979; White et al., 1993).

De acuerdo a la clasificación de Mouginiis-Mark (1996), Wolf pertenece a los volcanes tipo 2 con un perfil de un plato invertido con una cumbre plana, laderas superiores escarpadas ( $35^\circ$ ), y faldas inferiores con pendientes bajas.



**Figura 2. 11** Volcán Wolf ubicado al Noreste de la isla Isabela, limitando al Oeste con el volcán Ecuador y al Sur con el volcán Darwin. Tomado de Novellis et al., 2017

### 2.4.1 Geología

La forma del volcán Wolf parece estar controlada en su mayoría por sus sistemas de fisuras (Geist et al., 2005). Los ventos y fisuras eruptivas muestran orientaciones preferenciales claras, con fisuras circunferenciales alrededor de la caldera de la cumbre y fisuras radiales más bajas en sus flancos (Chadwick y Howard, 1991).

Según Geist et al., (2005) las características más representativas del volcán Wolf son su forma y la distribución espacial de sus ventos. Sus ventos ocurren en 3 grupos: (1) fisuras inferiores de los flancos, distribuidas radialmente; (2) fisuras arqueadas (circunferenciales) alineadas subparalelas a la pared de la caldera; (3) ventos del piso de la caldera.

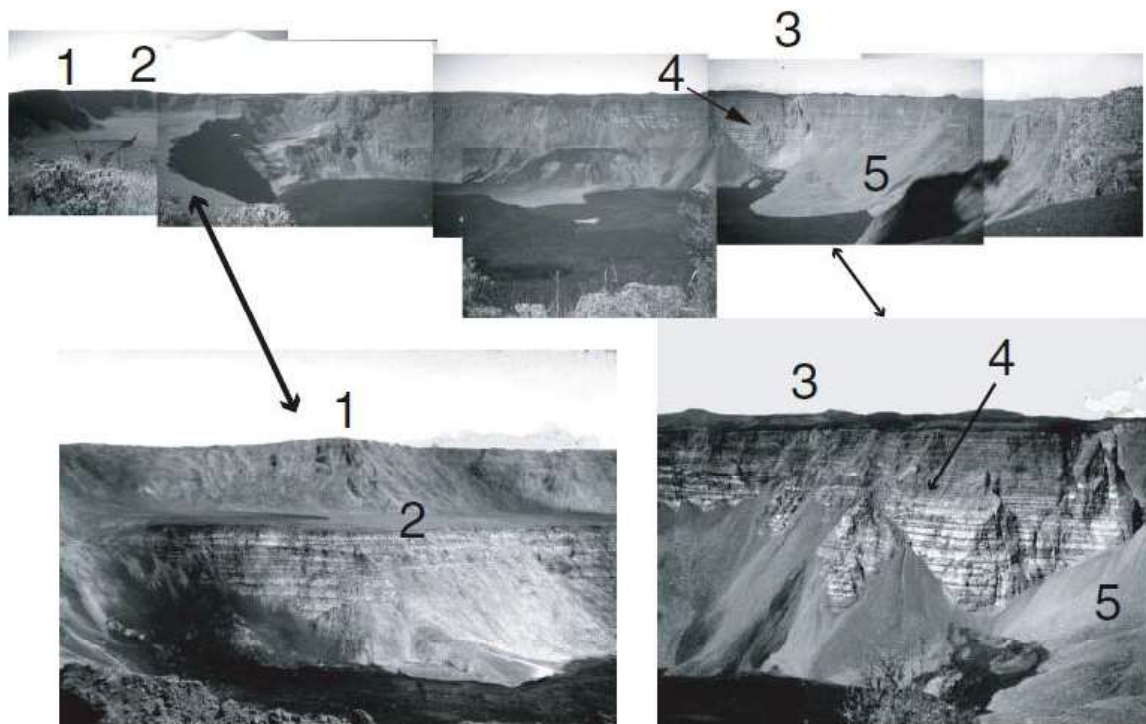
Los grupos de fisuras subaéreos se encuentran mucho menos concentrados que las zonas de rift de Hawái e Islandia, por lo que se les denomina “zonas de rift difusas” (Geist et al., 2005). Estas zonas de rift tienen además los gradientes más bajos de pendiente en el volcán (Mouginis-Mark et al., 1996) lo que sugiere que la concentración de ventos en estas zonas de rift difusas ha persistido durante el crecimiento a largo plazo del edificio. Así mismo, los flancos este y oeste, tienen

pocos ventos. Las fisuras radiales del volcán expulsan predominantemente grandes flujos de lava aa, debido a la gran proporción de pendientes inusualmente escarpadas que conforman los flancos superiores del volcán Wolf, siendo propicio para una la formación de lavas aa. Aunque no es la única explicación de su formación, puesto que Bernard et al. (2019) discute que también son causadas por las altas tasas de erupción, favoreciendo así la formación de lavas aa sobre pahoehoe. Las lavas de la plataforma de la cumbre son predominantemente flujos de pahoehoe de pequeño volumen que surgieron de fisuras subparalelas a la pared de la caldera.

El piso de la caldera está cubierto principalmente por los flujos de lava de la erupción de 2015. Los únicos afloramientos de lavas más antiguas de este volcán se encuentran en la pared de la caldera; las rocas más antiguas que unos pocos miles de años casi nunca están expuestas en los volcanes occidentales de Galápagos debido sus lentas tasas de erosión (Kurtz y Geist, 1999). La característica más destacada dentro de la caldera es un bancal (4km x 1km), 450 metros sobre el piso occidental de la caldera. Las lavas expuestas en la pared sur de la caldera son de 2 tipos: (1) debajo de ~450 metros sobre el piso de la caldera, son gruesos y macizos como los expuestos en el bancal occidental; (2) por encima de los ~450 metros son delgados y en su mayoría son pahoehoe. Las lavas inferiores son lateralmente extensas mientras que las superiores parecen extenderse lateralmente por menos de ~200 m (Geist et al., 2005).

Geist et al., (2005) divide a las lavas del volcán Wolf en cinco unidades litológicas exceptuando las lavas de los flancos (Fig. 2.12):

1. Lavas históricas
2. Episodio 2, facies de lavas del borde de la caldera
3. Flujos de lava que llenan la caldera
4. Episodio 1, facies de lavas del borde de la caldera
5. Lavas de flanco de las zonas de rift difusas



**Figura 2. 12** Panorama de la caldera del volcán Wolf desde el borde suroeste. (1) La base de este saliente rocoso expone las rocas más antiguas conocidas en este volcán; (2) el bancal que marca al nivel al que se llenó la caldera; (3) las colinas en el horizonte marcan las ubicaciones de los ventos circunferenciales, algunos de los cuales producen lavas que luego bajan hacia las paredes de la caldera; (4) ubicación del contacto entre los flujos de lava que llenan la caldera y las facies del borde de la caldera; (5) el lóbulo del depósito de avalancha más grande que está cubierto por un flujo de lava joven que se ha acumulado en la caldera. Tomado de Geist et al., 2005.

## 2.4.2 Historia Volcánica

Sinton (1996) sugiere una edad K-Ar de  $\sim 0,8$  Ma para todo el volcán, obtenida de lavas de la parte submarina de la isla. En la época **prehistórica**, el catálogo de Volcanoes of the World (2011) presenta tres eventos del volcán Wolf, por medio de la técnica de datación por exposición superficial; obteniendo tres edades: 150 DC  $\pm$  1000 años en el flanco inferior SW, 950 (o después) en el flanco inferior NE y 1450 (o después) en los flancos inferiores NE y SE.

En la **época histórica**, de acuerdo con Hall (1970) la primera erupción en tiempos históricos de un volcán del archipiélago de Galápagos (conocida) es la ocurrida en 1797. La Figura 2.13. resume la actividad histórica producida por el volcán Wolf.



Eruption start	Eruption end	Intra-caldera vent	Circumferential fissure	Radial fissure	Explosive activity	Lava flow
Aug 1797						
21 Aug 1800		X			X	X
27 Sep 1849?	27 Sep 1849?					
26 Aug 1859	29 Aug 1859					
11 Apr 1925	26 Mar 1926			ESE		X
1933?				?		X?
Feb 1935						
1938?				?		X?
Jan 1948				SE (1200 m)	X	X
Mar 1963				SE (610 m)		X
28 Aug 1982	6 Sep 1982?	SW		SE (875 m)	X	X
25 May 2015	30 Jun 2015	S	SE (1580 m) to E (1635 m)		X	X

**Figura 2. 13** Resumen de la actividad histórica del volcán Wolf (Tomado de Bernard et al., 2019)

Según el reporte de Schatz y Schatz, (1982), la erupción de 1982 se originó en los ventos tanto dentro de la caldera como en el flanco SE. La erupción del piso de la caldera tuvo una salida de lava incandescente, se depositó más de un metro de cenizas en el borde de la caldera.

Los registros de las otras erupciones históricas indican que gran parte de la actividad reciente ha sido desde el rift difuso sur y el rift circunferencial oriental; la distribución de la vegetación en el volcán sugiere que este patrón ha sido consistente durante la fase más reciente de la actividad (Geist et al., 2005).

La erupción más reciente del volcán Wolf ocurrió entre el 25 de mayo y el 11 de julio de 2015, a partir de una fisura circunferencial de ~800 m de largo en el lado sureste de la caldera (Stock et al., 2018). Produjo  $\sim 116 \times 10^6 \text{ m}^3$  de lava basáltica (Bernard et al., 2019), lo que lo convierte en una de las erupciones más voluminosas en las Islas Galápagos en los últimos años.



masivas y macroscópicamente indistinguibles de los basaltos. Van desde basaltos de bajo MgO hasta icelanditas. Las lavas intermedias son afaníticas a escasamente porfíricas (<2%) con una matriz rica en plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Todas las **riolitas** son vítreas y contienen fenocristales de oligoclasa (0,2-4,2%), augita (0,1-1,4%) y titanomagnetita (0,1—0,6%), además la ausencia de zircón y el contenido de zirconio de estas riolitas indican temperaturas > 930 ° C (Watson y Harrison, 1983). Sin embargo, varias unidades de tefra y flujos lava asociadas con la fase eruptiva riolítica tienen texturas y composiciones minerales que indican la derivación de la mezcla y la hibridación de los magmas máficos y félsicos.

La composición litológica de la pluma de Galápagos ha sido inferida a lo largo de los años mediante el análisis de isótopos radiogénicos como Pb, Sr, Ni, entre otros (Zindler y Hart, 1986; Hofmann, 1997). Sin embargo, la mayoría de los volcanes en superficie presentan composiciones heterogéneas y los datos de isótopos han sido interpretados como mezcla entre reservorios del manto (Hofmann, 1997) o como fuente sin una unidad litológica dominante o distintiva (Zindler y Hart, 1986). Los olivinos de los volcanes Wolf y Alcedo, ubicados al norte y al sur de volcán Darwin, respectivamente, parecen derivarse de una fuente que es predominantemente peridotita con signos de cantidades significativas de fraccionamiento de clinopiroxeno (Vidito et al., 2013).

De acuerdo a la clasificación de Mouginiis-Mark (1996), Alcedo corresponde a los volcanes tipo 1, con pendientes bajas desde el pie hasta la caldera del volcán con caldera poco profunda.

La caldera de Alcedo tiene 7-8 km de ancho y una profundidad máxima de 270 m y se producen menos fisuras circunferenciales que en los otros volcanes occidentales (Chadwick y Howard, 1991).

Además de ser de especial interés petrológico y volcanológico, la capa de tefra riolítica proporciona un marcador estratigráfico ya que permite distinguir entre basaltos más jóvenes y más viejos por lo que Geist et al., (1994) divide al volcán Alcedo en tres unidades principales estratigráficas (Fig. 2.15):

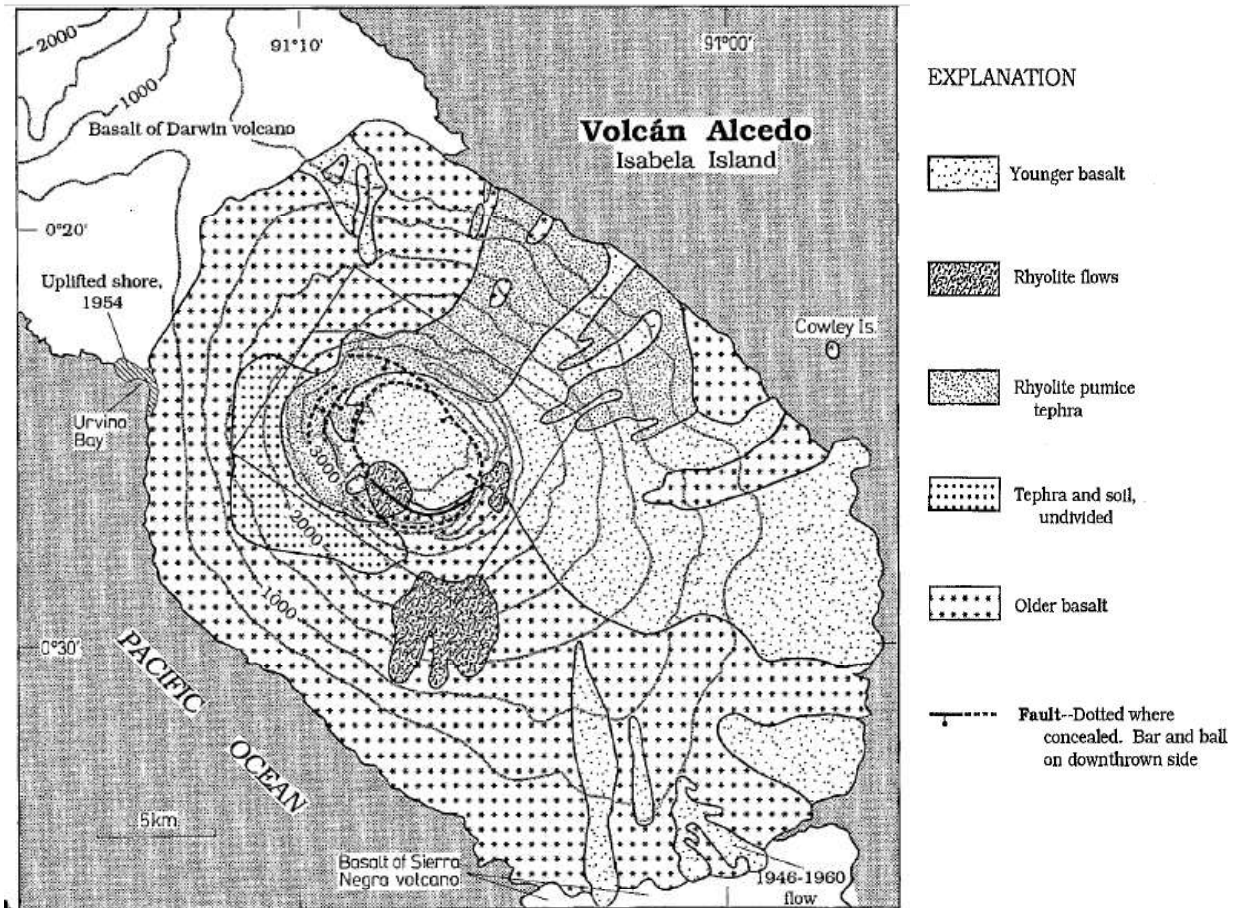
- Fase eruptiva basáltica más antigua (~ 100 - 150 ky): Corresponde a la construcción del edificio volcánico, en donde los basaltos viejos de la fase



preriolítica están expuestos en las paredes de la caldera y en los flancos del volcán donde la erosión ha atravesado o eliminado la tefra riolítica. Varios ventos de los basaltos más viejos se encuentran expuestos en los flancos del volcán.

- Fase riolítica de edad intermedia (~100 ky): Las exposiciones riolíticas de volcán Alcedo ocurren dentro de la parte superior de su sección estratigráfica e incluyen tanto material piroclástico como flujos de lava. El volcán ha erupcionado riolita al menos dos veces; correlaciones poco perceptibles sugieren la posibilidad de hasta cinco erupciones separadas. Todas las riolitas tienen fenocristales de oligoclasa, augita rica en hierro y titanomagnetita por un total de menos del 5%. El depósito de tefra riolítica más joven se conoce como la 'tefra principal', bajo la cual se encuentran expuestas dos capas de piedra pómez separadas por flujos de lava basáltica. Los flujos de lava riolítica surgieron de varios ventos después de la fase pliniana de la erupción. El flujo más antiguo fue expulsado del cráter de 500 metros de ancho en el piso sur de la caldera que también sirvió como sitio de expulsión para la mayor parte de la fase pliniana. La lava está compuesta principalmente de riolita vesicular; parte de su interior es obsidiana masiva. La principal erupción riolítica de volcán Alcedo se inició con una fuerte explosión y una pluma relativamente baja, lo que explica los depósitos de grano fino y fuertemente fragmentados de una de sus capas. Una vez desarrollada la columna eruptiva estable, continuó creciendo en altura a lo largo de la erupción, probablemente como resultado del incremento y la limpieza del conducto y el viento. Después de que aproximadamente el 80% del volumen total de material había sido evacuado, dacita negra y pómez mixta fueron expulsadas simultáneamente junto con piedra pómez gris, indistinguible del material anterior.
- Fase basáltica más joven (<100 ky): Los flujos basálticos cubren la mayor parte del piso de la caldera y parte de los flancos del volcán. Estos flujos surgieron de unas fisuras circunferenciales cerca del borde de la caldera cayendo desde la pared de la caldera hasta el piso y frecuentemente en la

base de las pendientes pronunciadas de la cumbre, y de unas fisuras radiales inferiores en los flancos. Las lavas aa son mucho más abundantes que las pahoehoe en los flancos del volcán, mientras que en el piso de la caldera están presentes en cantidades iguales.



**Figura 2.15.** Mapa geológico del volcán Wolf. Tomado de Geist et al., 1994.

### 2.5.2 Historia volcánica

Debido a la poca información que se tiene del volcán Alcedo así también como su difícil acceso; la única erupción conocida del volcán Alcedo, anota la erupción como posible, en  $1953 \pm 7$  años, es decir que pudo ocurrir entre 1946 y 1960. En 1954, la Bahía de Urvina sufrió un levantamiento de varios metros, en el límite entre Alcedo y Darwin. El levantamiento no estuvo relacionado con ninguna erupción, pero un terremoto de magnitud 6.5 golpeó la región de

Galápagos el 4 de junio de ese año (Rothé, 1969). Un informe de columnas de aguas calientes en la Bahía de Urvina en 1976 respalda la idea de que el levantamiento estaba relacionado con la intrusión de un sill poco profundo (McBirney y Williams 1969).

## CAPÍTULO III

### 3. Metodología

Los volcanes de las Islas Galápagos exhiben una notable diversidad en morfología, comportamiento eruptivo y composición magmática por lo que constituyen una buena oportunidad para estimar y entender la distribución espacial de sus morfologías. La recopilación y análisis bibliográfico fueron el primer paso a realizarse dentro de la metodología de este trabajo. Se contó con publicaciones científicas, tesis de grado, libros, mapas, fotos y demás material bibliográfico relacionado al tema. Además, gracias a la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA, por sus siglas en inglés) se obtuvieron dos DEMs (Modelo Digital de Terreno, por sus siglas en inglés) y la imagen satelital de Digital Globe de la zona de estudio, los cuales tienen una resolución de 12,5 y 30 metros por pixel.

Los objetos de este estudio son volcanes escudos de composición basáltica con grandes calderas de cumbre. En este trabajo, se usa el término “fisura eruptiva” para referirse a una grieta de la cual han brotado materiales volcánicos (Chadwick y Howard, 1991). Los volcanes de Galápagos se caracterizan por tener fisura radiales y circunferenciales. Las fisuras circunferenciales se concentran dentro y en el borde externo de la caldera. Se las distingue porque las erupciones dentro de la caldera ocurren comúnmente a lo largo de las fallas de anillo de la caldera, mientras que las que están fuera de la caldera no. Sin embargo, en este trabajo, se usa el término “fisuras circunferenciales” para referirse solo aquellos ubicados fuera de la caldera (Chadwick y Howard, 1991).

Se digitalizaron todos los ventos volcánicos (conos y fisuras) visibles en los DEMs. Estos ventos son conos de ceniza, escoria y salpicadura, así como fisuras abiertas que alimentaron flujos de lava.

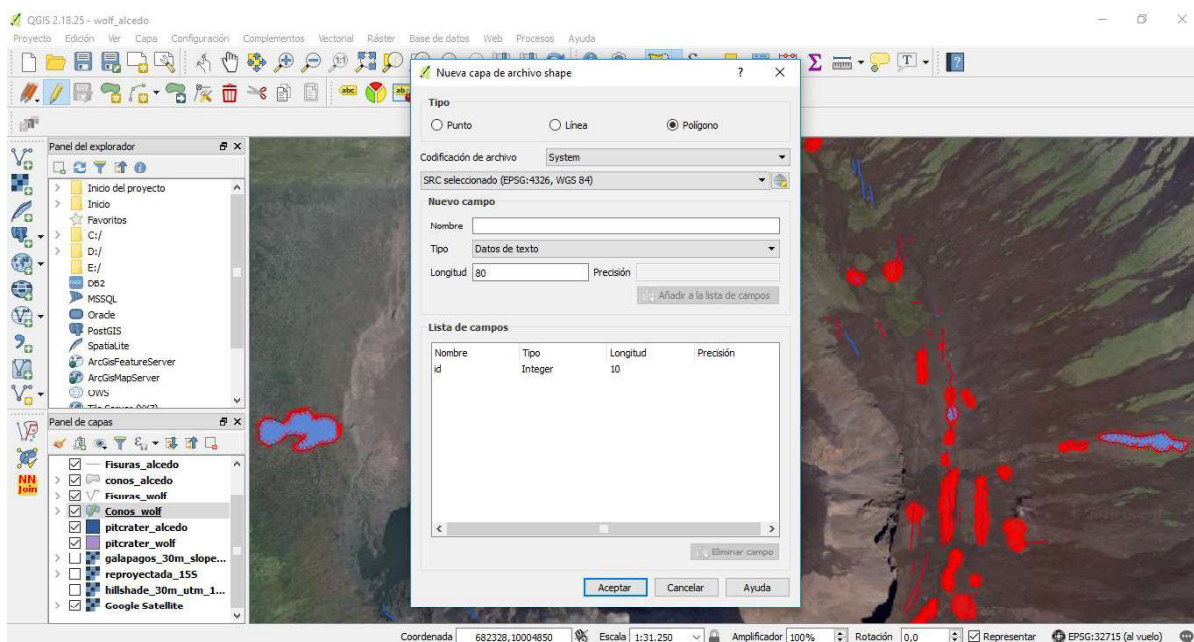
#### 3.1. Mapa de Morfologías 1:250000 (Wolf y Alcedo)

En el área de estudio existen diferentes morfologías correspondientes a varios tipos de estructuras y depósitos volcánicos. El DEM de 30 m de resolución por pixel proporcionado por JAXA fue la principal herramienta para la construcción de los mapas de distribución espacial de conos y fisuras eruptivas. Un análisis de este permitió identificar las morfologías más evidentes para posteriormente poder construir los polígonos y líneas que los representen.

Para el análisis del DEM y la construcción de polígonos y líneas que representan conos y fisuras de los volcanes Wolf y Alcedo se utilizó como herramienta el software QGIS (versión 2.18.25 Palmas), un Sistema de Información Geográfica (SIG) de libre acceso que permite manejar formatos vectoriales, raster y bases de datos. Este software cuenta con varios complementos muy útiles como herramientas de geoprocetamiento y geoestadística que se utilizarán.

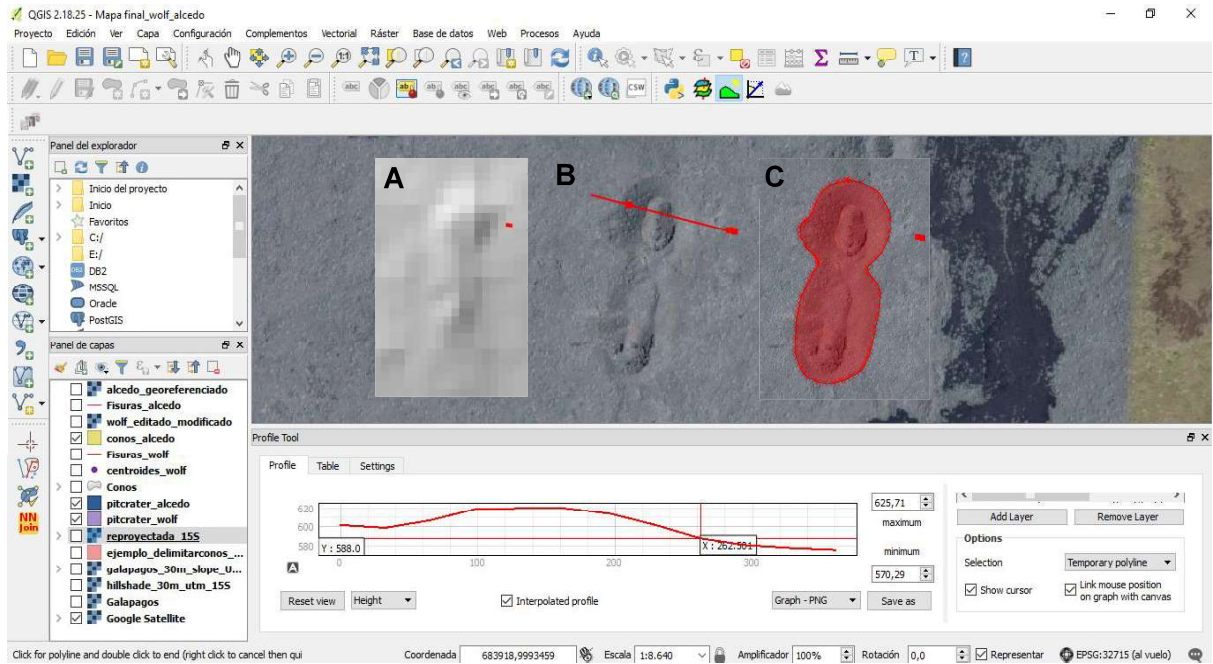
### 3.1.1 Construcción de Polígonos

Para la representación de los conos en el mapa, se construyeron polígonos individuales. Se crea una nueva capa de archivo shape tipo polígono, seleccionando e ingresando datos necesarios.



**Figura 3. 1** Creación de polígonos para la representación de conos en el mapa de morfologías.

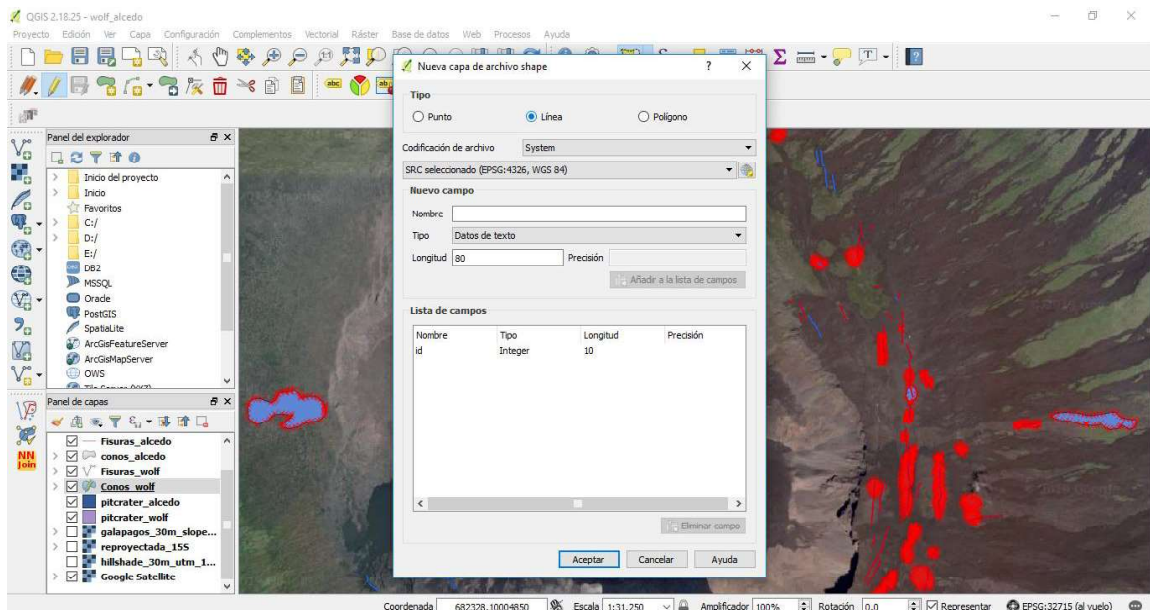
Una vez creada la capa del polígono, se edita y utiliza la herramienta **Añadir objeto espacial**, con la cual se delimita el cono. La herramienta **Terrain Profile** ayuda a visualizar el relieve de las morfologías, mediante un corte topográfico, facilitando la obtención del contorno del cono (Figura 3.2). Este procedimiento se lo repite para cada uno de los conos identificados en el DEM.



**Figura 3. 2** Puntos realizados para la construcción de conos con la herramienta Añadir objeto espacial y corte topográfico con el complemento Terrain Profile. A) Cono identificable con modelo de sombras. B) Cono identificable con ortofoto. C) Contorno del cono identificado.

### 3.1.2 Construcción de Líneas

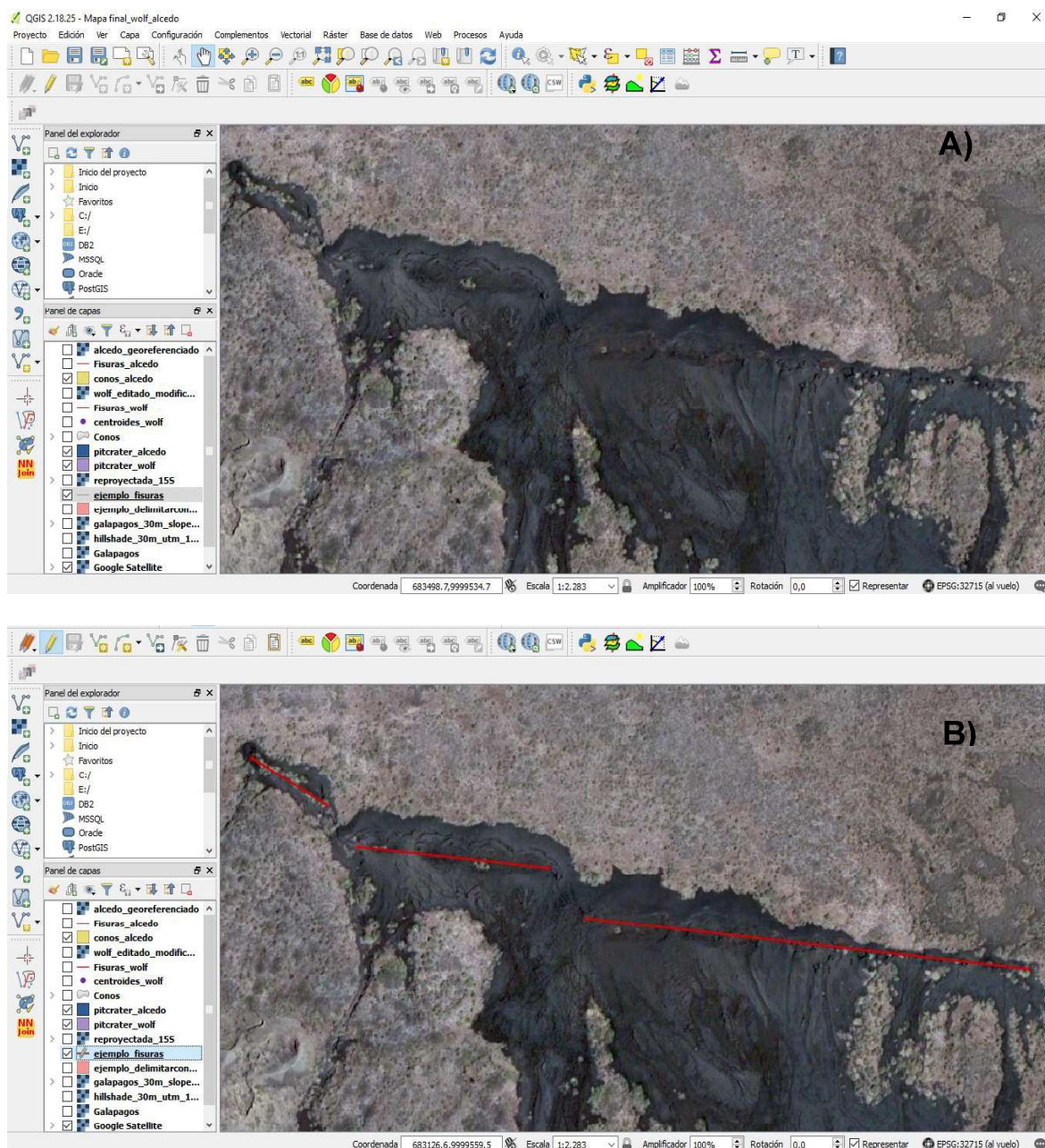
Para la representación de las fisuras en el mapa, se construyeron líneas individuales. Se crea una nueva capa de archivo shape tipo línea, seleccionando e ingresando datos necesarios (Figura 3.3).



**Figura 3. 3** Creación de líneas para la representación de fisuras en el mapa de morfologías.



Una vez creada la capa de línea, se edita y utiliza la herramienta **Añadir objeto espacial** y se construye la línea a lo largo de la fisura (Figura 3.4). Este procedimiento se lo repite para cada uno de las fisuras identificadas en el DEM.



**Figura 3. 4** Pasos seguidos para la construcción de líneas con la herramienta *Añadir objeto espacial*. A) Fisuras identificables B) Fisuras identificadas y trazadas.

### 3.1.3 Obtención de azimuts de fisuras

Para la obtención de los azimuths de las fisuras eruptivas se utilizó OpenStereo, un software de código abierto para el análisis de geología estructural, que nos permite la creación de diagramas de rosas para la visualización de las orientaciones de las fisuras eruptivas. Además, en el software ArcGis 10.3 se utilizó la herramienta CoGo, la cual permite obtener el azimuth y la longitud de cada una de las fisuras mediante los siguientes pasos:

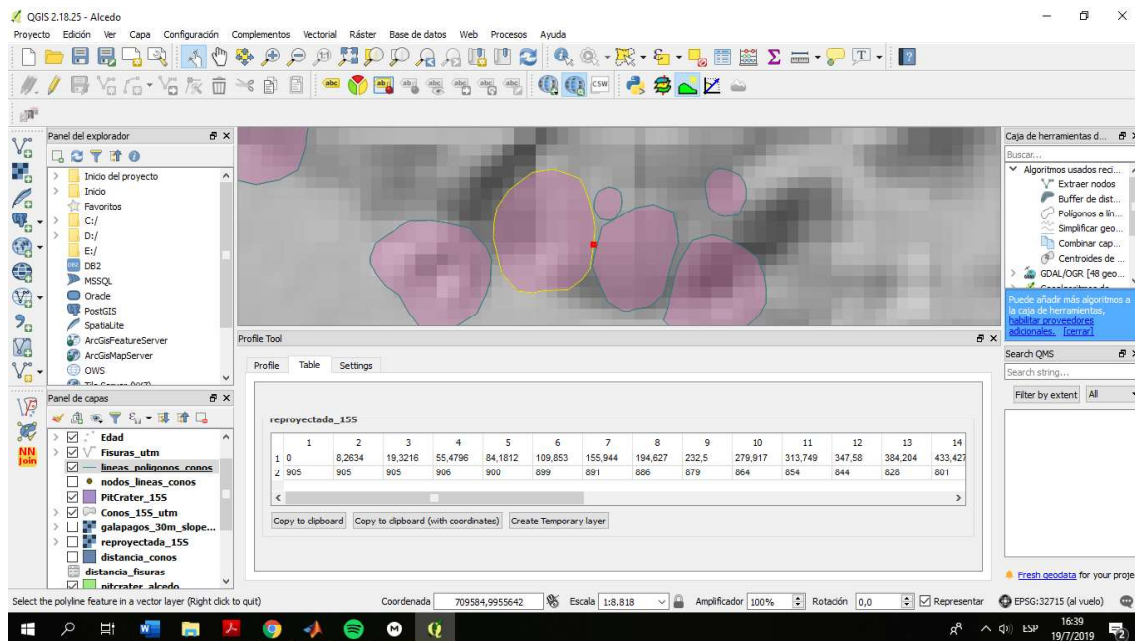
- El shapefile debe ser de tipo línea (en el presente trabajo las fisuras ya están representadas con líneas, por lo tanto, se obvió este paso).
- Iniciar el modo de edición para el shapefile de interés y en su tabla de atributos se debe crear dos nuevas columnas y nombrarlas “Direction” y “Distance”, las cuales representaran el azimuth y la longitud respectivamente.
- Dentro de la herramienta **CoGo**, se debe utilizar la opción **Split into the CoGo lines**, la cual medirá el azimuth y la longitud de cada una de las fisuras automáticamente (sus unidades predeterminadas son: grados, minutos, segundo para el azimuth y en metros para la longitud).
- Por último, en las opciones de edición de la capa se cambian las unidades angulares para la dirección (Azimuth), dichas unidades deben presentarse en azimuth norte y grados decimales.

Para el caso de las fisuras curvas que a diferencia de las radiales no se trazan a lo largo de 2 puntos, sino se encuentran segmentadas, se tuvo que realizar una simplificación de sus segmentos, es decir, se tomó en cuenta para este cálculo únicamente el punto inicial y final de la fisura.

### 3.1.4 Obtención de límites laterales

Para la obtención de los límites laterales de cada uno de los conos de los volcanes Wolf y Alcedo se utilizó la herramienta **Terrain Profile>> Profile Tool>> Selected Polyline** (se selecciona el polígono que representa el cono del área del trabajo) >> **Table>> Copy to clipboard (with coordinates)**. Posteriormente se copió los datos de la tabla en un documento con formato **.txt** y se guardaron uno por uno los documentos de cada cono.





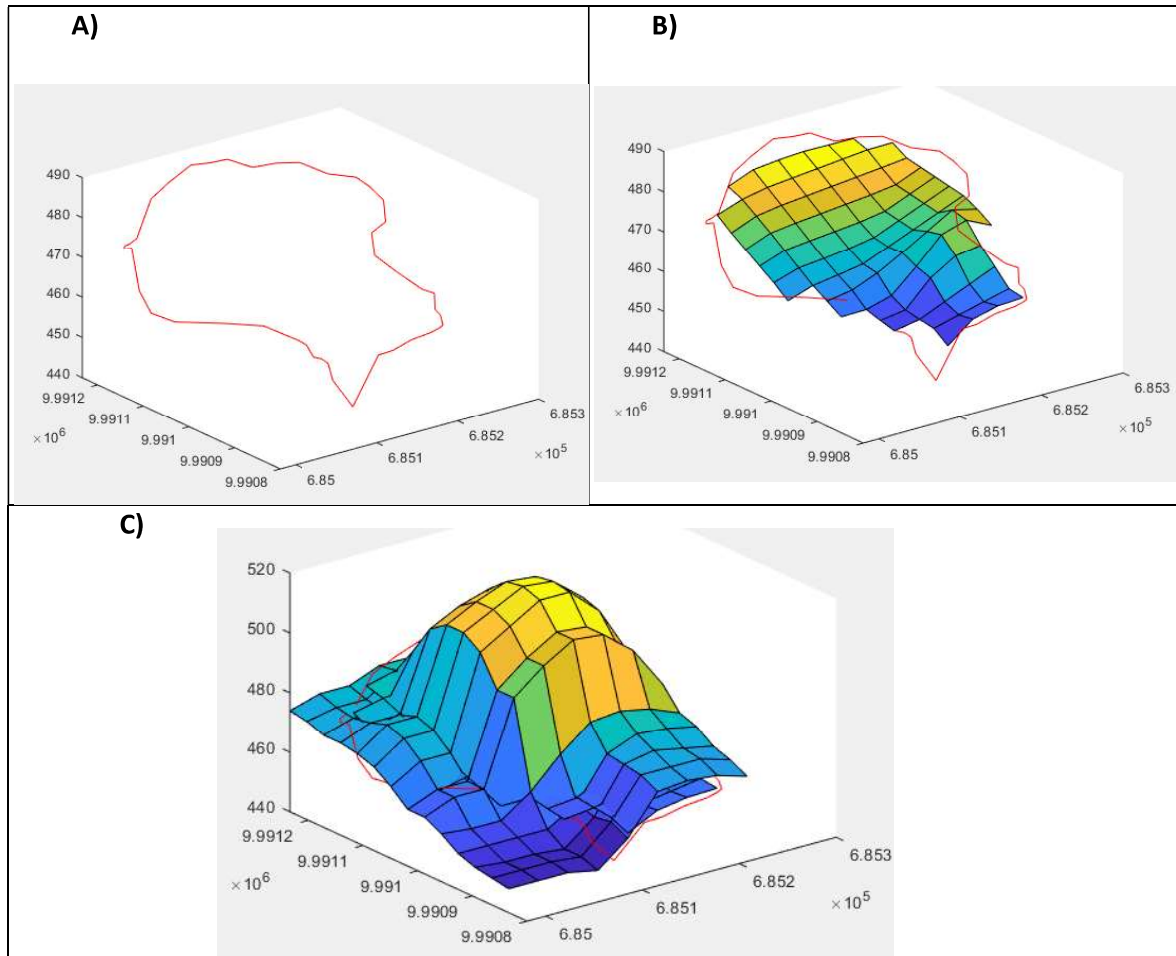
**Figura 3. 5** Complemento Terrain Profile utilizado para la extracción de los límites laterales de los polígonos que representa a cada uno de los conos de los volcanes Alcedo y Wolf.

### 3.2. Cálculo de Volumen

Para determinar el volumen de cada uno de los conos identificados en la zona de estudio se utilizaron los softwares MATLAB y QGIS como herramientas principales.

MATLAB (laboratorio de matrices) es una útil herramienta (software matemático) que brinda un entorno de desarrollo integrado (IDE) con un lenguaje de programación propio (lenguaje M) permitiendo trabajar con facilidad y eficacia con matrices. Entre sus usos más comunes están: el análisis de datos, representación de un conjunto de datos, exploración y visualización, cálculos matemáticos, desarrollo de algoritmos, modelado y aplicaciones.

Para este proyecto se utilizó el algoritmo propuesto por Aguilar (2013) presentado en el anexo 3 de este escrito. Este algoritmo permite calcular el volumen de un poliedro cualquiera con dos datos de entrada: límites del cono (x, y, z) en formato .txt y DEM en formato geotiff. Los límites laterales del polígono son utilizados para crear una malla de interpolación en los tres ejes, por el método de interpolación que se prefiera (p.e. lineal, cúbico, exponencial, etc.). Esta malla es enlazada con el DEM con el cual se realiza la suma de pixeles (Figura 3.6).



**Figura 3. 6** Proceso de cálculo de volumen de una elevación correspondiente al cono 2 del volcán Wolf. A) Polígono que define la elevación a calcular. B) La superficie que será la base para determinar el volumen. C) La elevación.

El programa para el cálculo del volumen de una elevación determina la superficie base, dadas las coordenadas del polígono que define la elevación.

En la Figura 3.6 se muestra el polígono que define la elevación a calcular el volumen. La Figura 3.6B muestra la superficie que será la base a partir de la que se determinará el volumen y la figura c muestra junto a la superficie, la elevación. El volumen es aquel comprendido entre estas dos superficies, y solo se calcula aquello que está dentro del polígono que en el ejemplo se muestra con línea de color rojo.

La principal ventaja del algoritmo utilizado es que permite realizar el cálculo de volumen de más de un polígono a la vez, lo cual en el caso de este proyecto es de gran ayuda debido a que se cuenta con un total de 461 polígonos.

Para un número  $n$  de conos, necesitamos que el DEM contenga todos los conos y un directorio con archivos xyz de todos los conos (folder\_name).

### **Procedimiento paso a paso para estimar el volumen de un cono:**

1. En el caso de un solo cono: se necesita un DEM detallado del área (example.tif en este ejemplo), el archivo xyz que delimita el contorno de la morfología en cuestión (por ejemplo, "cono\_1.txt") y los scripts en el mismo espacio de trabajo. Finalmente, se ejecuta:

```
[volumen, p_area, i_area] = volumen ("example", "cono_1.txt")
```

El código devuelve el volumen, el área planimétrica y el área de la rejilla interpolada de la cúpula en metros y un gráfico.

2. En el caso de  $n$  conos:
  - i. Se crea una carpeta de espacio de trabajo de Matlab que contenga el DEM en formato geotiff, los scripts y una subcarpeta con los límites laterales en formato xyz.txt (por ejemplo, cono\_1.txt, cono\_2.txt, etc).
  - ii. Para ejecutar el script debemos llamar a la función de Matlab de la siguiente manera:

```
[volumen, p_area, i_area] = mVolume ("test", "folder_name", "results.txt")
```

donde folder\_name es el nombre de la carpeta que contiene todos los límites laterales de los conos en formato .txt.
  - iii. Al final, se obtiene un archivo de resultados (en este caso: volumen.txt) con el volumen en metros cúbicos ( $m^3$ ) y el área en metros cuadrados ( $m^2$ ) para las coordenadas UTM de cada cono. El código también funciona en el sistema de coordenadas geográficas. En ese caso, los resultados están en  $km^3$  y  $km^2$ , respectivamente.

Este trabajo se lo realizó con un computador con sistema operativo Windows 10 Pro, procesador Intel Core (TM) i5-7200U y 8Gb de memoria RAM. El tiempo de computación depende del rendimiento de su computadora; los DEM detallados demandan más tiempo.

### **3.3. Mapa de probabilidad de apertura de nuevos ventos**

#### **3.3.1 Método de kernel**

Es un método estadístico no paramétrico y es el más utilizado para modelar la ubicación de ventos futuros por medio de la estimación de la densidad kernel (KDE, por sus siglas en inglés) (Richardson et al., 2012, Germa et al., 2013, El Difrawy et al., 2013, Bevilacqua et al., 2015, Bartolini et al., 2015, Galindo et al., 2016, Mazzarini et al., 2016, Tadini et al., 2017, van den Hove et al., 2017), y se basa en que la probabilidad de formarse un nuevo viento se puede calcular como una combinación lineal ponderada de las distribuciones espaciales de las variables físicas clave del sistema que reflejan o puedan influir en este proceso. En otras palabras, con tal suposición, se asume que es más probable que se abran nuevos ventos cerca de los anteriores, y su ubicación será influenciada por la presencia de estructuras geológicas tales como fallas y fracturas mayores preexistentes (Tadini et al., 2017).

La razón para estimar la densidad espacial en la evaluación probabilística de amenaza volcánica es determinar posibles ubicaciones de eventos futuros (donde un evento representa uno o varios ventos volcánicos independientes), o estimar la probabilidad de que ocurran en una ubicación específica, dado que estos ocurren dentro de la región. La densidad espacial no contiene información sobre el "cuándo" de los futuros sucesos, solo el "dónde", e implícitamente estima dónde ocurriría, si ocurriera ahora. Por lo tanto, el resultado de una estimación de densidad espacial es un mapa donde se muestra las áreas que tienen más o menos probabilidades de formar futuros eventos, dada la distribución de la formación de eventos anteriores.

Si se desarrolla una cuadrícula de puntos que cubre una región completa, la densidad espacial se puede calcular para cada punto y se puede contornear, revelando el cambio en la densidad espacial en la región. El objetivo es utilizar KDE para producir dicho mapa y una tarea importante en su preparación es definir el conjunto de datos que se utilizarán.

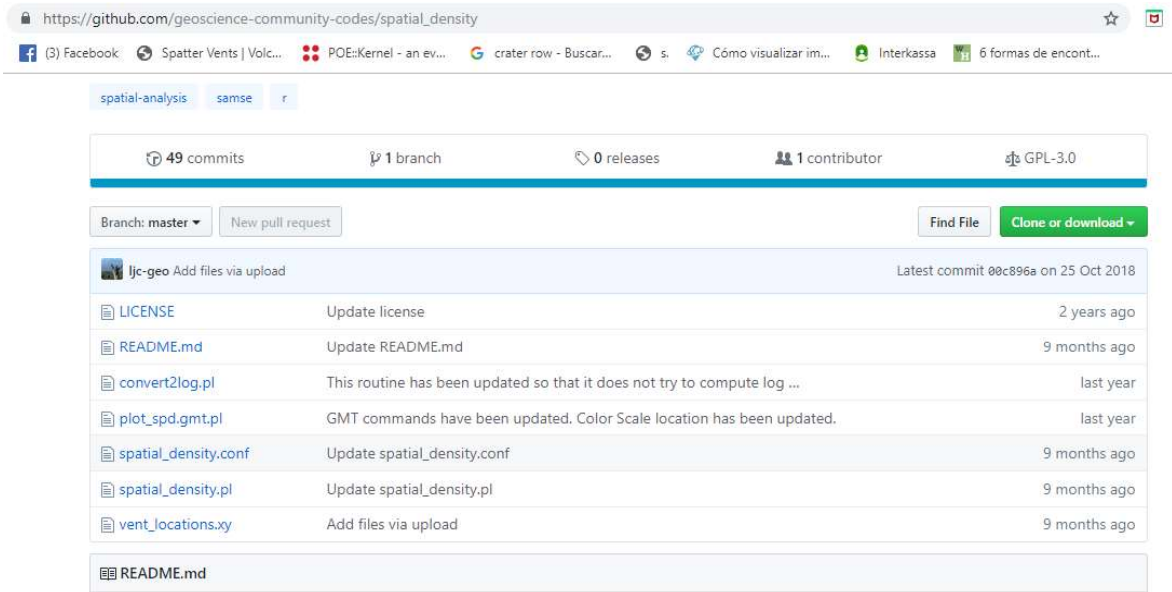
**KDE** utiliza la distribución de eventos pasados como una guía para la distribución de potenciales en el futuro; así el conjunto de datos de los volcanes utilizados para estimar la densidad espacial de futuras aperturas debe ser coherente con algunas

características de los procesos geológicos descritas por Connor et al. (2018), y que se ajustan al desarrollo de este trabajo:

- Para procesos como el volcanismo, donde un registro geológico de eventos pasados generalmente persiste durante millones de años, se debe considerar cuales representan mejor la distribución del volcanismo futuro.
- Evaluar qué tan bien se conoce la distribución de los eventos del pasado. Incluso en regiones bien estudiadas, estos pueden pasar por alto durante el mapeo. En algunas áreas, pueden estar enterrados por erupciones posteriores, sedimentación o borrados por la erosión.
- Los eventos incluso cuando están todos identificados y mapeados, pueden ser tan pocos como para presentar una imagen incompleta del proceso subyacente, y por lo tanto pueden no reflejar la distribución de potenciales futuros.

Una vez compilados el conjunto de datos de ubicaciones, se puede definir el área del mapa para el KDE. El área del mapa debe contener todos los datos e incluir un área suficientemente grande alrededor de cada evento para que la probabilidad pueda disminuir hacia cero en los bordes del mapa. La densidad espacial en cualquier ubicación dentro del área del mapa se puede calcular usando KDE.

Connor et al. (2018) implementaron un pseudocódigo escrito en lenguaje PERL (lenguaje de programación); parte del lenguaje estadístico de R, el cual fue facilitado para la realización de este trabajo, y se lo puede descargar desde [https://github.com/geoscience-community-codes/spatial\\_density](https://github.com/geoscience-community-codes/spatial_density), en donde se encuentran los scripts necesarios para su desarrollo, así como también una serie de paquetes de dependencias que ayudan a ejecutar el código sin inconvenientes informáticos (ver Figura 3.7).

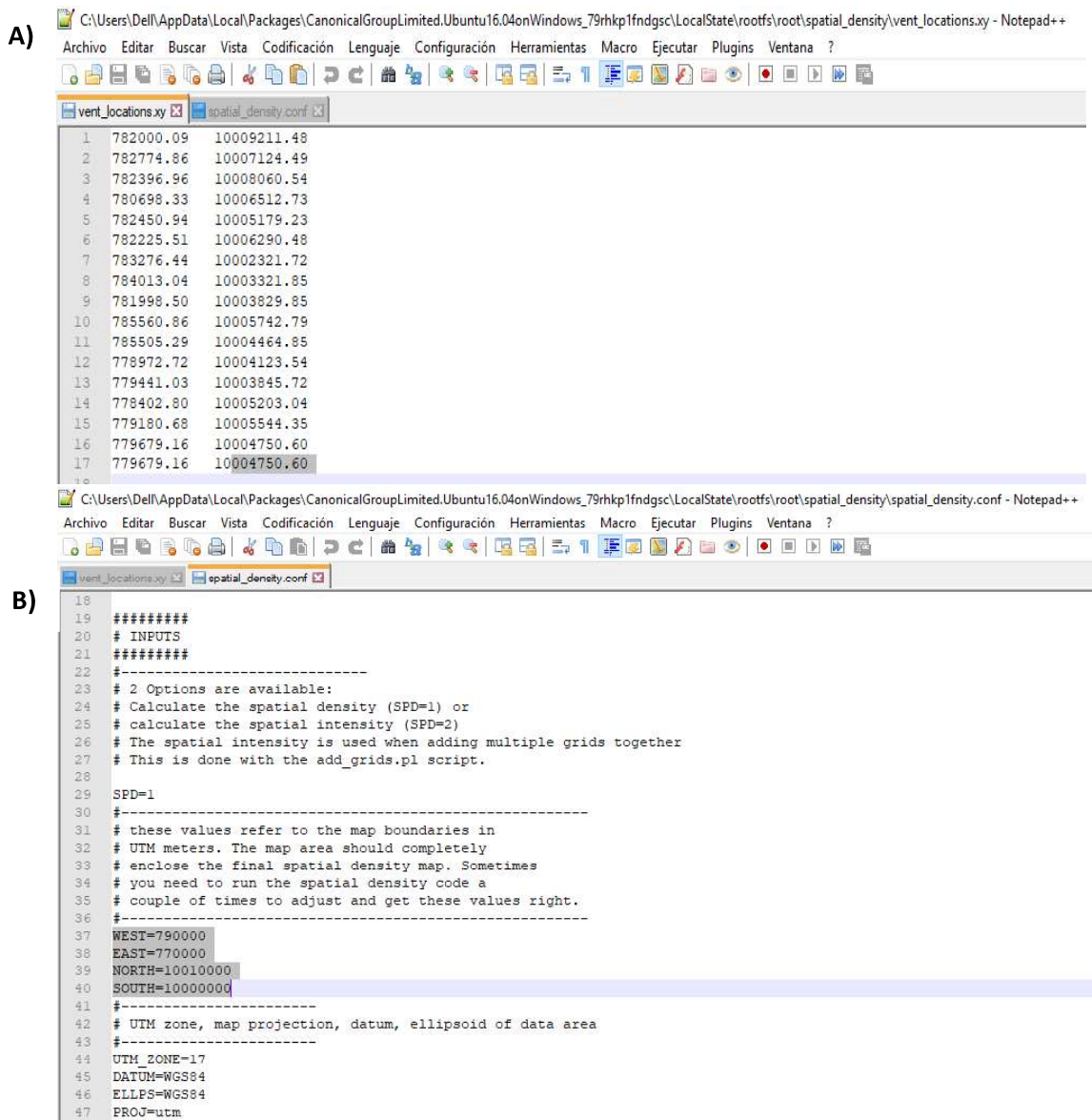


**Figura 3. 7** Directorio virtual en donde se puede acceder al pseudocódigo propuesto por Connor et al. (2018).

### Ingreso de datos para obtención de Mapa de Probabilidad de apertura de futuros ventos

- El código propuesto por Connor et al. (2018) se lo puede ejecutar mediante el sistema operativo de código abierto LINUX (en este caso Ubuntu), posteriormente se debe instalar varias dependencias que se encuentran en el directorio virtual, explicados en el archivo **README.md**, expuesto en el Anexo 4.
- Se debe conocer el directorio de salida en donde se visualizarán los archivos generados  
(C:\Users\Dell\AppData\Local\Packages\CanonicalGroupLimited.Ubuntu16.04onWindows\_79rhkp1fndgsc\LocalState\rootfs\rootfs\patial\_density).
- Una vez instaladas las respectivas dependencias se procede a editar los archivos (**vent\_locations.xy** y **spatial\_density.conf**) por medio del programa **Notepad++**; en los que se ingresarán los datos de entrada: el tamaño de la celda de la cuadrícula para el cálculo del área de la densidad ( $\Delta x$   $\Delta y$ ); conocidas las

coordenadas x,y (UTM) de los ventos compilados, los límites del área de estudio, respectivamente (*Figura 3.8 A y B*).



**Figura 3.8** A) Archivo *vent\_locations.xy* donde se ingresan las coordenadas x,y.  
 B) Archivo *spatial\_density.conf* donde se ingresan los límites del área de estudio(N,S,E,W).

- d) Se procede a ingresar el comando **cd spatial\_density** en la plataforma de Ubuntu dentro del cual están los archivos a ejecutar, una vez ingresado el directorio (*spatial\_density*) se ingresa el código de ejecución: **perl spatial\_density.pl**



*spatial\_density.conf* (Fig. 3.9). Posteriormente el tiempo de computación dependerá del número de datos de entrada ingresados.

```
root@DESKTOP-C7S7JNO: ~/spatial_density
root@DESKTOP-C7S7JNO:~# cd spatial_density
root@DESKTOP-C7S7JNO:~/spatial_density# perl spatial_density.pl spatial_density.conf
Wed Jul 31 21:37:48 DST 2019
Opening and appending run info to to: logfile
SPD 1
WEST 790000
EAST 770000
NORTH 10010000
SOUTH 10000000
UTM_ZONE 17
DATUM WGS84
ELLPS WGS84
PROJ utm
GRID_SPACING 100
EVENT_FILE vent_locations.xy
SAMSE 1
BANDWIDTH_FILE bandwidth.dat
PLOT 3
PLOT_DIR .
MAP_SCALE 300000
TICK_SCALE 0.5
MAP_TITLE Test

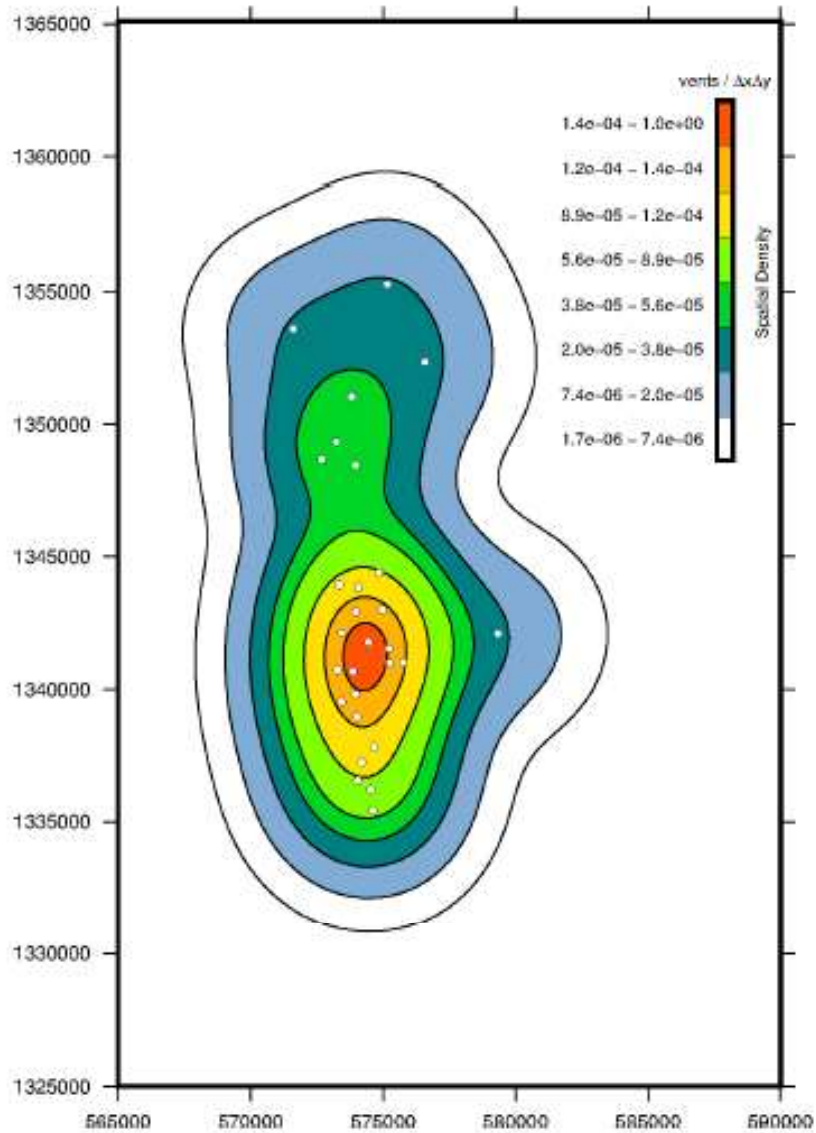
Optimizing Pilot Bandwidth (SAMSE)
1.4828957 0.1026341
0.1026341 1.1109598
Calculating spatial density; grid should sum to 1.
Const: 160.776080176246 = 1.27941539454942 * 20 * 2 * 3.14159265358979
Grid totals 3.94403287791065e-06. Finished Calculations.
Wed Jul 31 21:37:53 DST 2019
Now plotting ....
perl ./plot_spd.gmt.pl spatial_density.conf vent_locations.xy.samse.xyz
Logging run info to: logfile
SPD 1
WEST 790000
EAST 770000
NORTH 10010000
SOUTH 10000000
UTM_ZONE 17
DATUM WGS84
ELLPS WGS84
PROJ utm
GRID_SPACING 100
EVENT_FILE vent_locations.xy
```

**Figura 3. 9** Código propuesto por Connor et al., 2018, ejecutándose desde el sistema operativo libre Ubuntu de Linux.

- e) Accedemos al directorio en cual se generarán los archivos de salida, una vez terminada la ejecución del código:
- C:\Users\Dell\AppData\Local\Packages\CanonicalGroupLimited.Ubuntu16.04onWindows\_79rhkp1fndqsc\LocalState\rootfs\rootfs\patial\_density; allí se encontrarán los archivos en formato **.png**, **.pdf** y **.eps**.



f) Al acceder a dichos archivos, se visualiza un primer resultado de cómo será el mapa de probabilidad de apertura de futuros ventos.



**Figura 3. 10** Modelo estadístico de densidad espacial o probabilidad de apertura de nuevos ventos volcánicos al oeste del graben de Managua (Nicaragua), como resultado de la ejecución del código de distribución de densidad espacial propuesto por Connor et al., 2018.

## CAPITULO IV

### 4. Resultados

Este proyecto se ha centrado en la identificación de los rasgos morfológicos de los volcanes Wolf y Alcedo en base al análisis de imágenes satelitales y modelos de elevación digital.

En algunos casos no existen fisuras visibles entre los conos adyacentes, pero aun así está claro que surgieron a lo largo de una misma fisura lo que da a los conos una forma alargada (Figura 4.1).



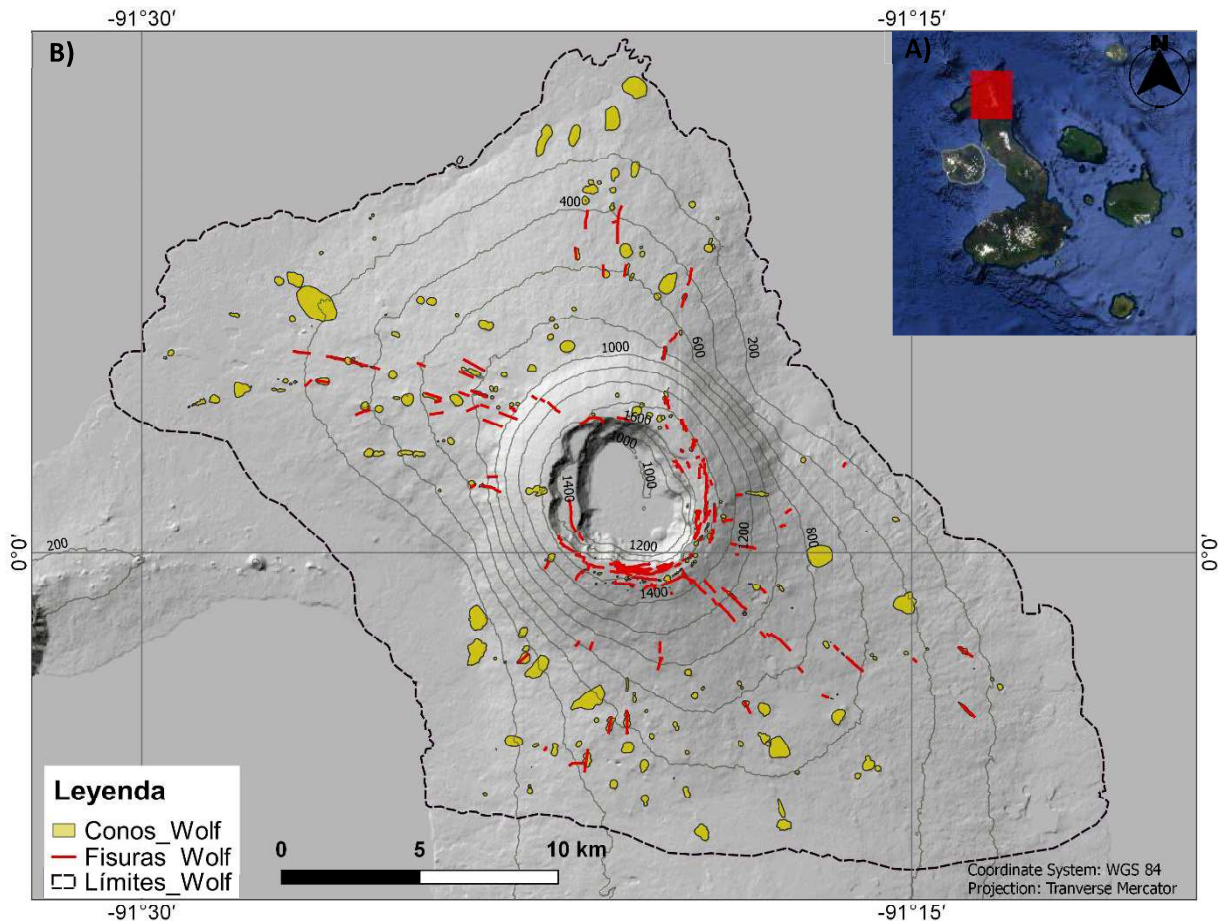
**Figura 4. 1** Ejemplo de conos múltiples a lo largo de una misma fisura eruptiva, flanco sureste del volcán Wolf.

Las imágenes satelitales son una buena herramienta de mapeo debido a su gran cobertura aérea y geometría uniforme; la resolución espacial de estas imágenes limitó su utilidad para el cálculo de las dimensiones y volúmenes de los conos menores a 12,5 m. A continuación, se muestran los resultados por volcán, los cuales están basados en los rasgos morfológicos identificados y en su probabilidad de ocurrencia.

## 4.1. Volcán Wolf

### 4.1.1 Mapa morfológico (Escala 1: 250000)

Este mapa morfológico permite identificar las principales zonas activas del volcán Wolf.

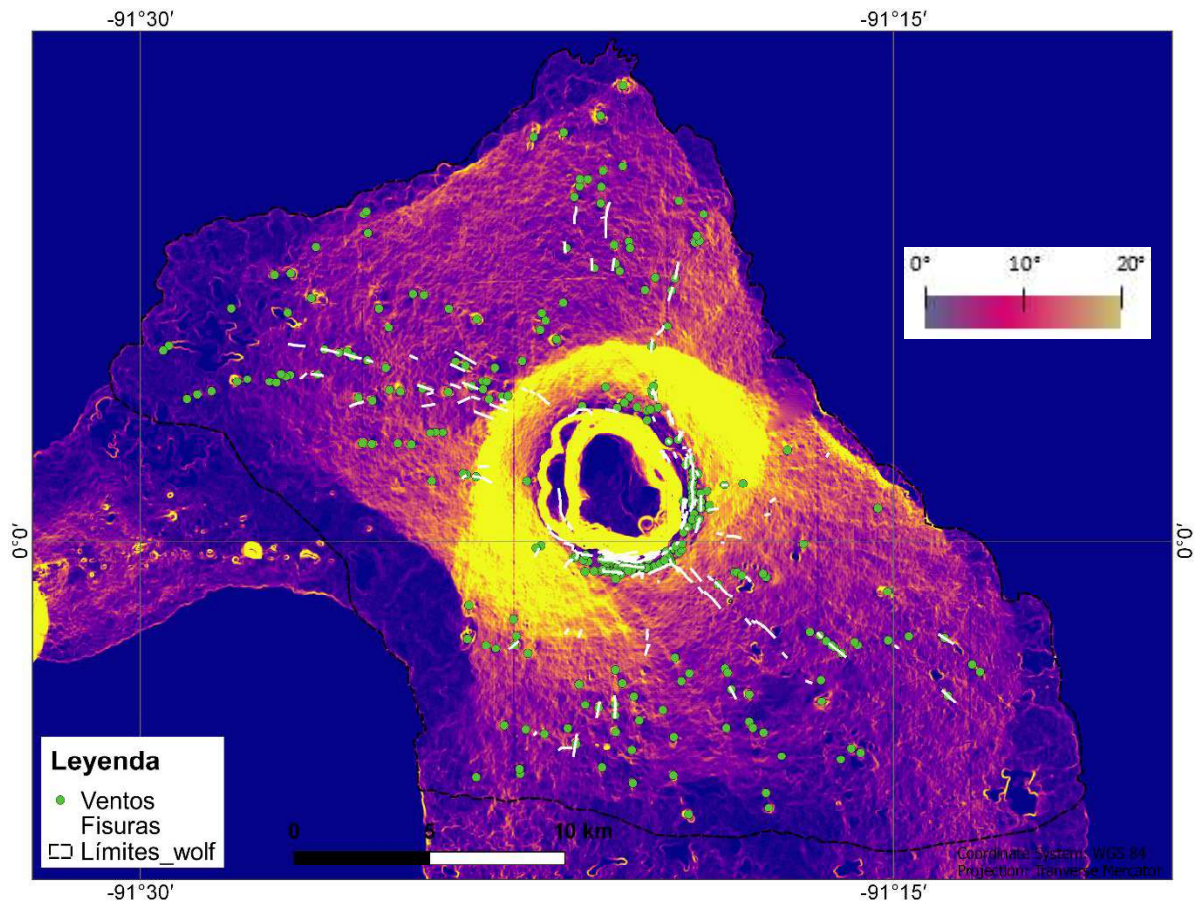


**Figura 4. 2** Ubicación del volcán Wolf (cuadrado rojo) en el Archipiélago de Galápagos (Fuente: Google Earth). B) Mapa morfológico del volcán que muestra la distribución espacial de los conos y fisuras identificados los cuales están representados en polígonos amarillos y líneas rojas respectivamente (Base topográfica: DEM 12 m.- JAXA).

De manera general se puede decir que los conos, al igual que las fisuras tienen un rango de muy poca ocurrencia en los flancos con las pendientes más pronunciadas. Las elevaciones más bajas en todos los sectores tienen pendientes graduales, y el flanco suroriental es el menos empinado (Figura 4.3).



El flanco noroeste muestra un aumento gradual de la pendiente desde la costa hasta el borde de la caldera, que corresponde a una concentración de vientos relativamente constante, exceptuando los últimos 2-3 km con pendiente muy fuerte y la cumbre (Figura 4.2 y 4.3).

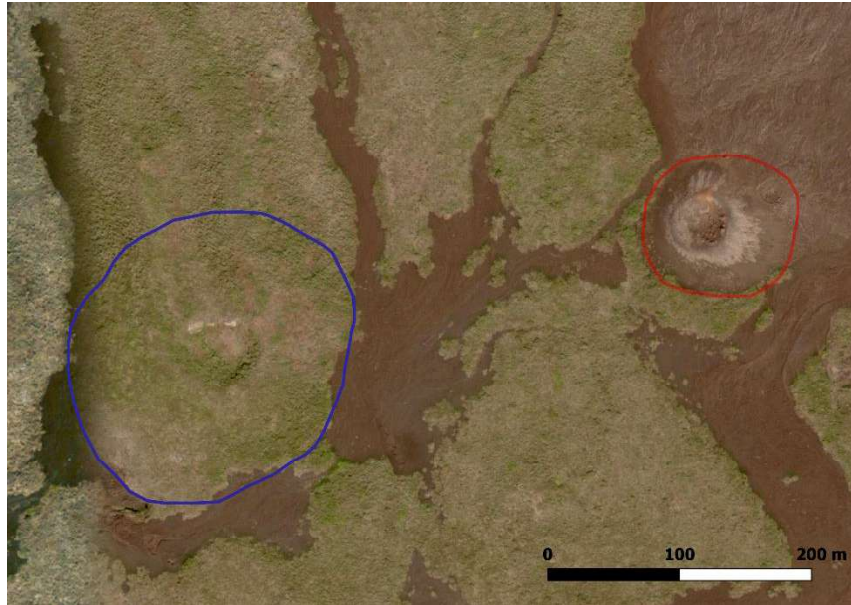


**Figura 4. 3** Mapa de pendientes del volcán Wolf.

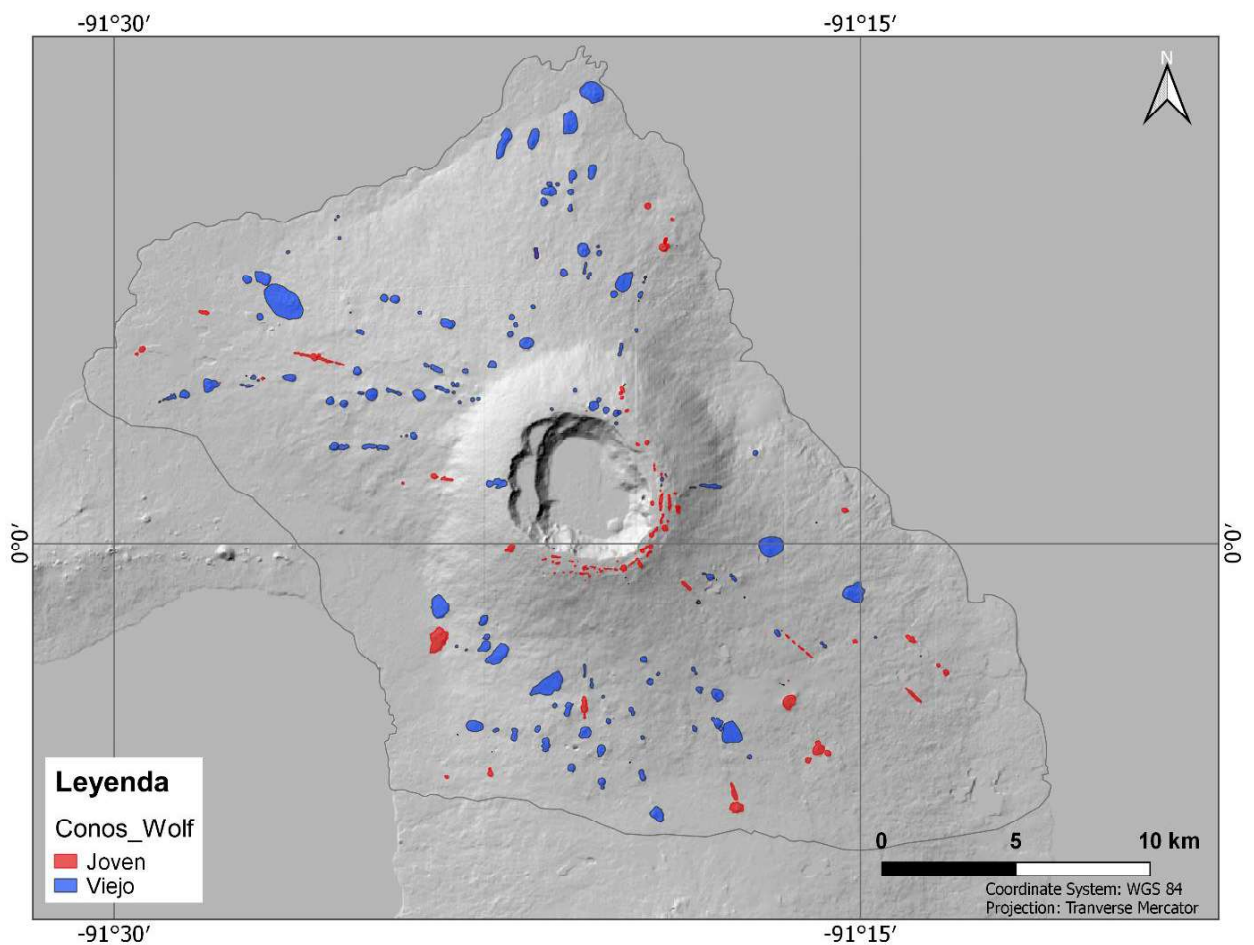
#### 4.1.1.1 Identificación y caracterización de conos

Un total de 276 conos (polígonos amarillos en Figura 4.2) fueron identificados en el área del volcán Wolf. Como se observa en la Figura 4.2 los conos están distribuidos al norte (42), noroeste (90), suroeste (52) y al sureste (92) de la caldera del volcán. A su vez, se tiene una visible escasez de conos en una parte de los flancos superiores.

Se realizó una discriminación de las edades de los conos por medio de su vegetación en función de su color, correspondiendo a conos jóvenes las tonalidades de café y negro y a conos viejos tonalidades de verde (Fig 4.4).

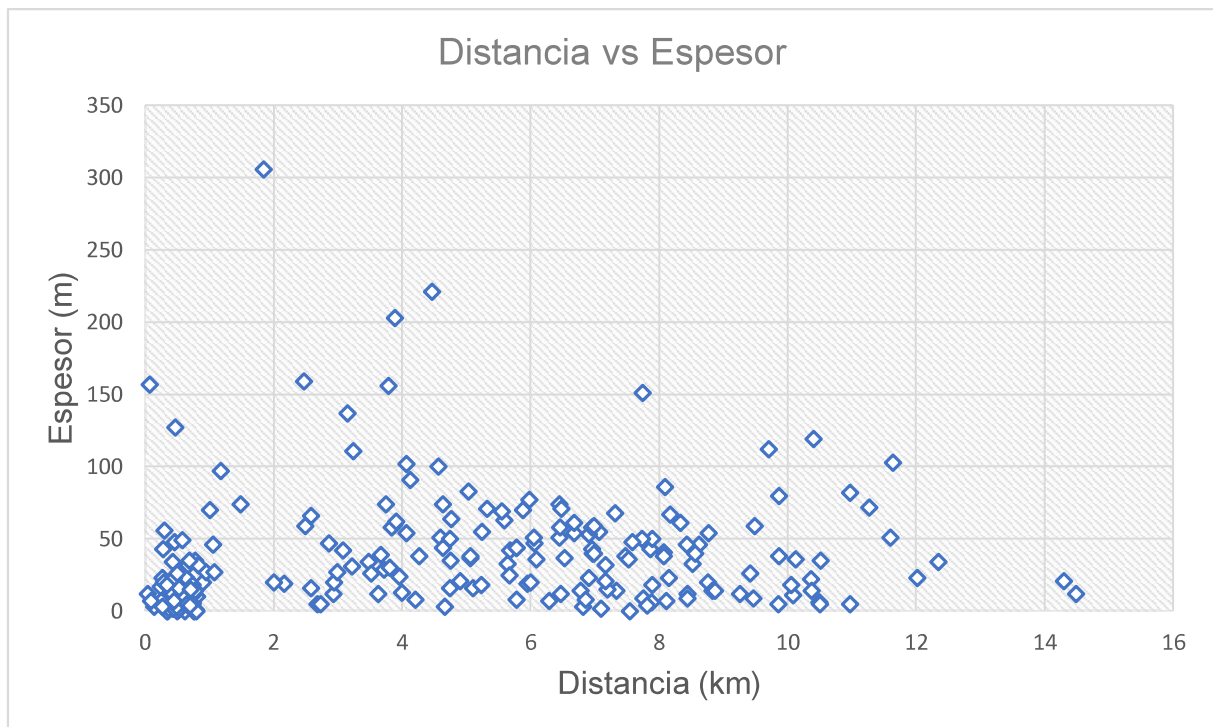


**Figura 4. 4** Conos discriminados función de color (azul: cono viejo y rojo: cono joven).



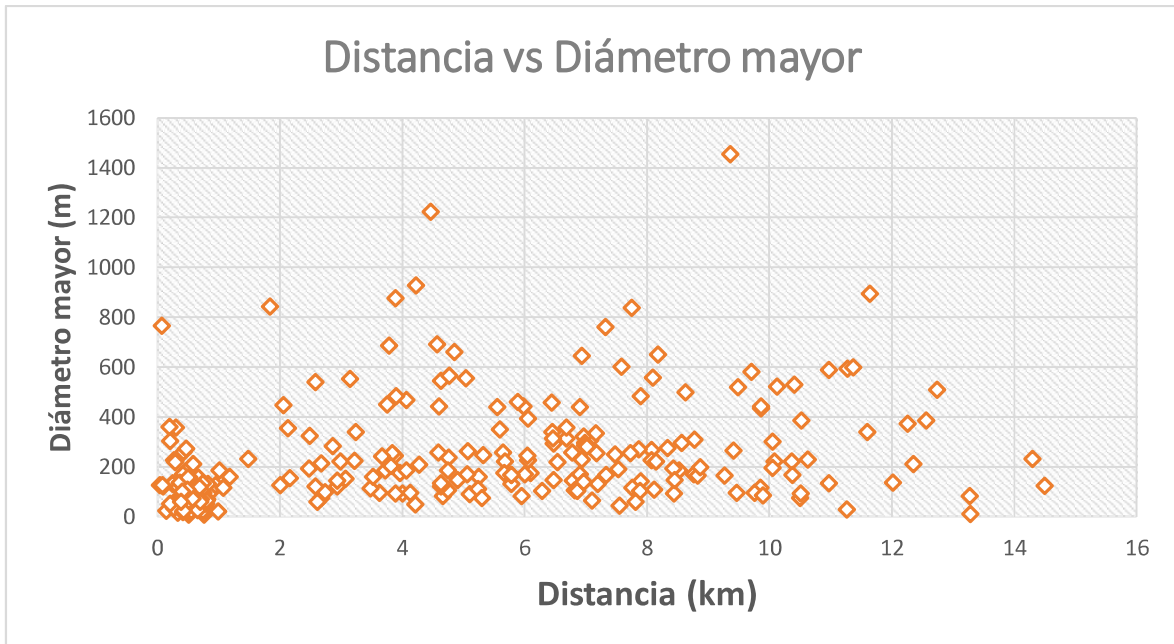
**Figura 4. 5** Mapa morfológico que indica la distribución de los conos jóvenes (rojo) y los viejos (azul). (Base topográfica: DEM 12 m.- JAXA)

Respecto al diámetro y al espesor de los diferentes conos, se pueden observar valores muy diversos. Existen poblaciones muy claras de espesores 10-100 m y >100 – 310 m (Fig. 4.5). Para la realización de los diagramas en función de la distancia, se considera a la distancia perpendicular desde el borde de la caldera hacia el cono.



**Figura 4. 6** Espesor de cada cono con respecto a su distancia medida desde el borde de la caldera.

Se estimó, además, el diámetro mayor de los conos, resultando que la mayoría de conos se concentran a lo largo de los primeros 400 metros. Sin embargo, hay un incremento de este parámetro con respecto a la distancia a la caldera. Cerca de la ruptura de la pendiente (~3 km), alcanzando los 1000 m de longitud. Siendo las formas alargadas (conos múltiples) parte de los conos que representan longitudes considerables. (Figura 4.6).

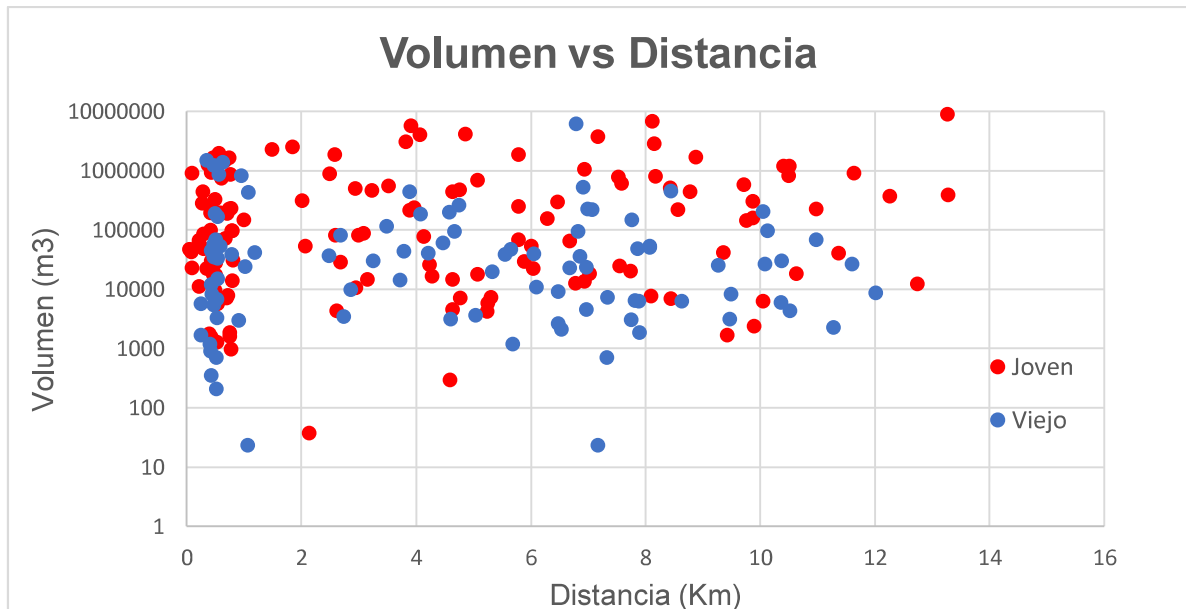
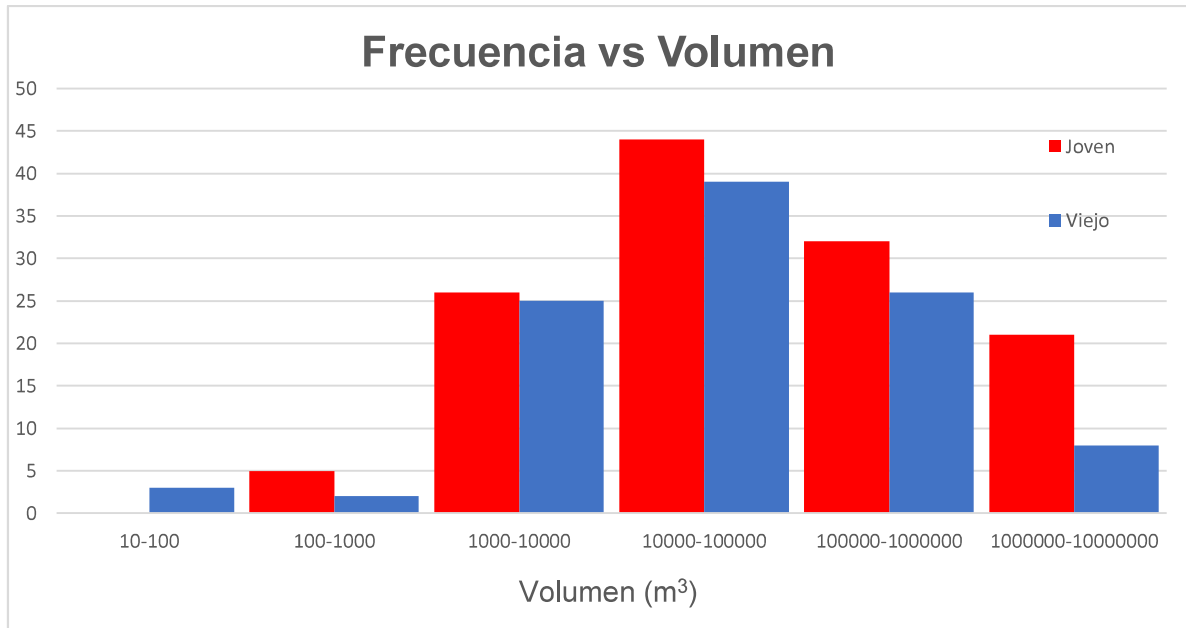


**Figura 4. 7** Diámetro mayor de cada cono con respecto a su distancia medido desde el borde de la caldera.

Los conos cartografiados presentan volúmenes entre 23 y  $8,8 \times 10^6$  m<sup>3</sup>. Sin embargo, la mayoría se encuentra entre  $10^4$  y  $10^6$  m<sup>3</sup> con una mediana de 28000 m<sup>3</sup> (Fig 4.6).

La distribución de los conos en la zona de estudio presenta una concentración de los conos jóvenes alrededor de la parte sur y suroriental de la caldera, correspondiendo en gran parte a volúmenes menores de  $10^5$  m<sup>3</sup>. Además, se observa un grupo de valores homogéneos entre los  $10^3$  y  $10^6$  m<sup>3</sup>, a partir de los 2 km de distancia con respecto a la caldera (Figura 4.6).

La suma del volumen individual de los conos dio como resultado 0,1025 km<sup>3</sup>.



**Figura 4. 8** Diagramas de cuantificación de la distribución de los conos jóvenes. A). Histograma de la frecuencia de los conos con respecto a su volumen. B) Volumen individual de los conos jóvenes y viejos respecto a su distancia a la caldera.

#### 4.1.1.2 Identificación y caracterización de fisuras

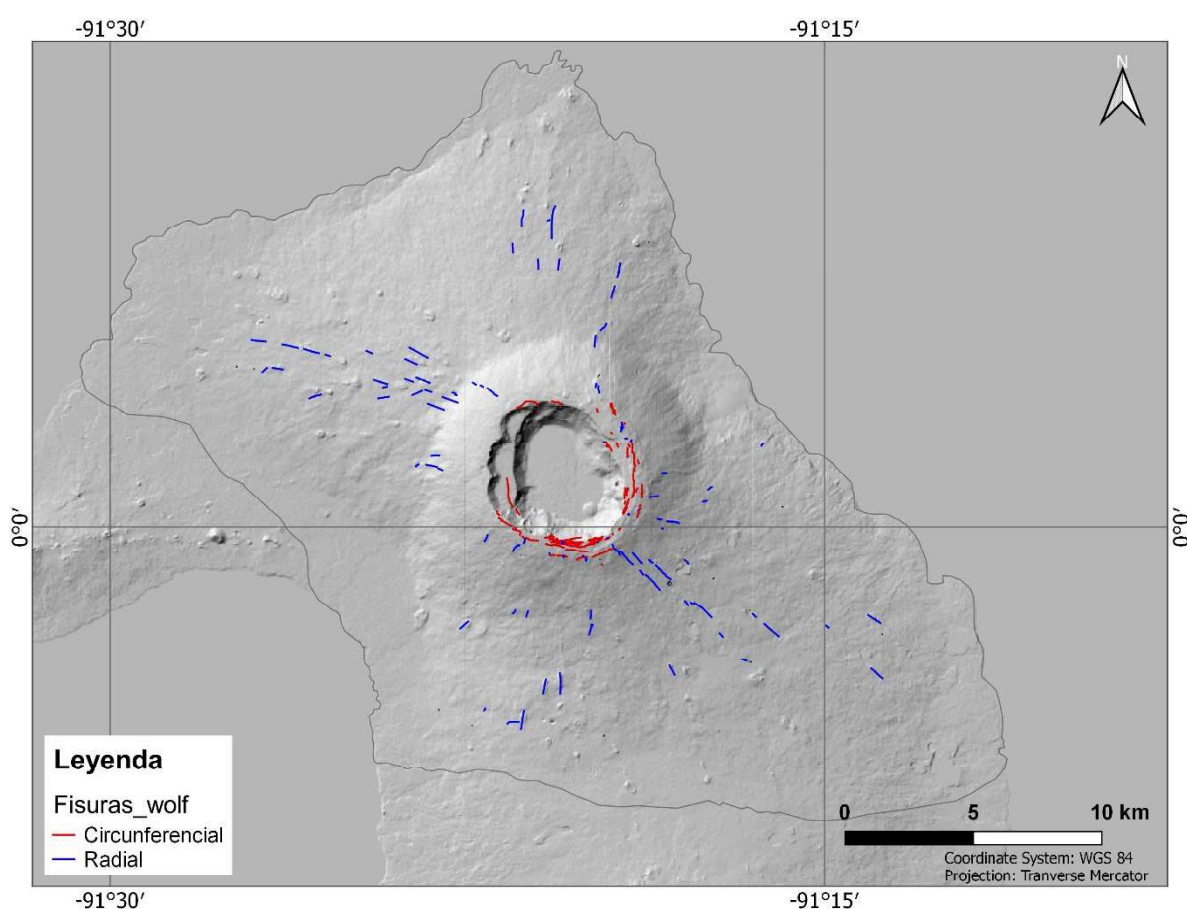
Se digitalizaron 302 fisuras volcánicas: 176 son circunferenciales y 126 radiales.

Las fisuras circunferenciales se las trazó aquellas que siguen la dirección del borde de la caldera, mientras que las fisuras radiales fueron trazados aquellas que se encuentran relativamente perpendicular al borde de la caldera. Se observa que la



longitud de las fisuras circunferenciales varia. La fisura circunferencial más larga tiene una longitud de 1,2 km, la mediana de la longitud es de 68,05 m y la longitud acumulada de todas las fisuras circunferenciales mapeadas es de 21,8 km.

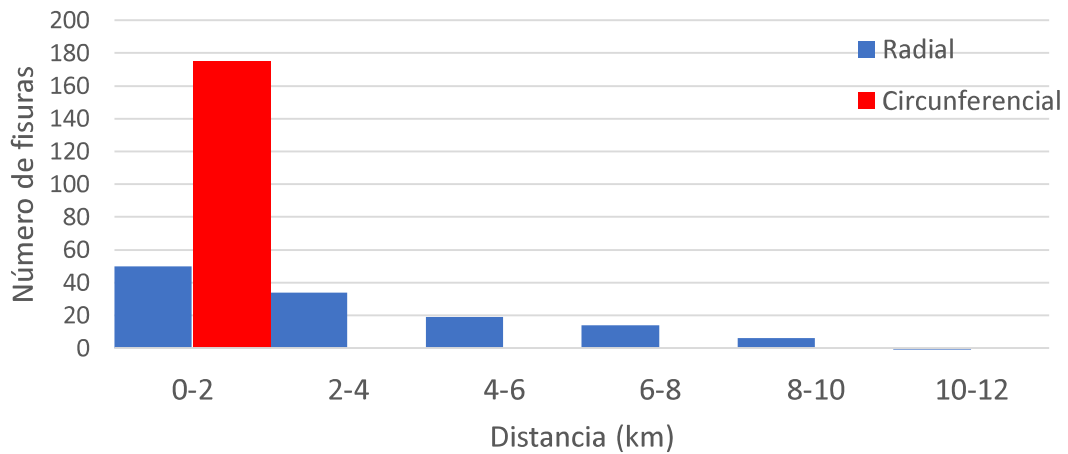
Las fisuras circunferenciales se concentran alrededor de la caldera, mientras que las fisuras radiales se encuentran distribuidas heterogéneamente a lo largo de la llanura. (Figura 4.5).



**Figura 4. 9** Mapa morfológico que muestra la distribución de las fisuras radiales (azul) y circunferenciales (rojo) del volcán Wolf (Base topográfica: DEM 12 m.- JAXA).

El mapeo nos indica que hay más fisuras circunferenciales que radiales. Las fisuras radiales que se concentran en mayor proporción cerca de la ruptura de la pendiente, en donde existe un cambio drástico de pendiente (Fig. 4.9 y Fig. 4.3).

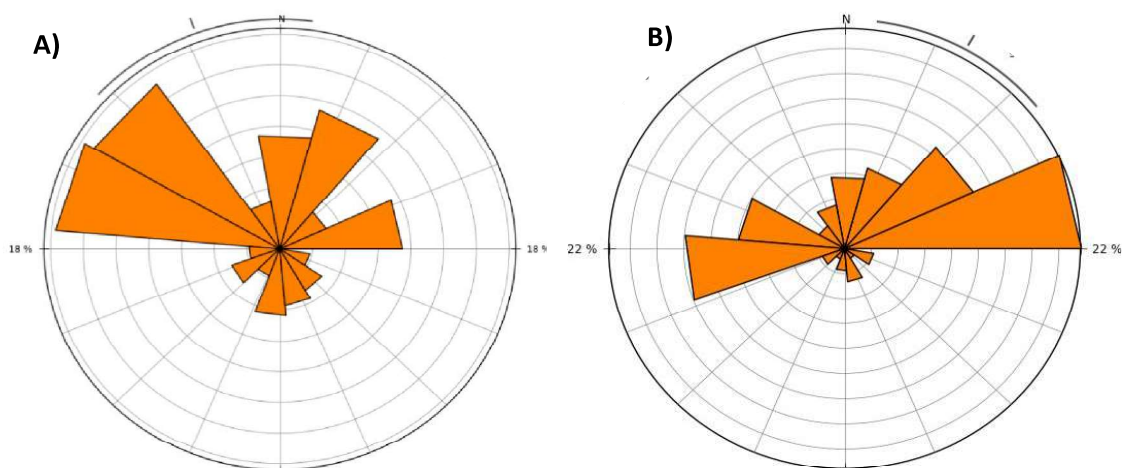
### Frecuencia vs Distancia Radial



**Figura 4. 10** Histograma de fisuras eruptivas individuales respecto a la distancia radial en el volcán Wolf.

La fisura radial más larga en Wolf es de 1,3 km, la mediana de la longitud es de 162,3 m, su longitud acumulada es de 30,7 km, y la mediana de la distancia desde el borde de la caldera hasta el extremo ascendente de cada fisura radial es de 2,7 km.

Las orientaciones de las fisuras eruptivas en el volcán Wolf no están distribuidas de manera uniforme. Las fisuras radiales presentan una tendencia hacia el WNW y en menor cantidad al NNE y ENE; las circunferenciales tienen 2 orientaciones de picos separadas por casi 180° al WSW y ENE (ver Sección 3.1.3).



**Figura 4. 11** Diagramas de rosas que muestran orientaciones de A) fisuras radiales y B) circunferenciales

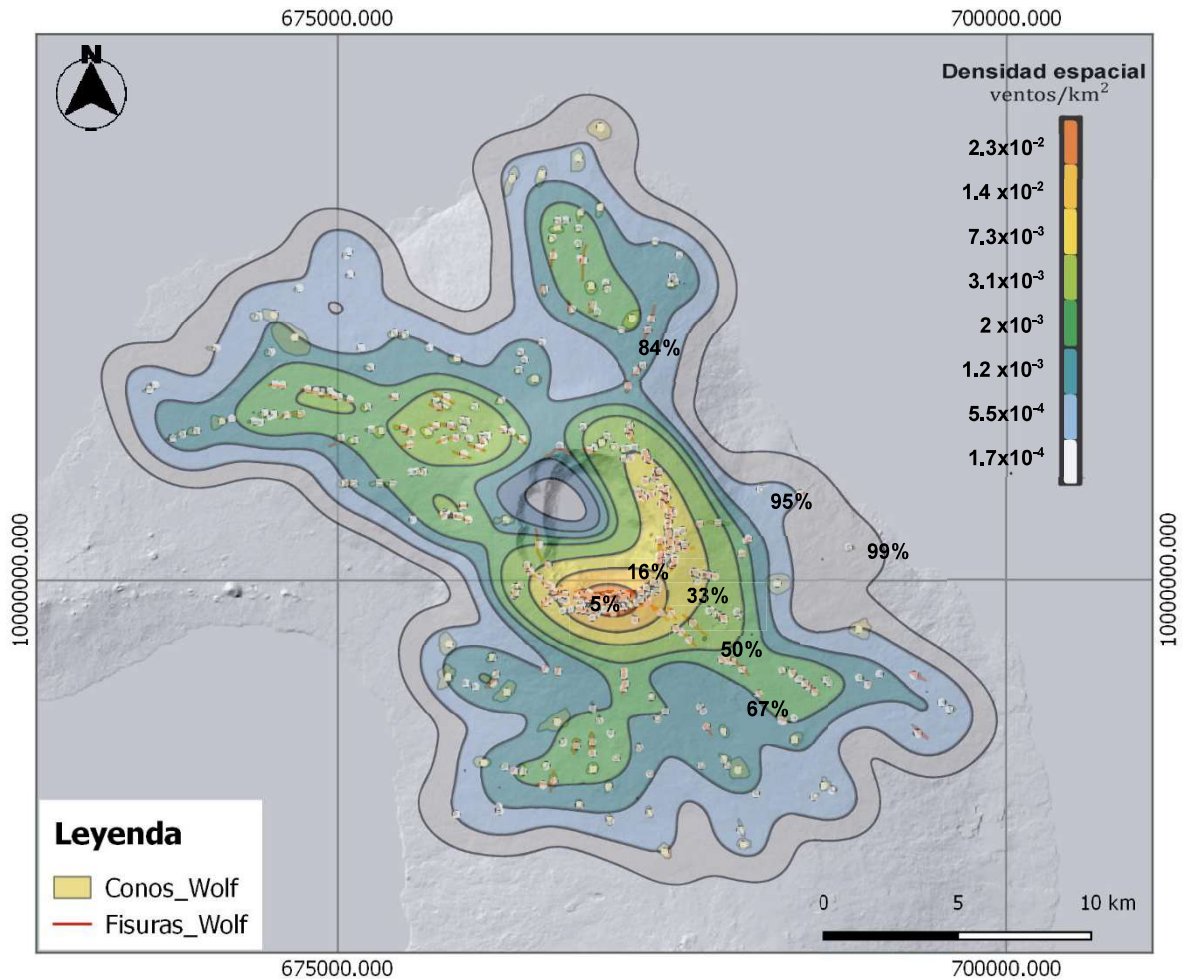
#### 4.1.2 Mapa de Probabilidad de apertura de nuevos ventos

La Figura 4.12 muestra la ubicación de los centroides de los ventos cartografiados. Se analizaron 445 ventos (se discrimina las fisuras con la misma ubicación que los conos), para evaluar la probabilidad de que ocurra una erupción.

Las áreas con mayor probabilidad de experimentar una futura formación de ventos volcánico se muestran mediante áreas con tonalidades coloreadas. La barra de escala proporciona el rango de densidad espacial para cada área de contorno sombreada.

Los valores de densidad espacial de ventos (ventos/km<sup>2</sup>) se ordenan de mayor a menor, pudiendo agruparlos como porcentajes (5%, 16%, 33%, 50%, 67%, 84%, 95%, 99%) que representan una fracción del área de densidad espacial total.

El área de color blanco agrupa un 99% de probabilidad de ocurrencia de un nuevo viento, con una densidad espacial de  $1,7 \times 10^{-4}$  ventos/km<sup>2</sup>. El área azul encierra un 95% de probabilidad de ocurrencia, con una densidad espacial de  $5,5 \times 10^{-4}$  ventos/km<sup>2</sup>. Para el área roja, ubicada al sur del borde de la caldera, se tiene un 5% de probabilidad de ocurrencia (es menos probable que ocurra un viento en un área menor), con una densidad espacial de  $2,3 \times 10^{-2}$  ventos/km<sup>2</sup>.

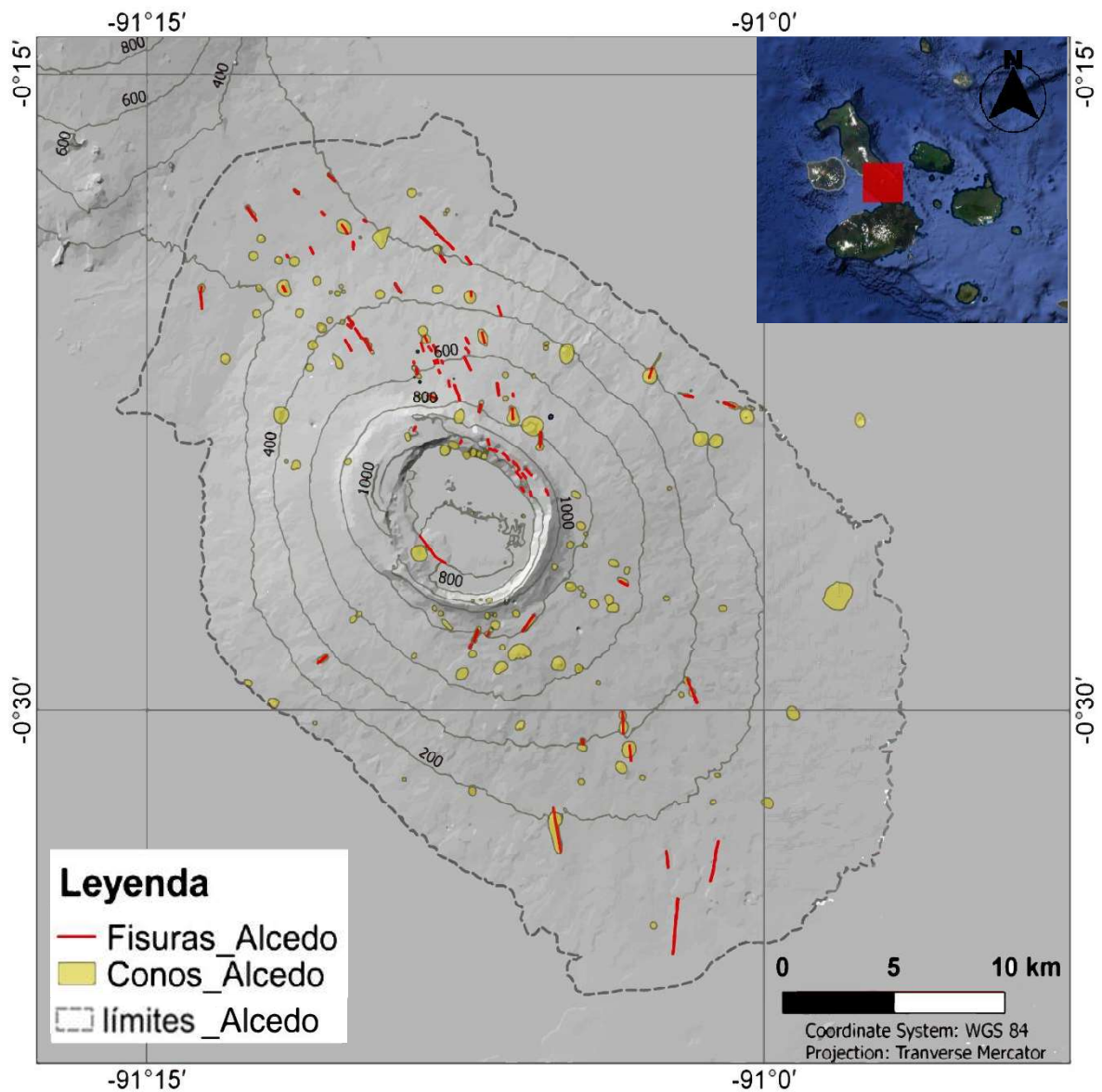


**Figura 4. 12** Modelo estadístico de densidad espacial o probabilidad de apertura de nuevos ventos. Los puntos blancos muestran las ubicaciones de ventos volcánicos en el volcán Wolf, superpuestos en un modelo de elevación digital con relieve sombreado.

## 4.2. Volcán Alcedo

### 4.2.1 Mapa morfológico (Escala 1: 250000)

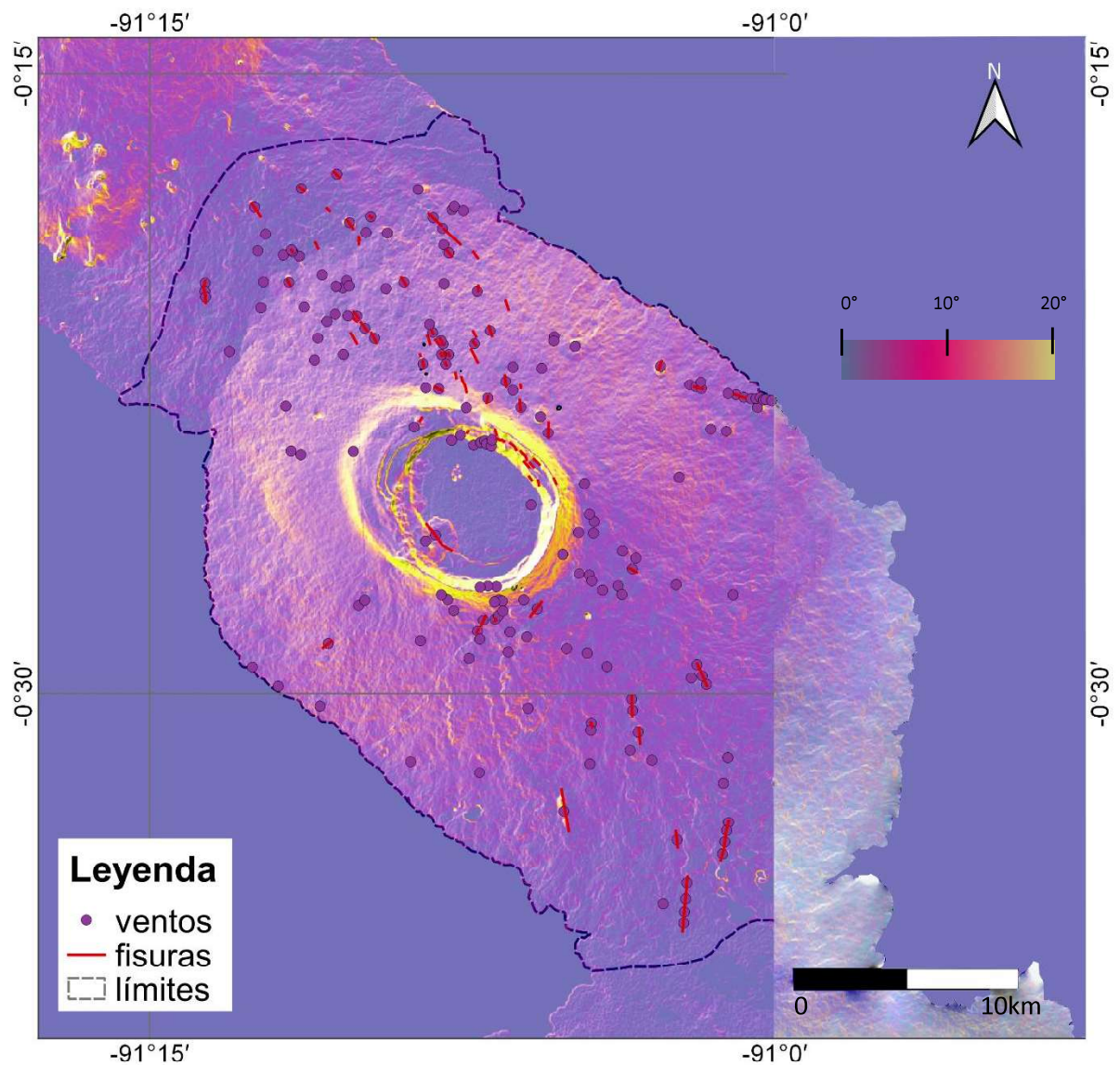
El mapa morfológico realizado permite visualizar los rasgos morfológicos (conos y fisuras) que se presentan en el volcán Alcedo, limitado al norte por el volcán Darwin y al sur por el volcán Sierra Negra (Figura 4.13).



**Figura 4. 13** A) Mapa de ubicación del volcán Alcedo (cuadrado rojo) en el Archipiélago de Galápagos (Fuente: Google Earth). B) Mapa morfológico del volcán que muestra la distribución espacial de los conos y fisuras identificados los cuales están representados en polígonos amarillos y líneas rojas respectivamente (Base topográfica: DEM 12 m.- JAXA).

Se observa que las pendientes más pronunciadas se restringen al primer kilómetro alrededor del borde de la caldera. En el flanco superior noroccidental se presentan las pendientes con menor ángulo y un menor desarrollo de fisuras. (Figura 4.14). Sin embargo, se tiene una menor ocurrencia de ventos a lo largo de las pendientes más fuertes.

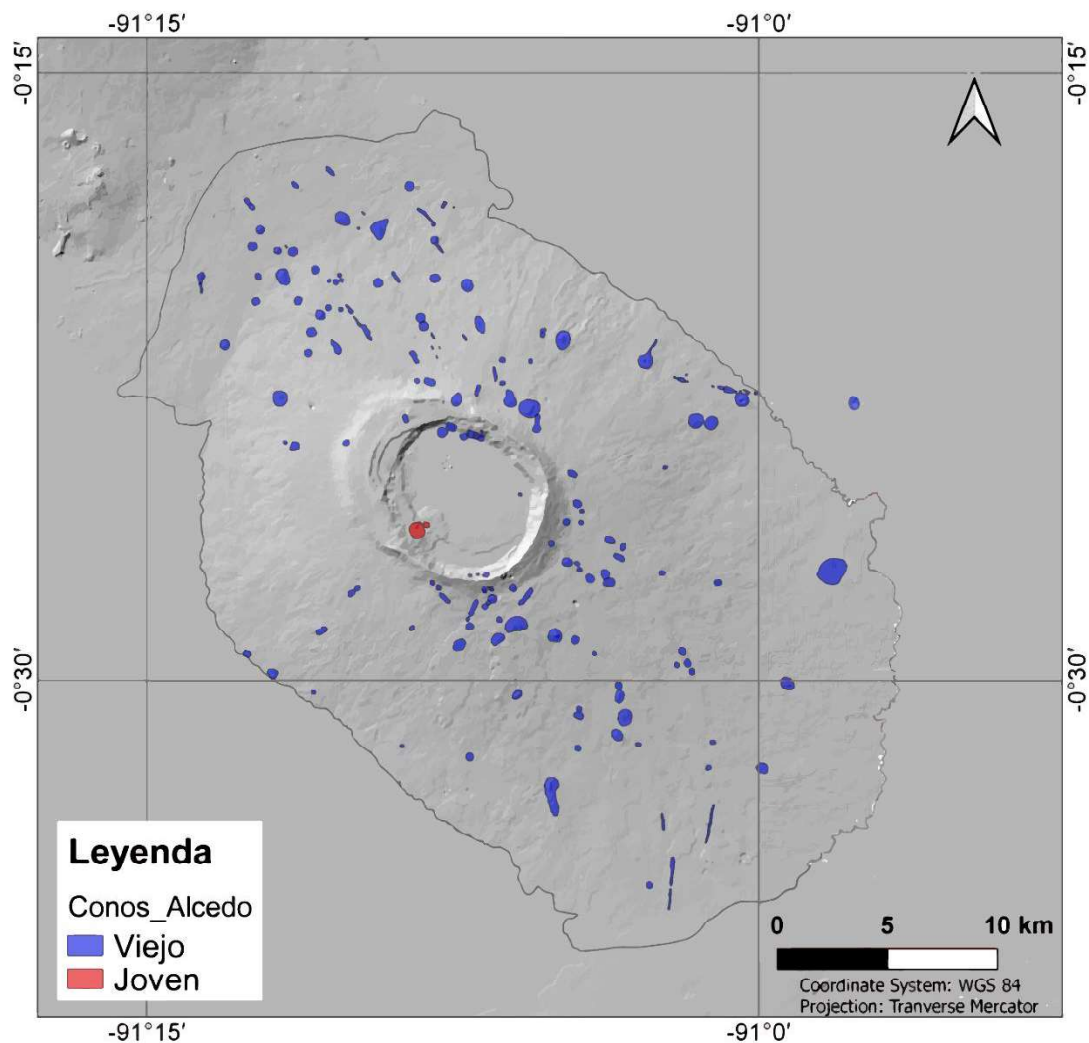




**Figura 4. 14** Mapa de pendientes del volcán Alcedo.

#### 4.2.1.1 Identificación y caracterización de conos

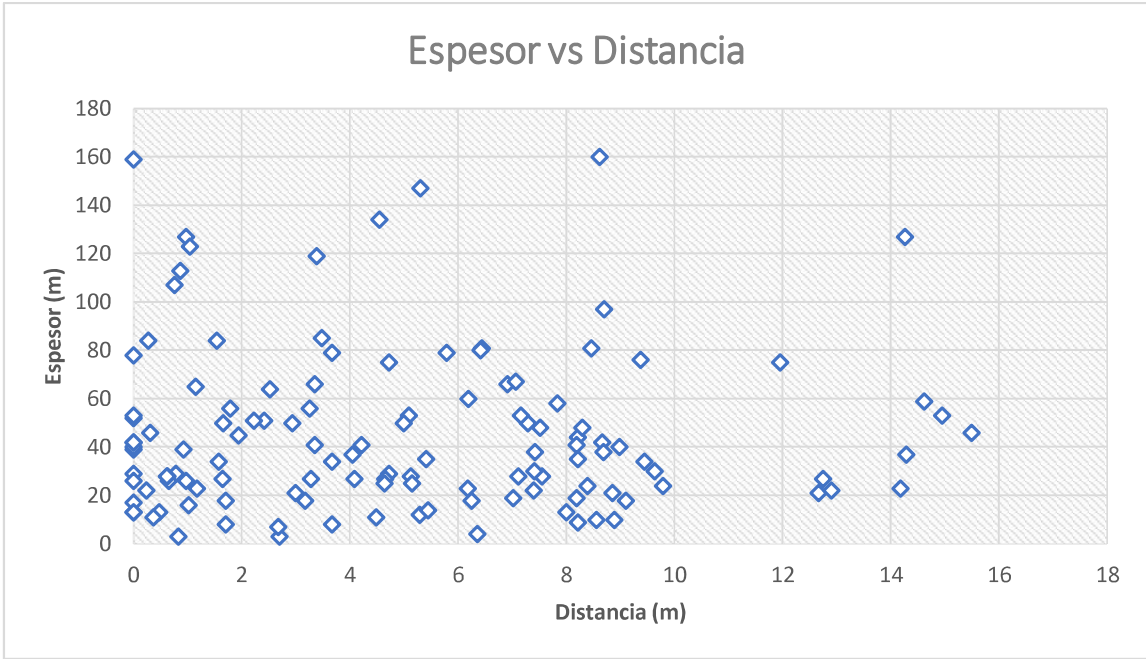
Los resultados del estudio permiten identificar un total de 185 conos volcánicos. Como se observa en la Figura 4.15 los conos están distribuidos al noreste (40), noroeste (64), suroeste (18) y al sureste (63) del volcán.



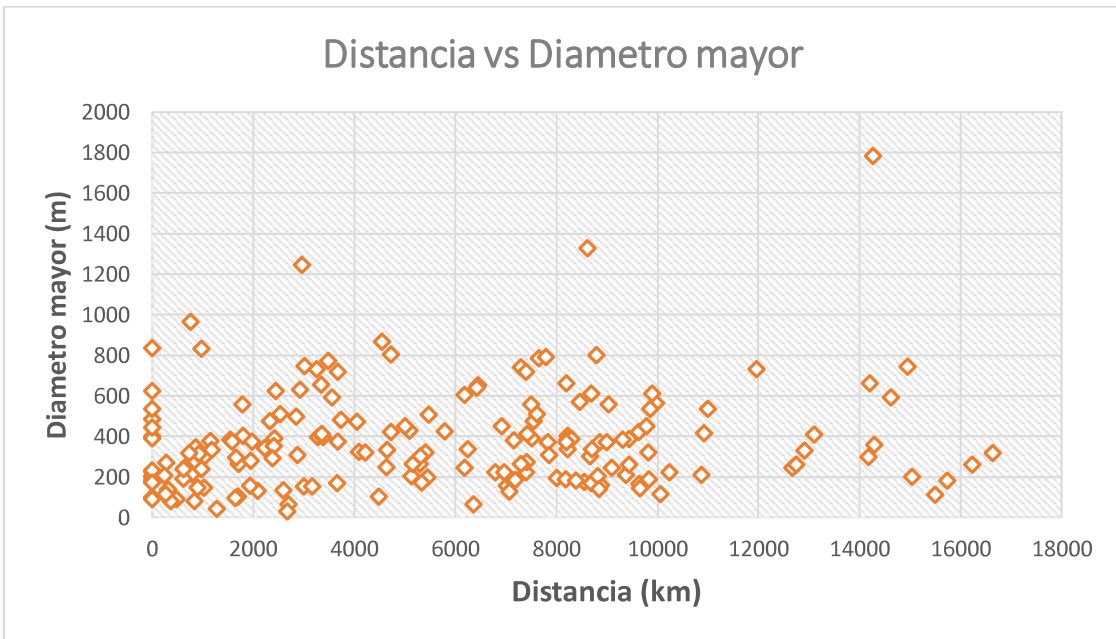
**Figura 4. 15** Mapa morfológico que indica la distribución de los conos jóvenes (rojo) y los viejos (azul). (Base topográfica: DEM 12 m.- JAXA)

Además, se estimó el volumen y dimensión individual de los conos para tener una idea de su magnitud, con estos resultados se distingue fácilmente que los conos presentan diferentes características, especialmente los volúmenes más grandes que se diferencian a simple vista en los gráficos presentados (Figura 4.15). Al igual que con Wolf, para Alcedo también se realizó una discriminación de los conos por medio de su vegetación en función del color.

Las estimaciones de las dimensiones de los conos cartografiados muestran diversos valores. Se observa que la mayoría de ellos tienen relieves inferiores a los 100 m, siendo solo unos pocos los que superan este valor hasta los 160 m (Figura 4.16). A su vez, se tiene que el diámetro de los conos se mantiene homogénea a lo largo de todo el volcán (entre los 0 y 800 m).



**Figura 4. 16** Espesor de cada cono con respecto a la distancia a la caldera.



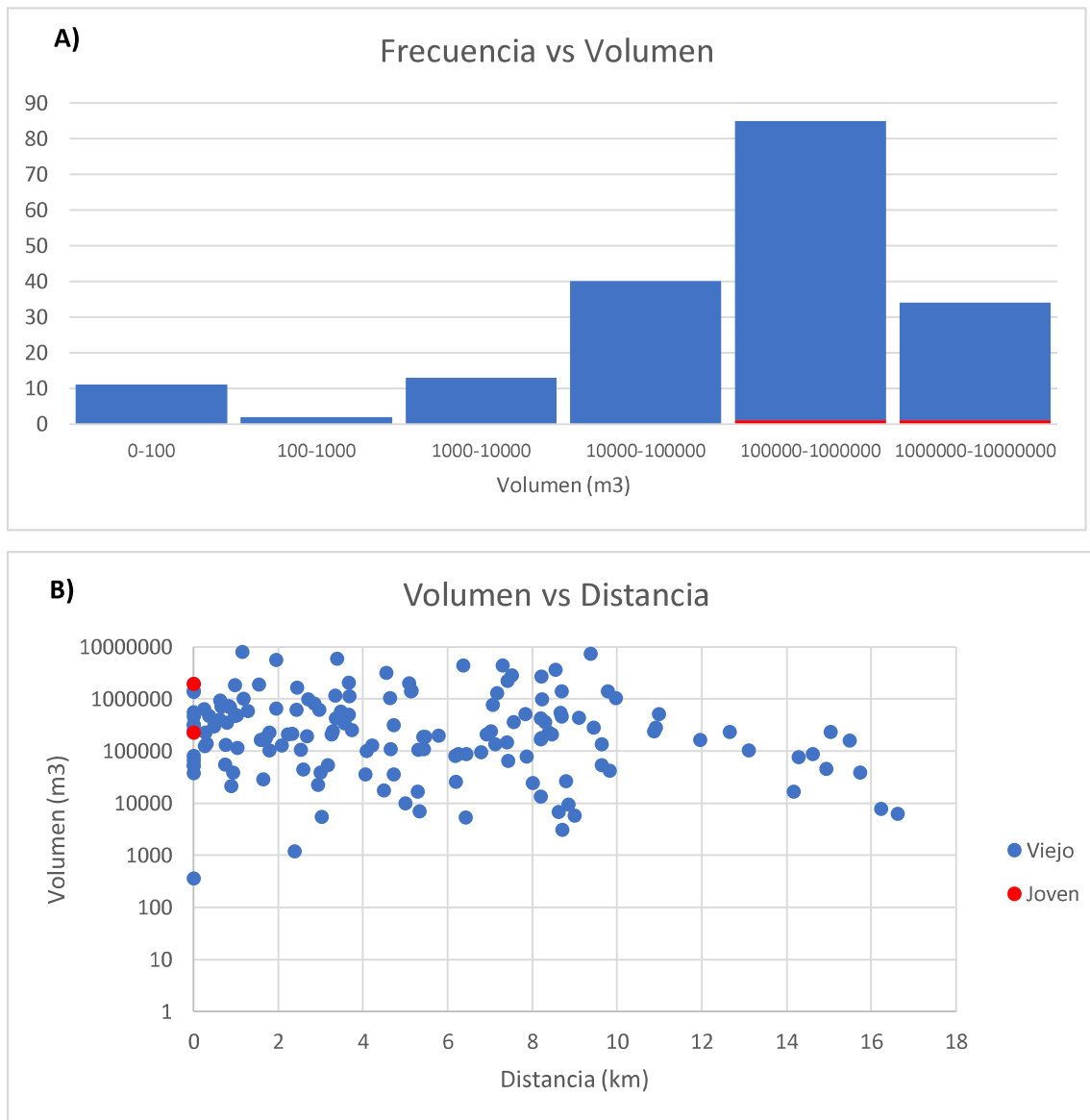
**Figura 4. 17** Diámetro mayor de cada cono con respecto a la distancia a la caldera.

La mayoría de los conos tienen valores inferiores a  $300\ 000\ \text{m}^3$ , sin embargo, existen 30 conos que presentan volúmenes de hasta  $10^7\ \text{m}^3$ . Los conos viejos muestran una mayor frecuencia en volúmenes que tornan los  $10^6\ \text{m}^3$ , al igual que los jóvenes. El volumen medio de los conos es  $650\ 000\ \text{m}^3$  (Figura 4.918).

La suma del volumen individual de los conos dio como resultado  $0,12\ \text{km}^3$ .



En la Figura 4.15 se observa que los conos viejos son más abundantes en distancias inferiores a los 10 km, a partir de ahí empiezan a ser más escasos y son más pequeños mientras más se alejan de la caldera. A su vez los únicos conos jóvenes se encuentran dentro de la caldera (Figura 4.15 y 4.18).



**Figura 4. 18** Diagramas que cuantifican la distribución de los conos. A). Histograma de la frecuencia de los conos con respecto a su volumen. B) Volumen individual de los conos jóvenes y viejos respecto a su distancia a la caldera.

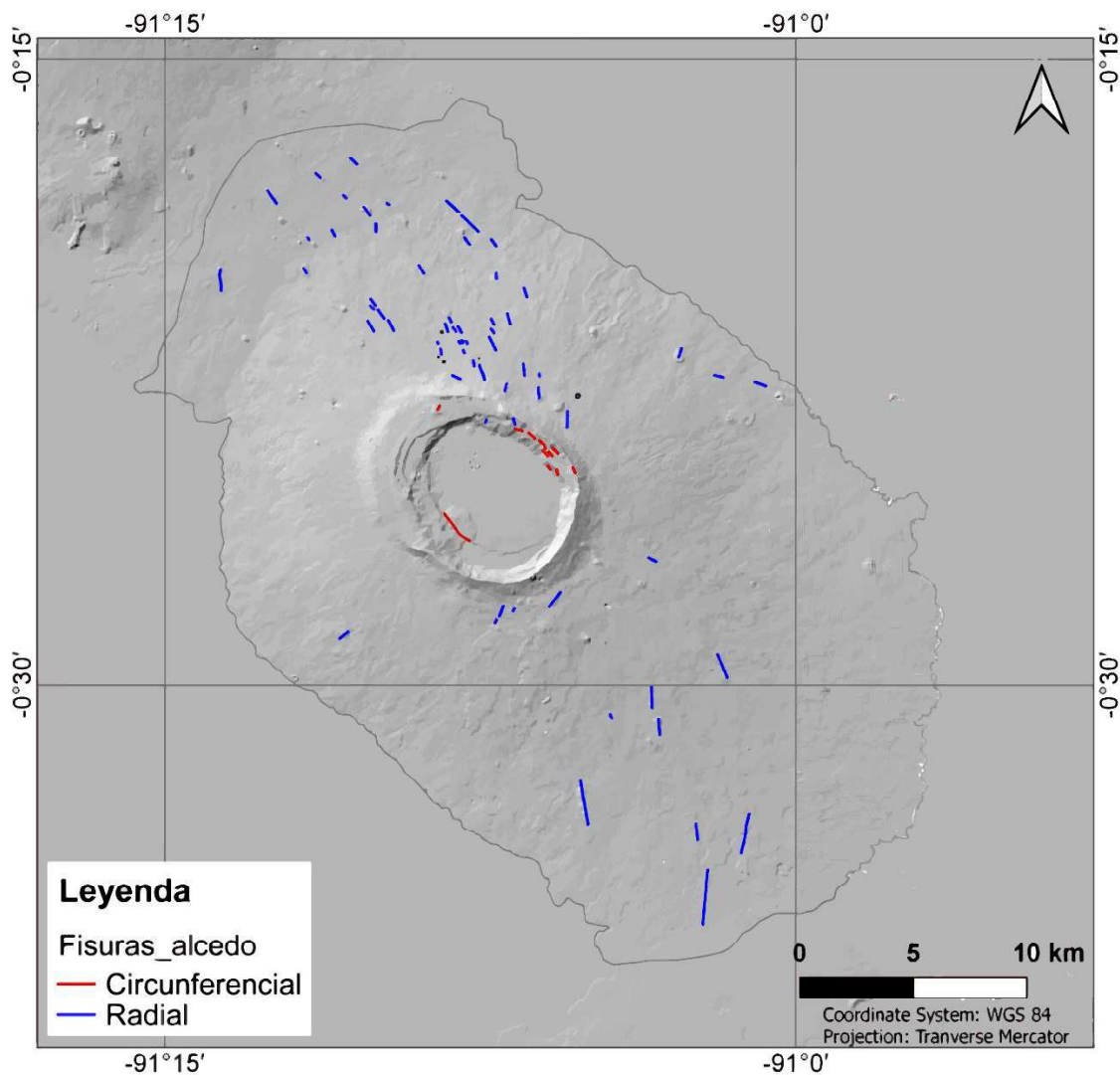
#### 4.2.1.2 Identificación y caracterización de fisuras

Se digitalizaron 87 fisuras volcánicas de las cuales 13 son circunferenciales y 74 radiales. Se observa que las fisuras circunferenciales se restringen al anillo de la

caldera, especialmente en la parte noroccidental de esta. Al contrario, las fisuras radiales están distribuidas a lo largo del edificio volcánico, en mayor proporción en la parte norte, y unas pocas en el flanco sur.

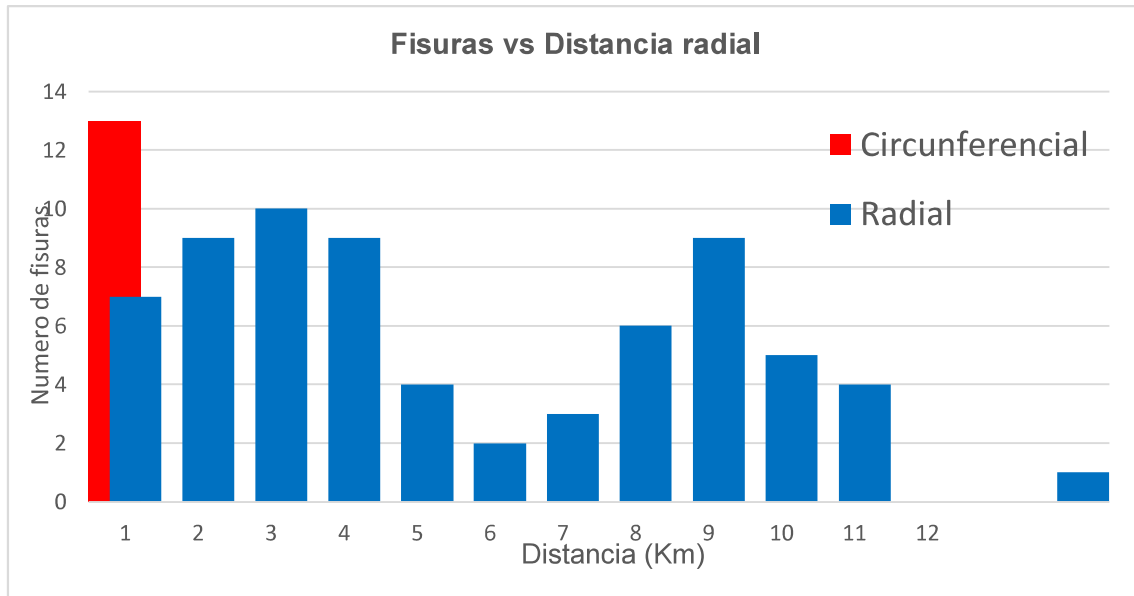
La fisura circunferencial más grande está situada dentro de la caldera en la parte suroriental con una longitud de 1,6 km (Figura 4.19).

La longitud de las fisuras circunferenciales es heterogénea, su mediana es de 239,5 m y su longitud acumulada es de 4,4 km.



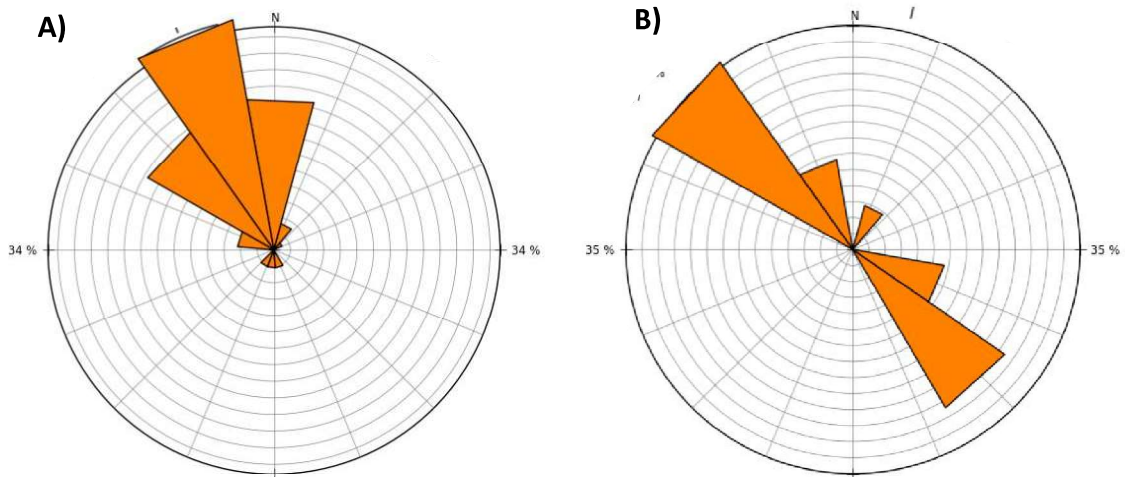
**Figura 4. 19** Mapa morfológico que muestra la distribución de las fisuras radiales (azul) y circunferenciales (rojo) del volcán Alcedo (Base topográfica: DEM 12 m.- JAXA).

La fisura eruptiva radial más larga en Alcedo es de 2,4 km, la mediana de la longitud es de 301,3 m, su longitud acumulada es de 29,5 km, y la mediana de la distancia desde el borde de la caldera hasta el extremo ascendente de cada fisura radial es de 4,8 km.



**Figura 4.20** Histograma de fisuras eruptivas individuales respecto a la distancia radial en el volcán Alcedo.

Las orientaciones de las fisuras eruptivas en el volcán Alcedo muestran una dirección casi uniforme. Las fisuras radiales presentan tendencia hacia el NNW; y las fisuras circunferenciales presentan 2 picos separados por casi 180°, orientados hacia el NW y SE.

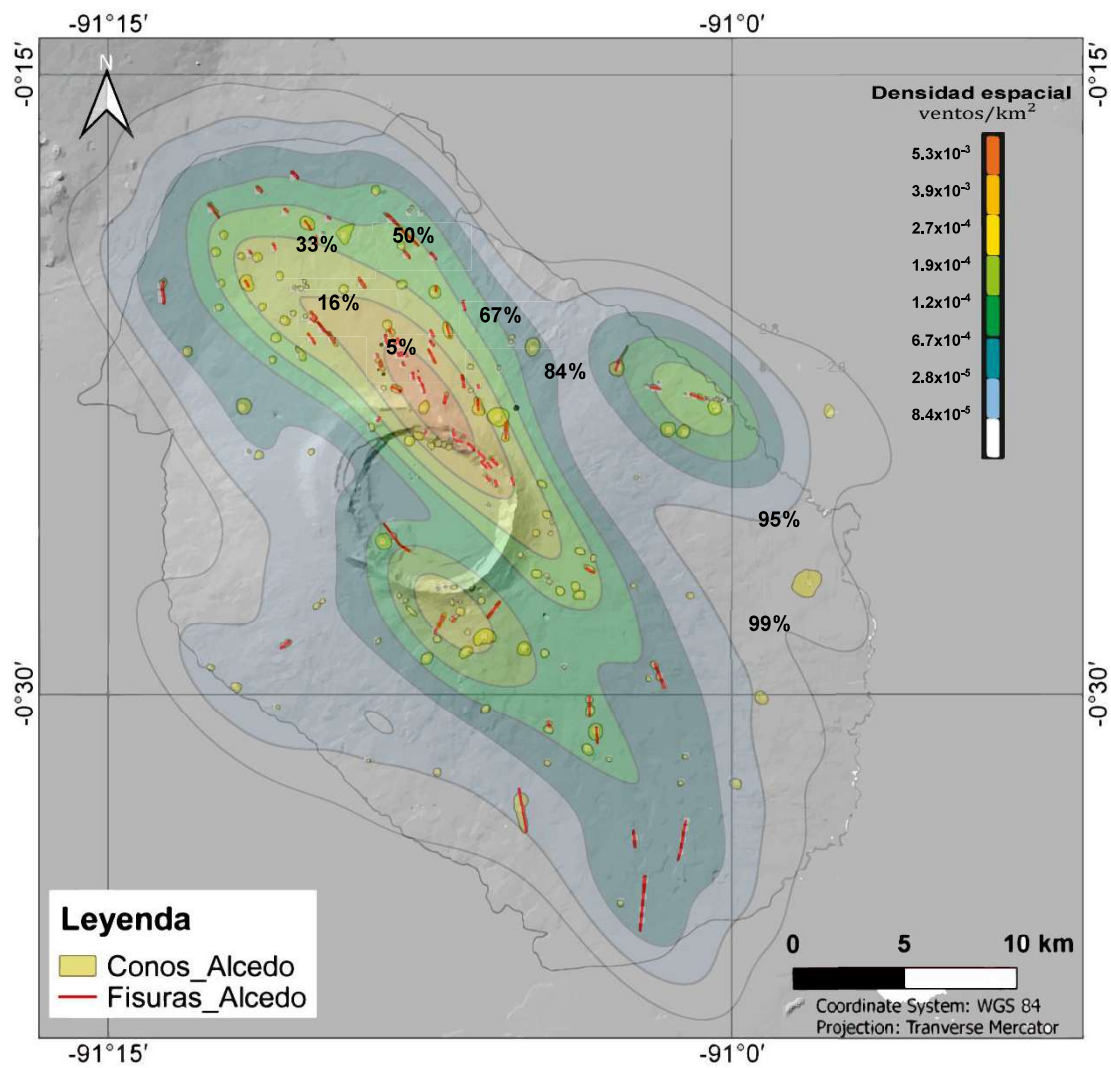


**Figura 4. 21** Diagramas de rosas que muestran orientaciones de A) fisuras radiales y B) circunferenciales

#### 4.2.2. Mapa de Probabilidad de apertura de nuevos ventos

Según el modelo obtenido a partir de datos de ventos pasados, los próximos ventos ocurrirán dentro de las zonas con tonalidades coloreadas. Se analizaron 220 ventos (se discrimina las fisuras con la misma ubicación que los conos) que nos permitieron simular la probabilidad de que un nuevo viento ocurra en la zona del volcán Alcedo. La barra de escala proporciona el rango de densidad espacial para cada área de contorno.

Según la Figura 4.22, se tiene que la mayor probabilidad de ocurrencia de un nuevo viento se encuentre dentro del perímetro blanco (es más probable que ocurra un viento en área mayor), con una densidad espacial de  $8.4 \times 10^{-5}$  ventos/km<sup>2</sup>. El área azul confina una probabilidad del 95%, con una densidad espacial de a  $2.8 \times 10^{-5}$  ventos/km<sup>2</sup>. Mientras que el área roja, con menor probabilidad de ocurrencia presenta una densidad espacial de  $5,3 \times 10^{-3}$  ventos/km<sup>2</sup>.



**Figura 4. 22** Modelo estadístico de densidad espacial o probabilidad de apertura de nuevos ventos. Los puntos blancos muestran las ubicaciones de ventos volcánicos en el volcán Alcedo, superpuestos en un modelo de elevación digital con relieve sombreado.

## CAPITULO V

### 5. Discusión

#### 5.1. Aportes al conocimiento y el desarrollo morfológico de los volcanes Wolf y Alcedo.

Los volcanes estudiados en este trabajo presentan diferentes características, y estas han sido combinadas espacial y temporalmente para producir una variedad de formas, dando como resultado los mapas de distribución espacio-temporal de morfologías. Los mapas de distribución espacio-temporal de los ventos representan una actualización del mapeo fotogeológico descrito por Chadwick y Howard (1991), el cual fue respaldado por observaciones de campo, y fue realizado en base a fotografías aéreas tomadas entre 1946 y 1960 por la Fuerza Aérea de Estados Unidos en cooperación con el gobierno de Ecuador, y, por lo tanto, no muestran ventos y fisuras que han aparecido desde 1960. Si bien los datos satelitales son una valiosa herramienta de mapeo debido a su gran cobertura aérea y geometría uniforme; la resolución espacial de estas imágenes limitó su utilidad para mapear los conos y fisuras más pequeños (<12 metros), generando una dificultad para identificar los detalles estructurales de cada volcán. En este trabajo, además, se calcularon los volúmenes y dimensiones de los conos, parámetros que serán de gran ayuda para estudios posteriores.

La morfología de un volcán es un registro integrado en el tiempo de su actividad eruptiva y erosiva, con varios procesos constructivos, destructivos y de deformación que producen pendientes características (Michon y Saint-Ange, 2008). Las pendientes pronunciadas que se muestran en Wolf y Alcedo (Figura 4.3 y 4.14), pueden resultar de la concentración de fisuras eruptivas y conos piroclásticos en el área de sus cumbres, por lo que Rowland y Garbeil (2000) exponen que esto lleva a un crecimiento vertical diferencial entre la cumbre y los flancos del volcán.

Las pendientes de los volcanes del oeste de Galápagos han recibido considerable atención, principalmente porque difieren de las correspondientes a las de los volcanes hawaianos (McBirney y Williams, 1969). Los volcanes occidentales de Galápagos pueden clasificarse en dos grupos según sus características generales de pendiente (Mouginis-Mark et al, 1996).

El volcán Alcedo (tipo I) tiene pendientes que aumentan de manera relativamente constante de  $\sim 5^\circ$  (cerca de la costa) a  $10 - 12^\circ$  (aproximadamente el 80% de su elevación), el resto, aunque en menor proporción, representa las pendientes superiores más pronunciadas hasta llegar a la cumbre. En contraste, Wolf (tipo II) se inclina de  $\sim 5^\circ$  cerca de la costa a más de  $20^\circ$  en gran parte de su edificio. Alcedo tiene una caldera relativamente poco profunda (248 m de profundidad), al contrario de Wolf (685 m de profundidad); estas profundidades de la caldera corresponden a 23% y 40% de las alturas subaeriales, respectivamente (Figura 4.3 y 4.14). Mouginiis-Mark et al., (1996) proponen que la morfología de los flancos corresponde con la profundidad de la caldera, aunque cabe señalar que, para ninguno de los dos volcanes estudiados, esta profundidad marca alguna característica particular del flanco exterior como la aparición de vientos (Figura 4.3 y 4.14).

Rowland y Garbeil (2000) señalan que relaciones entre las llanuras costeras y las pendientes tierra adentro proporcionan información sobre el hundimiento de los volcanes a largo plazo; las pendientes que se incrementan gradualmente hacia el interior pueden indicar que el volcanismo mantiene el ritmo del hundimiento. Para ambos volcanes se observa que la llanura costera está casi completamente formada por depósitos de lava y tiene las pendientes medias más bajas. Dentro de la llanura, las concentraciones de fisuras radiales aumentan hacia el interior con la pendiente, mientras que para las pendientes más fuertes se presentan muy pocos, o casi ningún viento eruptivo.

Es notable que pocos volcanes en el mundo muestran tan claramente el patrón de fisuras eruptivas circunferenciales y radiales como en Galápagos (Chadwick y Howard, 1991). Los volcanes Wolf y Alcedo muestran un patrón distintivo de fisuras eruptivas, que consisten en fisuras circunferenciales alrededor de sus cumbres y fisuras radiales más bajas en los flancos (Figura 4.3 y 4.14). Aunque Nordlie (1973) expuso que la mayoría de las fisuras radiales estaban confinadas a las pendientes superiores de los volcanes de Galápagos, los nuevos mapas obtenidos en este trabajo muestran que la mayoría de las fisuras radiales se encuentran debajo de la ruptura de la pendiente y que muchas están cerca de la costa (Figura 4.3 y 4.13).



Las fisuras circunferenciales se desarrollan mejor en el volcán Wolf, por lo que concuerda con las descripciones de los volcanes Darwin y Fernandina hechas por Chadwick y Howard (1991), a diferencia de las pocas que se muestran en Alcedo. Mediante la comparación del mapa de pendientes y la distribución de fisuras circunferenciales identificadas, se observa que no todos los flancos de estos volcanes muestran una correlación entre fuertes pendientes y la aparición de fisuras circunferenciales. (Figura 4.3 y 4.14).

Las pendientes empinadas de Galápagos no solo tienen una alta concentración de fisuras circunferenciales, sino también una escasez de fisuras radiales en la plataforma adyacente. Por lo que Chadwick y Howard (1991) proponen que la fisuración radial o circunferencial ha sido dominante en el tiempo geológico reciente en algunos sectores de los volcanes. Por ejemplo, en el flanco este del volcán Wolf (Figura 4.7), las erupciones recientes han sido generadas a través de fisuras circunferenciales y se observan pocas en fisuras radiales. En contraste, las fisuras radiales son dominantes en el flanco noroeste de Wolf y flanco norte de Alcedo (Figura 4.14 y 4.15).

Es confuso cómo deberían clasificarse las fisuras radiales dentro de la zona circunferencial, las partes diferentes de una sola fisura eruptiva pueden orientarse circunferencial y radialmente (ej. la erupción de 1958 en Fernandina produjo un conjunto de fisuras eruptivas que son circunferenciales al sur de la caldera y radiales al este de la caldera, porque el dique se introdujo tangencialmente al borde de la caldera) (Chadwick y Howard, 1991). Aparentemente, esto podría explicar por qué hay algunas fisuras radiales que se “curvan” cerca de los bordes de la caldera donde dominan las fisuras circunferenciales, a éstas se les denomina fisuras tangenciales.

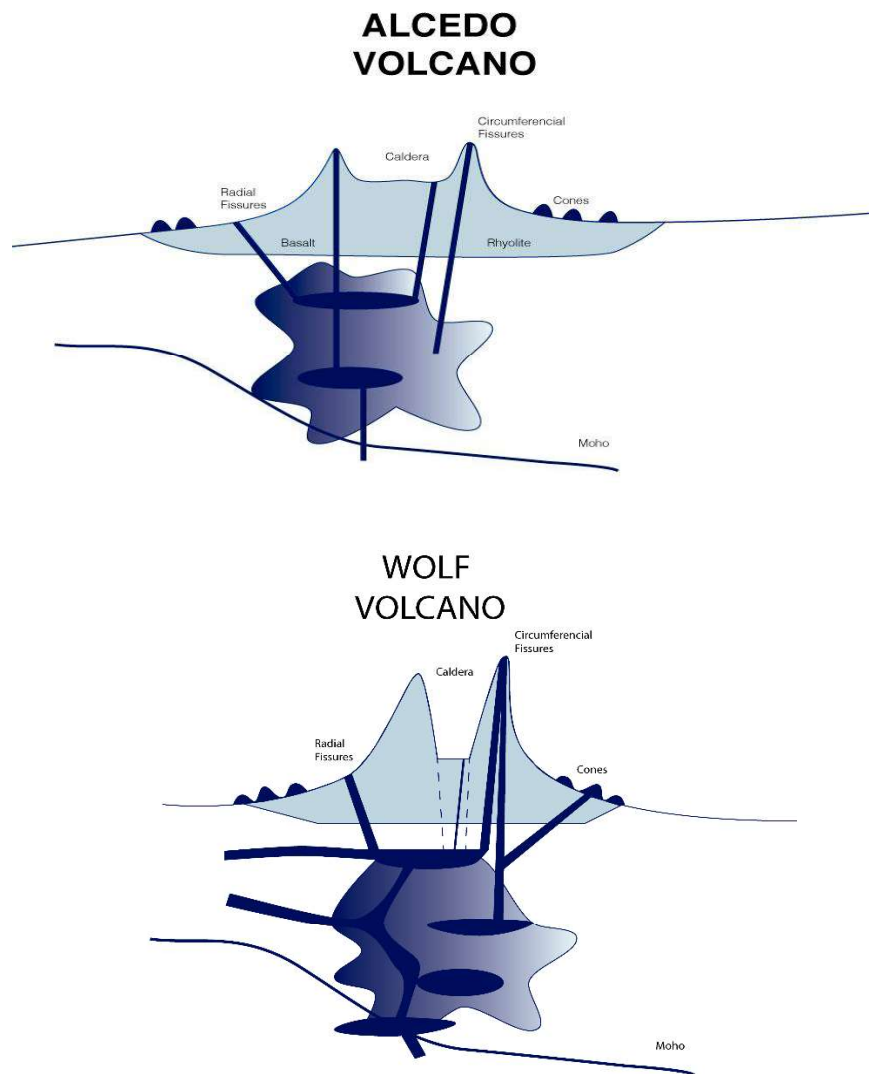
Los rasgos morfológicos de los volcanes estudiados revelan claramente una alineación noroeste-sureste, aunque Wolf presenta también grupos definidos hacia el norte. Por otra parte, Chadwick y Howard (1991) sugieren que los grupos de fisuras en otros volcanes del Archipiélago no tienen una orientación constante.

Si las fuertes pendientes se deben principalmente al volcanismo de las fisuras circunferenciales, entonces también debería existir una correlación entre la aparición de estas fisuras y las calderas profundas. Por ello, los datos descritos por

Mouginis-Mark y otros (1996) muestran que las calderas más profundas ocurren en los volcanes del oeste de Galápagos que también tienen las pendientes más empinadas. A su vez, se piensa que estas fisuras son formadas a través de dos fuentes, un reservorio superficial y otro profundo (Figura 5.1) (Stock et al., 2018).

Harpp y Geist (2018) argumentan que durante los últimos 0.5 My, los volcanes occidentales de Galápagos se han formado más lejos de la dorsal que cualquier otro volcán activo en la región y se están construyendo sobre una litosfera gruesa, donde la mayor parte del material generado en el punto caliente alimenta al Archipiélago de Galápagos y menos a la dorsal. Este gran aporte de magma, con menor influencia de la tectónica regional forma volcanes casi radialmente simétricos con grandes calderas, debido a la presencia de cámaras magmáticas poco profundas (Figura 5.1). A medida que estos volcanes se alejan del punto caliente, el material se enfría y solidifica, produciendo magmas más evolucionados, por ejemplo, las lavas riolíticas del volcán Alcedo.

El volcán Wolf se encuentra en una fase de estado estacionario según Geist et al., 2014, en la cual menciona que a medida que aumentan los reservorios individuales, se unen en una zona de mush permitiendo establecer un estado estable de composición y temperatura. Así, sus lavas son moderadamente evolucionadas y relativamente homogéneas. A diferencia de Alcedo, que se encuentra en una fase de enfriamiento en donde una vez que se aleja del centro de la pluma, el aporte de magma se desvanece, haciendo que el reservorio se cristalice más y produzca lavas más frías y más evolucionadas (Figura 5.1).



**Figura 5. 1** Esquema del modelo de desarrollo de los volcanes Wolf y Alcedo. Modificado de Geist et., 2014.

## 5.2. Aportes a la evaluación de peligro volcánico y las zonas de amenaza

Cabe mencionar es de suma importancia la realización y actualización de estudios geovulcanológicos y cartográficos dentro del archipiélago de Galápagos que ayuden a identificar correctamente la distribución espacial de los ventos en un volcán en particular, para el entendimiento de su evolución eruptiva y sus características morfológicas.

Al tener modelos tipo de desarrollo de un volcán escudo, así como también la distribución espacio-temporal de sus morfologías; se puede modelar una densidad espacial para futuras ocurrencias. Para esta finalidad, se realizó una estimación de la densidad espacial para determinar posibles ubicaciones de ventos futuros. Sin embargo, existe incertidumbre en dichas estimaciones: la ambigüedad en los conjuntos de datos de ventos utilizados (la inclusión de algunos ventos volcánicos y la exclusión de otros), incluido el grado en que el pasado predice el futuro, un problema común en la evaluación de riesgos. Existe también la incertidumbre acerca de qué ventos mapeados se deben incluir, debido a la edad o si representan mejor la distribución del volcanismo futuro, que ventos se formaron al mismo tiempo, además de la integridad del registro geológico (Connor et al., 2018; Tadini et al., 2017).

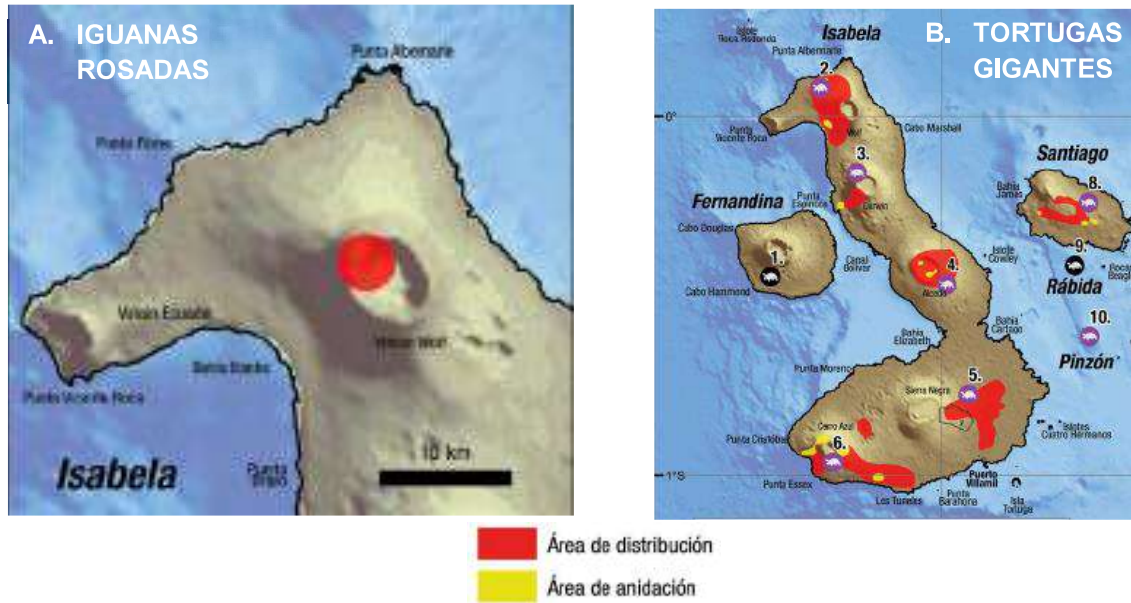
Se observa que el área de mayor densidad espacial del volcán Wolf ( $2.3 \times 10^{-2} v/km^2$ ) se ubica al sur de la caldera (Figura 4.12), y es mayor en comparación con el área de mayor densidad espacial de Alcedo ( $5.3 \times 10^{-3} v/km^2$ ), ubicada en el flanco norte del volcán (Figura 4.22), en donde la posibilidad de que se forme un viento depende de su área. Ambas zonas de mayor densidad, corresponden a zonas de mayor concentración de fisuras, con respecto a la de conos.

Este modelo está basado en la distribución espacial de los ventos cartografiados, por lo que no podría considerarse una densidad espacial exacta, es decir que sus datos no cuentan con una fidelidad completa. Sin embargo se debería considerar más parámetros, como el comportamiento de la dorsal y del punto caliente para tener un modelo que se acerque más a la realidad.

Los mapas resultantes de probabilidad de ocurrencia de futuros ventos nos permiten visualizar de manera general posibles zonas de amenaza que permitan evaluar el peligro ante una eventual erupción en las islas Galápagos, patrimonio mundial de la UNESCO (1979) que alberga un gran número de especies endémicas.

Se conoce que la distribución de la única especie de iguanas rosadas en el mundo se encuentra ubicada en la parte noreste de la caldera del volcán Wolf (Fundación Charles Darwin y WWF, 2018), relacionando con el modelo estadístico de probabilidad propuesto, se tiene una densidad espacial de  $1,2 \times 10^{-3}$  ventos/ $km^2$ . Las

áreas de distribución y anidación de las tortugas gigantes se encuentran en la caldera del volcán Alcedo con una densidad espacial de  $3,9 \times 10^{-3}$  a  $1,2 \times 10^{-4}$  ventos/km<sup>2</sup> y al oeste de la caldera del volcán Wolf con  $1,2 \times 10^{-3}$  a  $2 \times 10^{-3}$  ventos/km<sup>2</sup>.



**Figura 5. 2** Mapa de distribución de A) iguanas rosadas y B) tortugas gigantes de las Galápagos en los volcanes Wolf y Alcedo. Tomado de Fundación Charles Darwin y WWF (2018).

## CAPITULO VI

### 6. Conclusiones y recomendaciones

#### 6.1. Conclusiones

- Se identificaron las diferencias que existen entre los 2 tipos de morfologías de los volcanes occidentales de Galápagos, evidenciando la ocurrencia casi nula de ventos eruptivos en las pendientes más pronunciadas.
- Se identificaron 278 conos y 302 fisuras eruptivas, 176 circunferenciales y 162 radiales, en el volcán Wolf y 185 conos volcánicos y 87 fisuras eruptivas, 13 circunferenciales y 74 radiales, en el volcán Alcedo, reflejando que el gran número de ventos y las grandes pendientes empinadas del volcán Wolf se deben probablemente a un incremento en el aporte de magma, con respecto a Alcedo, que se encuentra en fase de enfriamiento.
- Se observa que las fisuras circunferenciales se desarrollan mejor en el volcán Wolf, a diferencia de las pocas que se muestran en Alcedo. Mientras que la mayoría de las fisuras radiales se encuentran debajo de la ruptura de la pendiente y que muchas están cerca de la costa.
- Los conos volcánicos mapeados en los volcanes Wolf y Alcedo se encuentran concentrados de manera heterogénea a lo largo de los flancos norte y sur.
- Se tiene que los conos jóvenes del volcán Alcedo (2) se restringen únicamente a la parte SW de caldera. Mientras que los conos más jóvenes del Wolf (131) se encuentran distribuidos de manera heterogénea por todo el edificio volcánico.
  - Se obtuvo un modelo estadístico de densidad espacial o probabilidad de ocurrencia de nuevos ventos volcánicos, teniendo como su máxima densidad espacial  $5,3 \times 10^{-3}$  v/km<sup>2</sup>, como mínima  $8,4 \times 10^{-5}$  ventos/km<sup>2</sup> en el volcán Alcedo; y  $2,3 \times 10^{-2}$  ventos/km<sup>2</sup> como máxima densidad espacial y  $1,7 \times 10^{-4}$  ventos/km<sup>2</sup> como mínima, para el volcán Wolf; habiendo una mayor posibilidad de ocurrencia en función de su área.
- Es importante el estudio de la amenaza volcánica en el archipiélago de Galápagos puesto que alberga un gran número de especies endémicas, además de su valor turístico e histórico, por lo que el desarrollo del trabajo es esencial para la evaluación de riesgos y la planificación de contingencias.



## **6.2. Recomendaciones**

- La mejor manera de mitigar los efectos de una erupción volcánica es teniendo con anterioridad un plan integrado de riesgo volcánico, el cual tiene como base fundamental la evaluación del peligro volcánico que representa un volcán determinado.
- Mejorar los programas de vigilancia volcánica que podrían proporcionar los datos necesarios para desarrollar un modelo integral de los volcanes de Galápagos.
- El monitoreo de la deformación en los volcanes de Galápagos podría proporcionar información sobre la importancia relativa de los procesos intrusivos en la morfología del volcán, como por ejemplo aparición de nuevos ventos, cambio de dirección en las fisuras, etc.
- Es importante determinar si los patrones temporales están presentes en la distribución de eventos pasados, de modo que se pueda seleccionar un intervalo de tiempo apropiado para el análisis. Estos factores juegan un papel importante en la incertidumbre en los mapas de densidad espacial de futuras ubicaciones de respiraderos volcánicos.
- El modelo de densidad espacial esta basado en la distribucion espacial de los ventos cartografiados, por ello se debe considerar más parametros para tener un modelo más exacto, es decir, usar solo aquellos ventos que representen patrones de actividad futura probable, no patrones que representen distribuciones más antiguas.
- Se debe complementar los estudios geovulcanológicos y cartográficos dentro del archipiélago de Galápagos para así, ayudar a identificar correctamente la distribución espacial de ventos eruptivos para el entendimiento de su evolución y sus características morfológicas.

## REFERENCIAS

Acocella, V. y Neri, M. (2009). Dike propagation in volcanic edifices: Overview and possible developments. *Tectonophysics* (471), 67–77

.

Barckhausen, U., Cesar R. Ranero, C., Cande, S. C. (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 Atmospheres*. 106(B9).19207-19220.

Bartolini, S., Bolós , X., Martí, J., Pedra, E. R., y Planagumà, L (2015). Hazard assessment at the Quaternary La Garrotxa Volcanic Field (NE Iberia). *Natural Hazards*, 78(2):1349–1367.

URL <https://link.springer.com/article/10.1007/s11069-015-1774-y>. 2

Bernard, B., Stock. M. J., Coppola, D., Hidalgo, S., Bagnardi, M., Gibson, S., Hernandez, S., Ramon, P., Gleeson, M. (2019). Chronology and phenomenology of the 1982 and 2015 Wolf volcano eruptions, Galápagos Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Res 374, 26-38. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.013>

Bevilacqua, A., Isaia, R., Neri, A., Vitale, S., Aspinall, W. P., Bisson, M., Flandoli, F., Baxter, P. J., Bertagnini, A., Esposti Ongaro, et al. (2015). Quantifying volcanic hazard at Campi Flegrei caldera (Italy) with uncertainty assessment: 1. Vent opening maps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(4):2309–2329. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2014JB011775>. 2

Chadwick, W. W., y Dieterich, J. H. (1995). Mechanical modeling of circumferential and radial dike intrusion on Galápagos volcanoes. *J. Volcanol. Geother. Res.* 66, 37–52. doi: 10.1016/0377-0273(94)00060-T

Chadwick, W. W., y Howard, K. A. (1991). The pattern of circumferential and radial eruptive fissures on the volcanoes of Fernandina and Isabela islands, Galápagos. *Bull. Volcanol.* 53, 259–275. doi: 10.1007/BF00414523

Chadwick, W. W., Jónsson, S., Geist, D. J., Poland, M., Johnson, D. J., Batt, S., et al. (2011). The May 2005 eruption of Fernandina volcano, Galápagos: the first circumferential dike intrusion observed by GPS and InSAR. *Bull. Volcanol.* 73, 679–697. doi: 10.1007/s00445-010-0433-0

Connor, C. B., Connor, L. J., Germa, A., Richardson, J. A., Bebbington, M., Saballos, J. A. (2018) How to estimate the probable locations of future volcanic vents using kernel density estimation. *Statistics in Volcanology*, Volumen 4.

Claussen B. (2015). La Geología de las Islas Galápagos. Geoscience Research Institute, 89. Accedido el 10 de mayo del 2019 desde <http://grisa.org/espanol/ciencia-de-los-origenes/ciencia-2015-2019/>

Cullen, A. y A.R. McBirney (1987), The volcanic geology and petrology of Isla Pinta, Galápagos Archipelago. *Geological Society of America, Bull.*, 98, 294–301.

Duncan, R.A., Hargreaves, R.B., 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In: Bonini, W.E., Hargreaves, R.B., Shagam, R. (Eds.), *The Caribbean-South America Plate Boundary and Regional Tectonics*. *Geol. Soc. Am. Mem.* 162, 81-93.

El Difrawy, M. A., Runge, M. G., Moufti, M. R., Cronin, S. J., and Bebbington, M. (2013) A first hazard analysis of the Quaternary Harrat Al-Madinah volcanic field, Saudi Arabia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 267:39–46. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027313002898>. 2

Feighner, M. A., y Richards, M. A. (1994). Lithospheric structure and compensation mechanisms of the Galápagos Archipelago. *J. Geophys. Res.* 99,6711–6729. doi: 10.1029/93JB03360

Fundación Charles Darwin (FCD) y WWF-Ecuador. (2018). *Atlas de Galápagos, Ecuador: Especies Nativas e Invasoras*. Quito, FCD y WWF Ecuador.

Galindo, I., Romero, M. C., Sánchez, N., y Morales, J. M. (2016) Quantitative volcanic susceptibility analysis of Lanzarote and Chinijo Islands based on kernel density estimation via a linear diffusion process. *Scientific Reports*, 6:27381. URL <https://www.nature.com/articles/srep27381>. 2, 12

Geist, D. J. (1992). An appraisal of melting processes and the Galápagos hotspot: major-and trace-element evidence. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 52, 65–82. doi: 10.1016/0377-0273(92)90133-X

Geist, D., Howard, K. A., Jellinek, A. M. & Rayder, S., 1994. The eruptive history of Volcan Alcedo, Galapagos Archipelago: a case study of rhyolitic oceanic volcanism. *Bulletin of Volcanology* 56, 243-260.

Geist, D. J., Naumann, T. R., Standish, J. J., Kurz, M. D., Harpp, K. S., White, W. M., et al. (2005). Wolf volcano, Galápagos archipelago: melting and magmatic evolution at the margins

Geist, D., Naumann, T., y Larson, P. (1998). Evolution of Galápagos magmas: Mantle and crustal fractionation without assimilation. *J. Petrol.* 39, 953–971. doi: 10.1093/petroj/39.5.953

Geist, D. J., White, W. M., y McBirney, A. R. (1988). Plume-asthenosphere mixing beneath the Galápagos Archipiélago. *Nature* 333, 657–660. doi: 10.1038/333657a0

Geist, D. J., T. R. Naumann, J. J. Standish, M. D. Kurz, K. S. Harpp, W. M. White, y D. J. Fornari (2005), Wolf volcano, Galapagos Archipelago: Melting and magmatic

evolution at the margins of a mantle plume, *J. Petrol.*, 46, 2197–2224, doi:10.1093/petrology/egi052.

Geist, D. J., Bergantz, G., y Chadwick, W. W. (2014), “Galapagos magma chambers,” in *The Galápagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences*, Vol. 204, eds K. S. Harpp, E. Mittelstaedt, N. d’Ozouville, and D. W. Graham (Hoboken, NJ: JohnWiley y Sons, Inc.), 55. doi: 10.1002/9781118852538.ch5

Gibson, S. A., Geist, D (2010). Geochemical and geophysical estimates of lithospheric thickness variation beneath Galápagos. *Earth and Planetary Science Letters*. 275-286

Germa, A., Connor, L. J., Canon-Tapia, E., y LeCorvec, N. (2013) Spatial distribution of monogenetic eruptive vents from volcanic fields in central Baja California, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 75(12):1–14. URL <https://link.springer.com/article/10.1007/s00445-013-0782-6>. 2, 4

Global Volcanism Program, 1982. Report on Wolf (Ecuador). In: McClellan, L(ed), *Scientific Event Alert Network Bulletin*, 7:8. Smithsonian Institution. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.SEAN198208-353020>

Graham, D. W., Christie, D. M., Harpp, K. S. y Lupton, J. E. (1993). Mantle plume helium in submarine basalts from the Galápagos platform. *Science* 262, 2023–2026.  
Gregg, T. K. P. y Fink, J. H. (1995). Quantification of submarine lava-flow morphology through analog experiments. *Geology* 23, 73–76

Hall, Minard, (1970). *El volcanismo en el Ecuador*, Biblioteca Ecuador, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Sección Nacional del Ecuador

Harpp, K. S. (1995). Magmatic evolution at hotspots and mid-ocean ridges: isotopic and trace element studies from the Galápagos Islands, the East Pacific Rise and the Mid-Atlantic Ridge. Ph.D. Dissertation, ratios in olivine from the Hawaii Scientific Drilling Project. *Journal* Cornell University, Ithaca, NY.

Harpp, Karen, S., Mittelstaedt, Eric., d'Ozouville, Noémi., Graham, David, W. (2014). *The Galápagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences*, American Geophysical Union.

Harpp, K. S., y White, W. M. (2001). Tracing a mantle plume: isotopic and trace element variations of Galápagos seamounts. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2:2000GC000137. doi: 10.1029/2000GC000137

Harpp, Karen, S. y Geist, Dennis, J. (2018) *The Evolution of Galapagos Volcanoes: An alternative perspective*, *Frontiers in Earth Science*, vol. 6(50).

Hey R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geological Society of America*, 88. 1401-1406.

Hofman, A. W. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*. Vol 385.219-229

Holden, J. C., y Dietz, R. S., 1972, Galapagos gore, NazCoPac triple junction and Carnegie/Cocos ridges: *Nature*, v. 235, p. 266-269.

Kurtz, M. D., y Geist, D. (1999). Dynamics of the Galápagos hotspot from helium isotope geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 4139–4156. doi: 10.1016/S0016-7037(99)00314-2

Kurz, M. D., Rowland, S., Curtice, J., Saal, A., y Naumann, T. (2014). "Eruption rates for Fernandina volcano: a new chronology at the Galápagos hotspot center," in *The Galápagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences*, Geophysical Monograph 204, eds K. S. Harpp, E. Mittelstaedt, N. d'Ozouville, and D. W. Graham (Washington, DC: American Geophysical Union), 41–54.

Lay T., Williams Q. y Garnero E. (1998). The core–mantle boundary layer and deep Earth dynamics. *Nature International Journal of Science*, 392. 461-468.



Lonsdale P. (1988). Structural Pattern of the Galapagos Microplate and Evolution of the Galapagos Triple Junctions. *Journal of Geophysical Research*, 45 (9). 3942-3950.

Lonsdale y Klitgord, (1978), Structure and tectonic history of eastern Panama Basin. *Geological Society of America Bulletin* 89(7):981-999

Mazzarini, F., Le Corvec, N., Isola, I., y Favalli, M. (2016) Volcanic field elongation, vent distribution, and tectonic evolution of a continental rift: The Main Ethiopian Rift example. *Geosphere*, 12(3):706–720.

URL <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geosphere/article/12/3/706/132344>. 2

McBirney, A. R, y Williams, H. (1969). Geology and petrology of the Galápagos Islands. *Geological Society of America*, 118, 1-197.

Michon, Laurent., y Saint-Ange, Francky, (2008). Morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Reunion Island): Characterization and implication in the volcano evolution, *J. Geophys. Res.*, vol. 113, B03203.

Mouginis-Mark, Peter, J., Rowland, Scott, K. (1996). Slopes of western Galapagos volcanoes from interferometric radar, *Geophysical Research Letters*, vol. 23(23), 3767-3770.

Munro, D. C., y Rowland, S. K. (1996). Caldera morphology in the western Galápagos and implications for volcano eruptive behavior and mechanisms of caldera formation. *J. Volcanol. Geother. Res.* 72, 85–100.

Naumann, T., y D. Geist (2000), Physical volcanology and structural development of Cerro Azul Volcano, Isabela Island, Galápagos: implications for the development of Galápagos-type shield volcanoes, *Bull. Volcanol.*, 61 (8), 497–514.

Novellis, V., et al., Source modelling of the 2015 Wolf volcano (Galápagos) eruption inferred from Sentinel 1-A DInSAR deformation maps and pre-eruptiv..., J. Volcanol. Geotherm. Res. (2017), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.013>

Nordlie, B. E. (1973). Geology and structure of the western Galapagos volcanoes and a model for their origin. Geol. Soc. Am. Bull. 84: 2931-2956.

Okubo, C., y S. Martel (1998), Pit crater formation on Kilauea volcano, Hawaii, J. Volcanol. Geotherm. Res., 86, 1 – 18

Reynolds, R. W., Geist, D., y Kurz, M. D. (1995). Physical volcanology and structural development of Sierra Negra volcano, Isabela island, Galápagos archipelago. Geol. Soc. Am. Bull. 107, 1398–1410. doi: 10.1130/0016-7606(1995)107<1398:PVASDO>2.3.CO;2

Richardson, J. A., Bleacher, J. E., Connor, C. B., y Connor, L. J. (2012) Using spatial density to characterize volcanic fields on Mars. *43rd Lunar and Planetary Science Conference*, page 2314. URL <https://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=20120009829>. 2

Rothé JP (1969). The seismicity of the Earth 1953-1965. UNESCO, Paris, 336 pp.

Rowland, S., Garbeil, H. (2000). Slopes of Oceanic Basalt Volcanoes. American Geophysical Union. (116) 223-247

Rowland, S. K. (1996) Slopes, lava flow volumes, and vent distributions on Volcan Fernandina, Galapagos Islands, J. Geophys. Res., 101, 27,657-27,672

Hofmann, A. W. (1997), Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism, Nature, 385, 219–229.

Sallarès V. y Charvis P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. Elsevier, 214. 545-559.

Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E. y Bialas, J. (2005). Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galápagos hotspot. *Geophysical Journal International* 161(3). 763-788.

Schatz H, Schatz I. The eruption of the volcano Wolf (Albemarle, Galapagos islands, Ecuador) in 1982—Report of eye-witnesses [in German]. *Ber Nat-med Verein Innsbruck* 70:17–28

Sinton, C. S., Christie, D. M. & Duncan, R. A. (1996). Geochronology of Galápagos seamounts. *Journal of Geophysical Research* 101, 13689–13700.

Siebert, L., Simkin, Tom Kimberly, Paul. 2011. *Volcanoes of the World*. University of California Press. Berkeley, CA, USA.

Simkin, T. (1972). Origin of some flat-topped volcanoes and guyots. *Geological Society of America, Memoirs* 132, 183–193.

Simkin, T., (1984) *Geology of Galapagos*, *Biological Journal of the Linnean Society*, 21,61-75.

Stock, M. J., Bagnardi, M., Neave, D., John, M., Bernard, B., Buisman, Iris., Gleeson, M., y Geist, D. (2018) Integrated petrological and geophysical constraints on magma system architecture in the western Galápagos Archipelago: insights from Wolf volcano. *Geochemistry, Geophysics and Geosystem*, 9(12).4722-4743

Szakács, A. (2010). From a definition of volcano to conceptual volcanology. *Geological Society of America Special Papers*, 470, 67-76.

Tadini, A., Bevilacqua, A., Neri, A., Cioni, R., Aspinall, W. P., Bisson, M., Isaia, R., Mazzarini, F., Valentine, G. A., Vitale, S., et al. (2017) Assessing future vent opening locations at the Somma-Vesuvio volcanic complex: 2. Probability maps of the caldera for a future Plinian/sub-Plinian event with uncertainty quantification. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.

URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2016JB013860>. 2

Van den Hove, J., Grose, L., Betts, P. G., Ailleres, L., Van Otterloo, J., and Cas, R. A. F. (2017) Spatial analysis of an intraplate basaltic volcanic field in a compressional tectonic setting: South-eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 335:35–53. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027316304711>. 2

Vasconez, F. J., Ramón, P., Hernandez, S., Hidalgo, S., Bernard, B., Ruiz, M., Alvarado, A., La Femina, P. and Ruiz, G. (2018) “The different characteristics of the recent eruptions of Fernandina and Sierra Negra volcanoes (Galápagos, Ecuador)”, *Volcanica*, 1(2), pp. 127-133. doi: 10.30909/vol.01.02.127133.

Verma, S. P., Schilling, J. G. y Waggoner, D. G. (1983). Neodymium isotopic evidence for Galapagos hotspot-spreading center evolution. *Nature* 306, 654–657.

Vidito C., Gazel E., Geist D. y Harpp K. (2013). Lithological structure of the Galápagos Plume. *Geochem. Geophys. Geosyst*, 14, 4214-4240.

Villagómez, D. R., Toomey, D. R., Hooft, E. E. E., and Solomon, S. C. (2007). Upper mantle structure beneath the Galápagos archipelago from surface waveltomography. *J. Geophys. Res.* 112: B07303. doi: 10.1029/2006JB004672

Watson, E. B. y Harrison, T. M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295-3

White, W. M., McBirney, A. R., y Duncan, R. A. (1993). Petrology and geochemistry of the Galápagos Islands: Portrait of a pathological mantle plume. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 98, 19533–19563.

Wilson, D. S. y Hey, R. N. (1995). History of rift propagation and magnetization intensity for the Cocos–Nazca spreading center. *Journal of Geophysical Research* 100, 10041–10056.

Wilson, D.S., 1996: Fastest known spreading on the Miocene Cocos-Pacific plate boundary. - *Geophys. Res. Lett.* 23: 3003-3006.

Wolff J. y Sumner J. (2000). Lava Fountains and their products. Academic Press: *Encyclopedia of Volcanoes*. 321-329.

Wyrick, D. Y., D. A. Ferrill, D. W. Sims, and S. L. Colton (2004), Distribution, Morphology and Structural Associations of Martian Pit Crater Chains (abstract), *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 34th, 2025

Zindler, A., y S. Hart (1986). Chemical Geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493–571.

## **ANEXOS**

***Anexo 1: MAPA MORFOLÓGICO 1:250000 DEL VOLCÁN WOLF***



**Anexo 2: MAPA MORFOLÓGICO 1:250000 DEL VOLCÁN ALCEDO**

### Anexo 3: CÓDIGO DE MATLAB PARA EL CÁLCULO DE VOLUMEN INDIVIDUAL DE LOS CONOS

```

function [volumen,area] = mWVolumen(dem,directoryfilexyz)

*** SECTION TITLE
% FUNCION PARA DETERMINAR EL VOLUMEN DE UNA ESTRUCTURA 3D *EJ. VOLCAN. DADO
% EL MODELO DIGITAL DEL TERRENO EN FORMATO TIF QUE CONTENGA LA ESTRUCTURA
% Y LA BASE O POLIGONO QUE DEFINE LA ESTRUCTURA, EN FORMATO X,Y,Z
% SE USAN TRES FUNCIONES
% [A,R]= geotiffread(dem);
% [x,y,z] = xyzread(filexyz);
% [X,Y,Z] = Base3dibase);

% LECTURA DEL ARCHIVO DEM - EN FORMATO TIF QUE CONTIENE LAS ALTURAS DE LOS
% VOLCANES.
[A,R]= geotiffread(dem);
% Leemos los datos del poligono que define la base en formato ascii de 3 columnas
% DIRECTORIO de los archivos
d=dir(directoryfilexyz);
fid=fopen('volumen_humocs.txt','w');
for i=1:length(d)
    if(~d(i).isdir)
        archivo=[d(i).folder,'\ ',d(i).name]
        [x,y,z] = xyz

% calculamos la base que forma la superficie desde la que se determinara el
% volumen.
[X,Y,Z] = Base3d(x,y,z,R);
[m,n]=size(Z);
[r,c,v]= find(Z>1);
% Se determina los limites de la elevación, dentro del DEM
ix=round((min(x)-R.XLimWorld(1,1))/R.DeltaX);
iy=round((R.YLimWorld(1,2)-max(y))/(-R.DeltaY));
% Extraemos las alturas en la zona del poligono que define la elevación
DemV=double(A(iy:iy+m-1,ix:ix+n-1));
h=(DemV-Z);

```

## **Anexo 4: DEPENDENCIAS A INSTALAR PARA LA EJECUCIÓN DEL CODIGO DE CONNOR ET AL., 2018**

### **READ ME FIRST**

#### **OVERVIEW**

This perl script calculates a spatial density or spatial intensity grid (ASCII format) based on a gaussian kernel function using a SAMSE bandwidth calculated using the 'ks' package, written by Tarn Duong <tarn.duong at gmail.com> which is a package using the statistical programming language R.

#### **USAGE**

spatial\_density.pl runs on Linux systems and uses a configuration file: spatial\_density.conf (default name) Please edit this config file first with information about your vent locations and then attempt to run the script. The configuration file is specified on the command line. To run the script type:

```
perl spatial_density.pl spatial_density.conf
```

Successful script execution depends on first installing some perl packages, R packages, and some additional programs and libraries. One way to check if a system package is installed is to use the search command from a package manager (i.e., zypper, yum, apt, etc.). For example, OPENSUSE uses the package manager, zypper. To check for the existence of a package installed with zypper, type:

```
zypper se package-name
```

Installed packages will be identified by an 'i' or '+'.

#### **INSTALL THESE DEPENDENCIES FIRST**

A C-code and Fortran code compiler are necessary to compile codes. These are usually installed by the admin or root user and available to all users. These are free and available for all Linux systems. Make sure you have the complete gcc suite of program compilers installed including,

- gcc, gcc++, gfortran

To check if these compilers are installed on your system type:

```
gcc -v
```

```
gfortran -v
```

Some specialized linear algebra libraries are also needed. These libraries have been optimized for speed. These are usually installed by an admin or root user.

- blas, lapack, lapacke, armadillo, quadmath

Use a package manager to check for their existence. Also have the corresponding devel packages installed.

These next three programs could be installed by the root or admin user or installed locally. Usually if a program is available from a linked Linux repository, it is easier to install into the system by a root user, but it is possible to install these programs locally. Most Linux distributions have pre-compiled

packages for these programs; check your distribution's packages. Otherwise, see these corresponding websites for more information:

- gmt (version 5, <http://gmt.soest.hawaii.edu/projects/gmt/wiki/Installing> )
- Proj/Proj4 (executables, libraries, devel packages, [https://live.osgeo.org/en/overview/proj4\\_overview.html](https://live.osgeo.org/en/overview/proj4_overview.html) )
- R Statistical Programming Environment (R-base, R-devel, etc, <https://www.r-project.org> )

The following additional dependencies can be installed locally into your home directory.

### **perl script DEPENDENCIES**

The script depends on a number of perl modules:

- PDL::Lite
- PDL::Core
- PDL::MatrixOps
- PDL::Basic
- PDL::LinearAlgebra

These modules can be downloaded and installed using the perl installation program:

`cpan`

To install these modules locally (non-root):

choose the cpan configuration option: `local:lib`

Once cpan is configured attempt to install each PDL module, individually.

```
cpan> install PDL::Lite
```

This installation might fail initially, if some dependencies are missing. Keep careful watch of the output for clues for missing system libraries or other perl packages. The failure message is usually near the end of the output. Required perl packages are often installed automatically. If a system library is needed, install this library and then retry the cpan installation. Sometimes, it is necessary to type:

```
cpan> clean module-name
```

before trying to install a second time. This installation could take a long time if you have never installed any packages using cpan. A '?' at the cpan prompt gives the cpan help menu:

```
cpan> ?
```

### **R DEPENDENCIES**

The R package 'ks' is required. This package calculates the kernel smoothing bandwidth using the SAMSE method by Tarn Duong <tarn.duong at gmail.com>. The 'ks' package will be downloaded, compiled (gcc needs to be installed for this), and installed. The 'ks' package also has some dependencies: R version ( $\geq 1.4.0$ ), KernSmooth ( $\geq 2.22$ ), misc3d ( $\geq 0.4-0$ ), mvtnorm ( $\geq 1.0-0$ ), rgl ( $\geq 0.66$ ). The dependent packages are downloaded, compiled and installed automatically.

Additional system libraries MIGHT be required for the 'ks' package. Please watch the screen output for clues and install as necessary. I have installed these packages in OPENSUSE to get the 'rgl'

package to compile: libpng16-16/-devel, libpng12-0, libpng16-compat-devel, libX11-6/-devel, libx11-data, libX11-6-32bit, libglut3, freeglut-devel, Mesa/-devel, Mesa-32bit, libGLw-devel, Mesa-libGL1/-devel

The 'ks' package is installed from within a running session of R. Start an R session:

```
R
```

then follow with:

```
install.packages("ks", repos="http://cran.r-project.org")
```

then choose to let R create/install into a local directory.

### **GMT plotting DEPENDENCIES**

The PERL script `plot_spd.gmt.pl` will grid and contour the spatial density output grid file. This plotting package depends on GMT (which depends on `gdal`, `netcdf`, `Proj/Proj4`)

The plotting scripts depend on 2 additional perl packages which can be installed with `cpan: Geo::Proj4` (this requires `Proj4`, its libs, programs, and devel files) `File::Slurp`

### **TROUBLESHOOTING FAILURE TO GET OUTPUT**

If there is no file output then check the file: `R-samse.Rout`. The `R-samse` file is an R script and the `R-samse.Rout` file provides information about the SAMSE bandwidth calculated using 'R'. Also, check the logfile and the `bandwidth.dat` file; the `bandwidth.dat` should not be all zeros. This indicated a problem with executing the 'ks' package.

### **PLOTTING CONTOURS AND CREATING IMAGES**

The plotting script, `plot_spd.gmt.pl`, depends on the same `spatial_density.conf` configuration file.

There are 4 plotting options:

- Option 0: No plot.
- Option 1: Quartile plot (WGS84/latlon)
- Option 2: Log(output) plot (WGS84/lat/lon)
- Option 3: Quartile plot (UTM/meters)
- Option 4: Log(output) plot (UTM/meters)

The quartile plots contour the 5%, 16%, 33%, 50%, 67%, 84%, 95%, and 99% contours of spatial density. GMT version 5 needs to be installed in order to run this script. It depends on the same configuration file as the spatial density calculator (above). If the map size is too large or too small, increase (make map smaller) or decrease (make map larger) the `MAP_SCALING` number in the `spatial_density.conf` file. This plotting script is called directly from the `spatial_density.pl` script. You can also run just the plotting script directly from the command line using two additional command parameters as follows:

```
perl plot_spd.gmt.pl spatial_density.conf
```

## TEST

To run a test example, COPY the perl scripts (spatial\_density.pl, plot\_spd.pl, convert2log.pl) into the test directory:

```
cp *.pl test
```

and then execute in the test directory directory:

```
perl spatial_density.pl nejapa_spatial_density.conf
```

Spatial density contour plots should be the result. Look for EPS, PNG and PDF images.

This is just a guide as all Linux distributions operate differently. Any questions can be directed to Laura Connor ([lconnor@usf.edu](mailto:lconnor@usf.edu)) or Charles Connor ([cbconnor@usf.edu](mailto:cbconnor@usf.edu)).