



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTUDIO DE DEFORMACIÓN DE LA ERUPCIÓN DE 2022 DEL VOLCÁN WOLF
(ECUADOR, GALÁPAGOS): OBSERVACIONES CON INSAR DE
ALMACENAMIENTO Y TRANSPORTE DE MAGMA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

RODRIGO FELIPE HERMOSILLA LISONI

PROFESOR GUIA:

FRANCISCO DELGADO DE LA PUENTE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

JOHN BROWNING

SANTIAGO DE CHILE

2024

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE GEÓLOGO

POR: RODRIGO HERMOSILLA LISONI

FECHA: 2024

PROF. GUÍA: FRANCISCO DELGADO DE LA PUENTE

**ESTUDIO DE DEFORMACIÓN DE LA ERUPCIÓN DE 2022 DEL VOLCÁN WOLF
(ECUADOR, GALÁPAGOS): OBSERVACIONES CON INSAR DE
ALMACENAMIENTO Y TRANSPORTE DE MAGMA**

El 6 de enero de 2022 entró en erupción el volcán Wolf. Este volcán del tipo escudo basáltico con una caldera desarrollada se encuentra en el archipiélago occidental de las islas Galápagos, al norte de la isla Fernandina. Esta fue una erupción efusiva radial que se ubicó en el flanco suroriental del volcán.

Se mide la deformación superficial del volcán durante el periodo que duró la erupción. Para esto se utiliza la interferometría de radar de apertura sintética (InSAR). Se construyen series de tiempo con la subsidencia de la caldera y se modela la deformación a través de modelos puntuales de Mogi y dislocaciones planares de Okada.

Con estos resultados se determina una subsidencia de la caldera de 0,6-0,7 m. A través de las series de tiempo se determina un comportamiento exponencial en la tasa de subsidencia, lo cual se asocia a la despresurización de una cámara magmática bajo la caldera. La cámara magmática se encuentra a una profundidad de 2,4-3,4 km y tuvo un cambio de volumen de $7-18 \cdot 10^6$ m³ durante la erupción. Este reservorio alimentó la propagación lateral de un dique que se desplazó al menos 4,0 km desde su fuente hasta llegar a la superficie y causar la erupción radial que duró al menos 120 días. A partir de la constante de tiempo del ajuste exponencial de las series de tiempo de deformación en la caldera se determina que el volumen de la cámara magmática es de 21-32 km³ y que tiene un espesor de 700-1000 m.

A mi familia

Agradecimientos

Quiero agradecer a todos quienes me han acompañado en esta etapa de mi vida. Partiendo por mi familia que me han acompañado toda mi vida, por mis padres que me han apoyado desde Calama y mi hermana aquí en Santiago, muchas gracias por todo lo que me han enseñado, y por el amor y el esfuerzo que han dado para que yo esté aquí.

Quiero agradecerle a mis amigos de la infancia que me han acompañado hasta el día de hoy Marito y Rixi, muchas gracias cabros por su amistad incondicional todos estos años y por haber estado presentes en mi vida. Agradecerle a mi grupo de compañeros de la U que tengo desde los primeros años, que mantengo hoy en mucha estima y su compañía hizo de la universidad un lugar mucho más alegre: Chuli, Papo, Fabián, Julián, Vector, Gerd, Jorge, JM, Pacman, Ale, Alonso y Emilio. También a quienes me acompañaron virtualmente, a mi prima Vera y Chelo, con quienes pasamos muchas buenas noches de juego y me acompañaron gran parte de la pandemia, así como a mis vecinos Seba y Cami que fueron de gran compañía en esos años.

Me gustaría agradecerle al grupo de InSAR a Sofía, Joaquín, Gabriela, Milton, Sebastián y Pablo. Gracias por toda la ayuda, apoyo y compañía que me dieron durante la realización de esta memoria. Finalmente a mi profesor guía Francisco Delgado, muchas gracias por toda la ayuda y su tiempo brindado durante la elaboración de esta memoria.

Tabla de contenido

1.	Introducción.....	1
1.1.	Formulación del estudio y justificación	3
1.2.	Objetivos	4
1.2.1.	Objetivos generales	4
1.2.2.	Objetivos específicos	4
1.3.	Hipótesis de trabajo	4
2.	Antecedentes.....	5
2.1.	Contexto geológico	5
2.1.1.	Archipiélago de Galápagos.....	5
2.1.2.	Volcán Wolf.....	8
2.1.3.	Historia eruptiva	10
2.2.	Marco teórico.....	13
2.2.1.	Interferometría de radar de apertura sintética	13
2.2.2.	Modelación.....	20
2.2.3.	Medición de azufre de la erupción.....	21
3.	Metodología	22
3.1.	Procesamiento de interferogramas y construcción de series de tiempo	22
3.2.	Modelación de la deformación	23
3.3.	Serie de tiempo de SO ₂	24
4.	Resultados.....	25
4.1.	Interferogramas.....	25
4.2.	Series de tiempo y despresurización del reservorio.....	33
4.3.	Modelo puntual de Mogi y combinado de Mogi y Okada	36
4.4.	Desgasificación de dióxido de azufre (SO ₂).....	41
5.	Discusión.....	42
5.1.	Naturaleza de las señales de deformación	42

5.2.	Modelos de almacenamiento y transporte	44
5.2.1.	Profundidad del reservorio	44
5.2.2.	Conexión hidráulica entre la cámara y el dique	47
5.3.	Desgasificación de SO ₂	50
5.4.	Limitaciones de InSAR en este estudio.....	51
6.	Conclusiones	52
7.	Bibliografía.....	53

Índice de Figuras

- Fig. 1.1: Perfil del flanco NE del volcán Wolf. La cima tiene una pendiente prácticamente plana, el flanco tiene una pendiente más inclinada que luego, en la zona distal, se vuelve más suave. La altitud del volcán es de 1710 m s.n.m. Lee Siebert, 1978 (Smithsonian Institution).3*
- Fig. 2.1: Mapa del archipiélago de Galápagos que muestra la batimetría y la topografía. Se destacan los patrones fisiográficos de las dorsales de Cocos, Carnegie y la dorsal meso oceánica de Galápagos. En el cuadro negro se ubica el volcán estudiado en la isla Isabela. Las flechas blancas indican la dirección de desplazamiento de las placas de Nazca y de Cocos. (K. S. Harpp & Geist, 2020)6*
- Fig. 2.2: Mapa del volcán Wolf. Se destacan los patrones de fisuras radiales en los flancos del volcán y los circunferenciales en la cima del volcán, paralelas a la caldera. (Chadwick & Howard, 1991).....9*
- Fig. 2.3: (A) Imagen satelital Landsat 8 con combinación de bandas 6, 5, 2. Durante la erupción de 2015, en el 11 de junio, la actividad se trasladó desde un dique circunferencial en el flanco SE hacia el interior de la caldera en el sector SO. (B) Imagen satelital Sentinel-2 con combinación de bandas 11, 8A, 2. Durante la erupción de 2022, se aprecia que la actividad eruptiva es a través de un dique radial en el flanco SE del edificio volcánico.11*
- Fig. 2.4: Mapa de las coladas de lava de la erupción de 2022 sobre topografía sombreada de TanDEM-X de 12m de resolución. La extensión de los flujos de lava está basada en imágenes satelitales de PlanetScope (IG-EPN). 13*
- Fig. 2.5: Esquema que muestra la trayectoria del satélite. La dirección del range es perpendicular a la trayectoria y la dirección del azimuth es paralela. (Simons & Rosen, 2015) 14*
- Fig. 2.6: Ejemplo del co-registrado y diferencia de fases entre de 2 imágenes SAR, tomadas el 4 y 9 de octubre de 1997. El resultado inicial es un interferograma al que aún hay que eliminar las señales distintas a la deformación cortical. El ejemplo corresponde volcán Ugashik-Peulik en Alaska (Dzurisin, 2006) 15*
- Fig. 2.7: Ejemplo del interferograma inicial que se le sustraen la fase orbital y fase topográfica. Además se realiza un filtrado espacial que suprime el ruido. Finalmente se obtiene un interferograma que contiene principalmente la señal asociada a la deformación cortical. El ejemplo corresponde al volcán Ugashik-Peulik en Alaska (Dzurisin, 2006). 17*
- Fig. 2.8: Ilustración de interferograma, que muestra el patrón de colores (fringes). En este caso, se produce un alzamiento del terreno entre dos adquisiciones (entre t_1 y*

<i>t₂</i>). Cada fringe representa un desplazamiento de $\lambda/2$ hacia la dirección del satélite. (Dzurisin, 2006).....	19
<i>Fig. 2.9: Modelo puntual de Mogi. Se tiene una fuente a una profundidad (d) que produce una deformación en la dirección (U, V, W), en un punto (x, y, o) en el plano (Acocella, 2021d).....</i>	20
<i>Fig. 3.1: Adquisición con TROPOMI el 8 de enero de 2022. Se aprecia la pluma inicial de SO₂ de la erupción que se extiende ~1000 km al O del volcán.</i>	24
<i>Fig. 4.1: Lista de interferogramas presentados en las figuras 4.2-8.</i>	25
<i>Fig. 4.2: Interferograma desenrollado de Sentinel-1, órbita ascendente. Hay una deformación negativa en la caldera (A). En el flanco SE hay una deformación positiva y otra negativa (B). El interferograma abarca un periodo que contiene el inicio de la erupción. En los puntos A y B se hacen las series de tiempo de la fig. 4.9 y fig. 4.10 respectivamente. La principal pérdida de coherencia se da por la vegetación densa en la zona norte y oeste del volcán, y en el sur por las nuevas coladas de lavas emplazadas durante la erupción.</i>	26
<i>Fig. 4.3: Interferograma desenrollado de Sentinel-1, órbita ascendente. Existe una deformación negativa en el LOS en la caldera y en el flanco SE. El interferograma abarca un periodo posterior al inicio de la erupción.....</i>	27
<i>Fig. 4.4: Interferograma desenrollado de Sentinel-1, órbita descendente. Existe una deformación negativa en el LOS en la caldera y una positiva en el flanco SE. El interferograma abarca un periodo que contiene el inicio de la erupción. La principal pérdida de coherencia se da por la vegetación densa en la zona norte y oeste del volcán, y en el sur por las nuevas coladas de lavas emplazadas durante la erupción.</i>	28
<i>Fig. 4.5: Interferograma desenrollado de Sentinel-1, órbita descendente. Existe una deformación negativa en el LOS sólo en la caldera. El interferograma abarca un periodo posterior al inicio de la erupción.....</i>	29
<i>Fig. 4.6: Interferograma desenrollado de TerraSAR-X, órbita ascendente. Existe una deformación negativa en el LOS sólo en la caldera. El interferograma abarca un periodo posterior al inicio de la erupción.....</i>	30
<i>Fig. 4.7: Interferograma enrollado de ALOS-2, órbita descendente. Se aprecia una única señal positiva en el LOS en el flanco SE, la cual está asociada a la apertura del dique en el inicio de la erupción. El interferograma abarca el primer día del inicio de la erupción.....</i>	31
<i>Fig. 4.8: Interferograma enrollado de ALOS-2, órbita descendente. Se aprecia una señal negativa en el LOS principalmente en la caldera. El interferograma abarca desde un día posterior al inicio de la erupción en adelante.....</i>	32

Fig. 4.9: Serie de tiempo en la zona de la caldera (punto A, fig. 4.2-3; punto A' fig. 4.4-5; punto A'' fig. 4.6). Se combinan series de tiempo de Sentinel-1 de órbita ascendente y descendente junto con la serie de TerraSAR-X. La deformación máxima medida en las series ascendentes es de ~0.7 m y en la serie descendente es de 0,6 m. La subsidencia de la caldera durante la erupción sigue una tendencia exponencial.33

Fig. 4.10: Serie de tiempo en el flanco SE del volcán (punto B, Fig. 4.2-3; punto B' Fig. 4.4-5). En la serie descendiente se tiene un desplazamiento positivo en el LOS de hasta 0,5 m al inicio de la erupción, mientras que en el mismo periodo la serie ascendente se registra un desplazamiento negativo en el LOS de 0,2 m.....34

Fig. 4.11: Ajuste exponencial de la subsidencia de la caldera, calculado a partir de la serie de tiempo ascendente. El ajuste se hace con un $\tau=19,48$ días y considera 6 mediciones en 73 días.35

Fig. 4.12: Ajuste exponencial de la subsidencia de la caldera, calculado a partir de la serie de tiempo descendente. El ajuste se hace con un $\tau=18,8$ días, considera 9 mediciones en 122 días y cubre mejor tanto el inicio como el final de la erupción.....35

Fig. 4.13: Modelo de Mogi realizado con un interferograma de órbita descendente de Sentinel-1. El primer cuadro muestra la deformación, el segundo el modelo y el tercero la diferencia entre ambos (las escalas de la leyenda del primer y segundo panel no son iguales al tercero).36

Fig. 4.14: Modelo de Mogi realizado con dos interferogramas de órbita ascendente, el primero de Sentinel-1 S1a) y el segundo de TerraSAR-X (TSX). La primera columna muestra la deformación, la segunda el modelo y la tercera la diferencia entre ambos (las escalas de la leyenda del primer y segundo panel no son iguales al tercero). 37

Fig. 4.15: Modelo de Mogi realizado con una combinación de interferogramas de Sentinel-1 descendente (S1d), ascendente (S1a) y TerraSAR-X (TSX). La primera columna muestra la deformación, la segunda el modelo y la tercera la diferencia entre ambos (las escalas de la leyenda del primer y segundo panel no son iguales al tercero). 37

Fig.4.16: Modelo de Mogi realizado con interferograma de ALOS-2 que abarca todo el periodo posterior al inicio de la erupción (fig. 4.1 (H)). La primera columna muestra la deformación, la segunda el modelo y la tercera la diferencia entre ambos (las escalas de la leyenda no son iguales).38

Fig. 4.17: Combinación de Modelo de Mogi y Okada realizado con una combinación de interferogramas de Sentinel-1 descendente (S1d) y Sentinel-1 ascendente (S1a) que abarcan el inicio de la erupción. La primera columna muestra la deformación, la segunda el modelo y la tercera la diferencia entre ambos (las escalas de la leyenda no son iguales).38

Fig. 4.18: Convergencia de la modelación que combina Mogi y Okada. De izquierda a derecha y de arriba abajo se tiene: Ubicación en coordenada E del modelo Mogi (Mx), Ubicación en coordenada N del modelo Mogi (My), Profundidad del modelo Mogi (Mz), Coordenada E del modelo Okada (Ox), Coordenada N del modelo Okada (Oy), profundidad del modelo Okada (Oz), Strike del modelo Okada, dip del modelo Okada, Largo del modelo Okada (L) y ancho del modelo Okada (W).39

Fig. 4.19: Serie de tiempo de emisión de SO₂ desde el inicio de erupción junto con el ajuste exponencial. El ajuste se realiza con una constante de tiempo de $\tau = 2,2$ días y cubre 100 días desde el inicio de la erupción..... 41

Fig. 5.1: Resultados de volumen en función del radio del conducto según la ecuación 5.2 48

Fig. 5.2: Ilustración del sistema de transporte y almacenamiento del magma durante la erupción, las flechas negras indican una subsidencia de la caldera debido a la despresurización de la cámara magmática (tamaño de la cámara y dique no están a escala).....49

Índice de Tablas

<i>Tabla 4.1 Resultados de modelo Mogi.....</i>	40
<i>Tabla 4.2 Resultados de modelo combinado de Okada y Mogi.....</i>	40
<i>Tabla 5.1 parámetros para cálculo de volumen de la cámara</i>	47

1. Introducción

El mecanismo principal de transferencia de magma en la corteza es a través de propagación de diques (Galetto et al., 2021; Rivalta et al., 2015). La migración de magma desde su almacenamiento en el nivel de flotabilidad neutral provoca un campo de esfuerzos y deforma la roca en su alrededor (Acocella, 2021c). Este proceso puede manifestarse en la deformación de la superficie terrestre (Biggs et al., 2014; Dzurisin, 2006; Sparks, 2003). Durante una erupción de volcanes basálticos la deformación se suele manifestar en una subsidencia, producto de cambios de presión en el nivel donde se ubica el almacenamiento de magma (Acocella, 2007), y una apertura asociada a la propagación de un dique, por donde transita magma durante la erupción (Rivalta et al., 2015).

En el ámbito de la volcanología, medir la deformación en la corteza terrestre permite determinar la ubicación y el volumen de magma almacenado bajo un edificio volcánico. Hay una gran variedad de formas de medir la deformación en la corteza, entre las que destaca la técnica de interferometría de radar de apertura sintética (InSAR). Esta es una técnica de medición satelital, en la cual un radar en un satélite emite y recibe ondas electromagnéticas en la banda de microondas en dirección a la superficie terrestre. Después de un periodo, el satélite recorre prácticamente el mismo lugar, en donde emite y recibe otro pulso. Luego, tras realizar diversas correcciones, se obtiene la diferencia de fase de las señales electromagnéticas entre las dos adquisiciones, la cual es proporcional al cambio de distancia entre el satélite y la Tierra. El resultado final es un interferograma, el cual es un mapa que contiene la deformación ocurrida en el periodo entre las dos adquisiciones (Dzurisin, 2006; Pinel et al., 2014). Esta técnica permite analizar áreas de gran extensión, abarcando cientos de kilómetros cuadrados, alcanzando precisiones de milímetros por año. Gracias a su naturaleza satelital, facilita la investigación de lugares que, debido a su lejanía a zonas habitadas y difícil acceso, no tienen sistemas de monitoreo instalados.

Las calderas volcánicas están asociadas a erupciones de gran volumen (Acocella, 2021b; Acocella et al., 2015). La gran cantidad de material expulsado permite que el techo de la cámara magmática colapse, generando una depresión circular u ovalada que alcanza una profundidad de cientos de metros y abarca un área de decenas de kilómetros cuadrados (Acocella, 2007; Corbi et al., 2015; Gudmundsson et al., 2016; Sigmundsson, 2019).

En este ámbito destacan los volcanes en la provincia occidental del archipiélago de las islas Galápagos (Fig. 2.1). El archipiélago se ubica a 1100 km al Oeste del continente sudamericano y entre 250 a 410 km al sur de la dorsal meso oceánica de Galápagos, la cual separa la placa de Nazca al sur de la placa de Cocos al norte (D. J. Geist et al., 2005). El origen de estas islas está asociado al volcanismo intraplaca de punto caliente en la placa de Nazca. Los volcanes más activos se ubican en el sector occidental, en las islas

Isabela y Fernandina, en donde se encuentran siete volcanes activos, de los cuales seis han tenido al menos una erupción en los últimos 200 años (Global Volcanism Program, 2023). También se ha determinado que esta es una de las provincias volcánicas con la tasa de deformación más alta en el mundo (Biggs et al., 2022), lo cual está directamente relacionado con el flujo de magma en el interior de los sistemas volcánicos (Amelung et al., 2000). Cada uno de estos volcanes basálticos tipo escudo han desarrollado una caldera de entre 100 a 900 m de profundidad y sus fuentes de emisión han sido principalmente a través de diques radiales en el flanco del edificio y circunferenciales en la cima (Corbi et al., 2015; D. J. Geist et al., 2005; Munro & Rowland, 1996).

Al norte de la isla Isabela se ubica el volcán Wolf, el cual tiene a la fecha 13 erupciones registradas, siendo el tercer volcán más activo del archipiélago, después del volcán Fernandina y Cerro Azul (Bernard et al., 2022; De Novellis et al., 2017). Es el volcán más alto del archipiélago (1710 m s.n.m.), tiene una caldera de 700 m de profundidad y que abarca un área de 6x5 km². (McBirney & Williams, 1969) describe su perfil como un “plato de sopa invertido” (*Inverted soup-bowl*), que consiste en una pendiente suave en la cima, la cual se vuelve más pronunciada en la ladera intermedia para volver a tener una ladera suave en la parte más alejada del flanco (Fig. 1.1). Esta morfología es compartida con los volcanes Cerro Azul y Fernandina, por lo que en conjunto entran en la categoría de volcán escudo de Galápagos tipo 2 (De Novellis et al., 2017; D. Geist et al., 1998; D. J. Geist et al., 2005; Munro & Rowland, 1996; M. Poland, 2014). Además, estos volcanes tienden a cambiar la geometría de sus emisiones entre cada erupción, alternándose entre diques radiales y circunferenciales (Bagnardi et al., 2013; Xu et al., 2016).

El 6 de enero de 2022 el volcán Wolf tuvo una erupción que se prolongó hasta principios de Mayo (Instituto Geofísico, 2022). A partir de la ubicación de las aperturas eruptivas se sugiere que la erupción se manifestó a través de un dique radial, a diferencia de la erupción de 2015 que fue circunferencial (fig. 2.4). Como no existen mediciones instrumentadas previas de erupciones radiales en el volcán Wolf, esta erupción entrega la oportunidad de estudiar la forma de almacenamiento y transporte del sistema magmático que culminó en una erupción radial, y así comprender mejor el comportamiento de las calderas en las Galápagos occidentales. La información obtenida podría también extenderse a calderas similares en contextos geológicos de zonas de subducción, con lo cual se podría explicar el comportamiento de las erupciones de volcanes como: volcán Okmok, 1997 y 2008 (Lu & Dzurisin, 2014) ; volcán Hudson, 1991 (Kratzmann et al., 2009); y volcán Novarupta, 1912 (Hildreth W & Fierstein J, 2012).



Fig. 1.1: Perfil del flanco NE del volcán Wolf. La cima tiene una pendiente prácticamente plana, el flanco tiene una pendiente más inclinada que luego, en la zona distal, se vuelve más suave. La altitud del volcán es de 1710 m s.n.m. Lee Siebert, 1978 (Smithsonian Institution).

1.1. Formulación del estudio y justificación

En este trabajo se busca aprovechar la erupción del volcán Wolf del 2022 y su similitud de morfología y comportamiento con los volcanes Fernandina y Cerro Azul para estudiar la estructura del sistema magmático del volcán. Por otro lado, la excelente calidad de las mediciones de deformación con InSAR, sumado a que el periodo de la erupción es lo suficientemente largo, permite construir series de tiempo. Con estas series se puede estudiar con mayor detalle la evolución de la deformación durante la erupción.

Se quiere determinar la ubicación, profundidad y geometría del sistema de almacenamiento magmático, puesto que se ha sugerido la existencia de un reservorio magmático somero, ubicado a una profundidad de entre 1 a 2 km (Amelung et al., 2000; De Novellis et al., 2017). También se ha propuesto la existencia de un segundo reservorio más profundo a 5 km de profundidad (D. J. Geist et al., 2005; Xu et al., 2016). De forma similar, (Stock et al., 2018) propone la existencia de un reservorio de techo plano a una profundidad de $\sim 1,1$ km y otra fuente más profunda a 6,1-8,8 km. Finalmente, se pretende estudiar el sistema de transporte del magma durante la erupción, en particular determinar cómo el sistema de diques se conecta con el reservorio y cuál sería su geometría.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivos generales

- Determinar la geometría y localización del sistema de almacenamiento y transporte de magma durante la erupción del volcán Wolf en el año 2022.

1.2.2. Objetivos específicos

- Calcular series de tiempo de deformación durante la erupción, utilizando interferogramas obtenidos a partir de las imágenes de radar de las misiones Sentinel-1 y TerraSAR-X.
- Modelar la estructura interior del volcán, considerando una cámara magmática y un dique.

1.3. Hipótesis de trabajo

La deformación superficial ocurrida en el edificio volcánico del volcán Wolf durante la erupción de 2022, se puede medir con la técnica de medición satelital de interferometría de radar de apertura sintética (InSAR). Esta deformación es producto de la geometría de almacenamiento y transporte del magma durante la erupción, además de cambios de presión dentro de la zona de almacenamiento que produce el desplazamiento de magma. En particular, existe una señal de subsidencia dentro del área de la caldera, asociada a la despresurización del reservorio, la cual puede ser modelada con un modelo de esfera presurizada (Mogi). Por otro lado, hay una señal de apertura de un dique en el flanco SE del edificio volcánico, el cual puede ser modelado con un modelo de Okada. La zona de almacenamiento de magma se ubica bajo la caldera, mientras que la geometría del dique por donde ocurrió la erupción es radial y se alterna con respecto a la erupción de 2015 que tuvo una geometría circunferencial (Bagnardi et al., 2013; De Novellis et al., 2017; Xu et al., 2016).

2. Antecedentes

2.1.Contexto geológico

2.1.1. Archipiélago de Galápagos

El Archipiélago de Galápagos es un grupo de islas volcánicas ubicado en el océano Pacífico oriental 1000 km al oeste del continente sudamericano, entre los meridianos 92°W y 87°W a lo largo de la línea del Ecuador, se constituye de 13 islas principales y más de 100 islas menores e islotes (McBirney & Williams, 1969; Simkin, 1984). Es una de las regiones volcánicas asociadas a un punto caliente más activa del mundo, donde en el último siglo se han registrado en promedio una erupción cada 2 años (Bernard et al., 2019), con una tasa eruptiva de 0,1 a 0,2 km³/año (Canales et al., 2002; Van Ark & Lin, 2004).

El archipiélago se puede dividir en 4 subprovincias (K. S. Harpp & Geist, 2020), definidas de acuerdo a las diferencias de edad, morfología de los volcanes, comportamiento eruptivo y la composición magmática. Galápagos occidental está compuesta por las islas Isabela y Fernandina, donde se encuentran los volcanes más activos, grandes y jóvenes del archipiélago. En Galápagos central y oriental se ubican los volcanes más antiguos y en su mayoría inactivos. En este lugar se incluyen las islas Santa Cruz, Floreana, San Cristóbal y Española, junto con otras islas menores. La Provincia volcánica septentrional está compuesta por 5 islas menores y otros montes submarinos ubicados entre el archipiélago principal y la dorsal meso-oceánica de Galápagos. La cuarta provincia está compuesta por los montes submarinos que forman las dorsales de Cocos y Carnegie (Fig. 2.1)

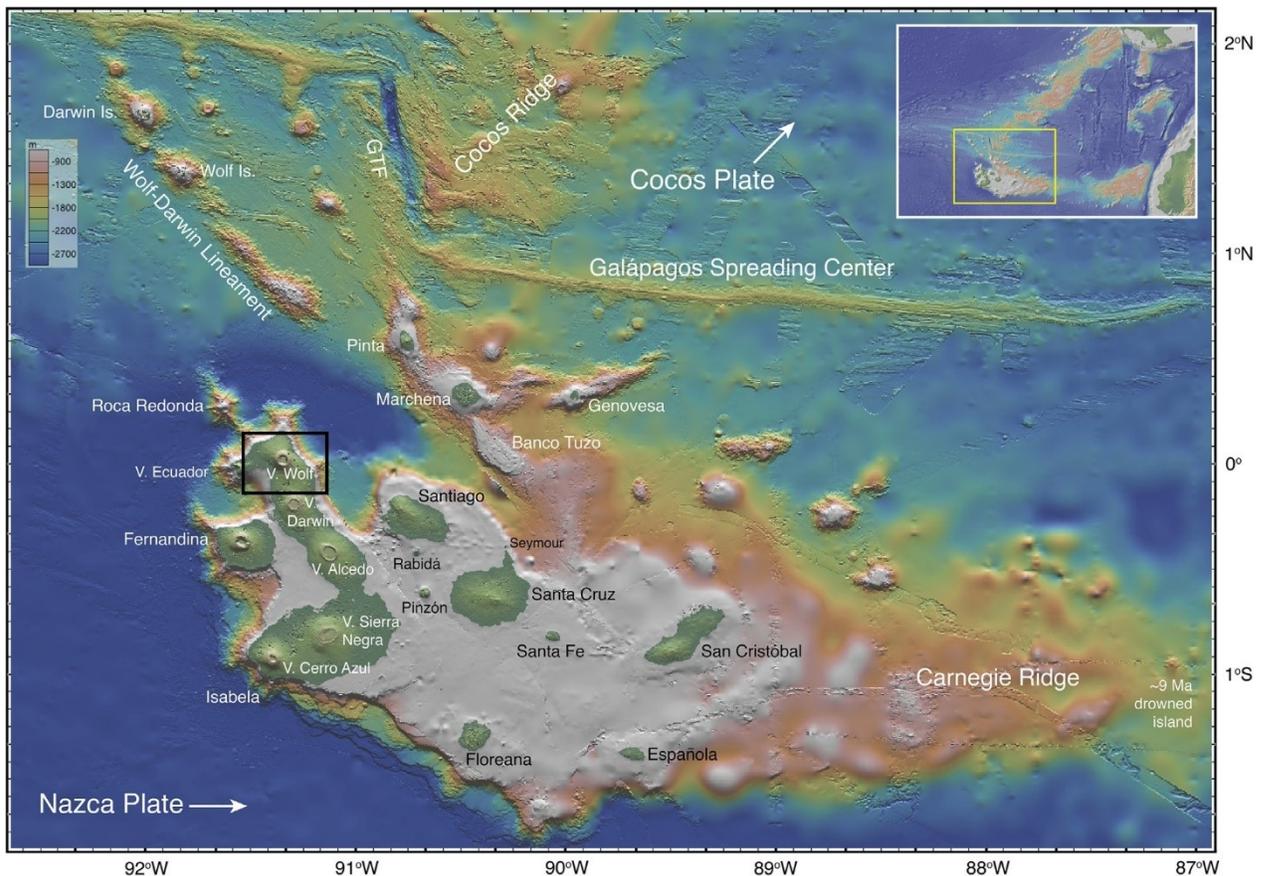


Fig. 2.1: Mapa del archipiélago de Galápagos que muestra la batimetría y la topografía. Se destacan los patrones fisiográficos de las dorsales de Cocos, Carnegie y la dorsal meso oceánica de Galápagos. En el cuadro negro se ubica el volcán estudiado en la isla Isabela. Las flechas blancas indican la dirección de desplazamiento de las placas de Nazca y de Cocos. (K. S. Harpp & Geist, 2020)

La existencia de estas islas es producto de la actividad de una pluma mantélica, cuyo centro se ubica 25 km al SE de la isla Fernandina y tiene una extensión radial de 100 km (Hooft et al., 2003). El archipiélago se ubica a ~100 km al sur de la dorsal meso-oceánica de Galápagos, la cual tiene una orientación O-E y corresponde a un límite divergente entre las placas de Nazca al sur y la de Cocos al norte con desplazamiento al E y al NE, respectivamente (Fig. 2.1). Esta configuración dorsal-pluma permite el desarrollo de un amplio rango composicional en los productos de los volcanes, por lo que se pueden encontrar tanto basaltos tipo OIB como basaltos tipo MORB (D. J. Geist et al., 2005). La cercanía con la dorsal de Galápagos tiene como consecuencia que la litósfera en que se ubica la plataforma sea relativamente joven (5-10 Ma) y delgada (Feighner & Richards, 1994; Hey et al., 1977). La litósfera es atravesada por una falla sinistral en el meridiano 90°50' O que ha desplazado 150 km de la dorsal de Galápagos y separa la subprovincia occidental de la subprovincia central y oriental, resultando en una diferencia de 3-5 Ma en la litósfera que subyace el archipiélago. En consecuencia, se tiene un bloque occidental más antiguo y con un espesor relativamente mayor en relación con el bloque oriental (D. Geist et al., 1998).

El espesor de la corteza varía entre los ~10 km en los márgenes de la plataforma hasta ~18 km en el margen SE de la isla Isabela (Feighner & Richards, 1994). Esta plataforma submarina cuenta con una pendiente muy pronunciadas en su margen occidental y meridional, mientras que es más suave hacia el E y SE, coincidente con las dorsales de Carnegie y Cocos (Simkin, 1984)(Fig. 2.1). Esta fisiografía es producto del material que a lo largo de la historia ha ido entregando la pluma mantélica a las placas de Nazca y de Cocos a medida que las placas se han ido desplazando en relación con el punto caliente. En la actualidad el punto caliente coincide con la placa de Nazca y consecuentemente con el desplazamiento de la placa hacia el E, los volcanes más antiguos se ubican al E del archipiélago. En donde destacan la Isla Española ~3,3 Ma (Bailey, 1976), Santa Fe 2,7 Ma y San Cristóbal ~2,3 Ma. Por otro lado, los volcanes más jóvenes se encuentran al O, en las islas Isabela y Fernandina ~0,7 Ma (Allan cox, 1983).

El volcán en estudio se ubica en la subprovincia de Galápagos occidental. Este lugar está formado por las islas Fernandina con un volcán homónimo y la isla Isabela con los volcanes: Cerro Azul, Sierra Negra, Alcedo, Darwin, Wolf y Ecuador. De estos, el volcán Ecuador es el único que no tiene erupciones históricas registradas. Los volcanes de estas islas han desarrollado calderas y tienen la morfología de volcanes tipo escudo de Galápagos con un perfil de “plato de sopa invertido” (McBirney & Williams, 1969), que consiste en el flanco inferior y superior de baja pendiente y una pendiente más pronunciada en el flanco intermedio (Fig. 1.1). Estos volcanes se caracterizan por haber desarrollado calderas de 100-900 m de profundidad, y por formar fisuras circunferenciales en torno a la caldera y fisuras radiales en los flancos (Chadwick & Howard, 1991). Los volcanes en esta subprovincia son los más activos del archipiélago, y en el último siglo se han registrado 22 erupciones en el volcán Fernandina, 10 en Cerro Azul, 10 en Wolf y 9 en Sierra Negra (Global Volcanism Program, Smithsonian Institution).

La tasa de alzamiento está directamente relacionada con el aporte magmático desde la pluma mantélica. Los múltiples eventos de rápido alzamiento y de corta duración son prueba de la alta tasa de almacenamiento de magma, la cual se estima que está en el orden de 0,1 km³/año (M. Poland, 2014). La mayor parte de la deformación se concentra en la caldera de los volcanes con una tasa de deformación del orden de cm/años y se destaca por el patrón que sigue entre cada ciclo, en donde se tiene un alzamiento durante las etapas pre y post-eruptivas y una subsidencia en la etapa co-eruptiva (Amelung et al., 2000; Baker, 2012). En este ámbito, el volcán Sierra Negra es el que más ha destacado, con una deformación de hasta ~8 m durante la erupción de 2018 (Shreve & Delgado, 2023).

2.1.2. Volcán Wolf

El volcán Wolf está ubicado al norte de la isla Isabela y limita con los volcanes Ecuador al oeste y Darwin al sur. Por su morfología entra en la categoría de volcán escudo de Galápagos tipo 2, la cual comparte con Cerro Azul, y Fernandina, que se caracterizan por tener una pendiente más pronunciada en el flanco intermedio y haber desarrollado calderas más profundas, en comparación con los volcanes Darwin, Sierra Negra y Alcedo que pertenecen al tipo 1 (Bernard et al., 2019).

Es el volcán más alto del archipiélago, con 1710 m s.n.m. cubre una superficie de ~600 km² y tiene un volumen de 280 km³. Ha desarrollado una caldera elíptica de ~6x5 km², cuyo eje mayor tiene una orientación NO-SE (Munro & Rowland, 1996), alcanza una profundidad de 700 m y cubre un área de ~25 km², con lo que tiene un volumen de ~10 km³. La caldera ha sufrido al menos 2 etapas mayores de colapso intercaladas con una etapa parcial de rellenado (D. J. Geist et al., 2005). De manera similar a los otros volcanes en la isla, el volcán Wolf presenta tres tipos de fisuras eruptivas: radiales, en el flanco del edificio volcánico; circunferenciales, en la cima del edificio y paralelas a las paredes de la caldera; y fisuras intracaldera, al interior de la caldera (Chadwick & Howard, 1991). Las fisuras radiales se extienden principalmente en rift difusos que se extienden hacia los flancos N, NO y SE, siendo el flanco SE el más activo en el registro histórico (fig. 2.2). Por otro lado, la existencia de rifts nítidos se da en ambientes submarinos como extensión de los rifts difusos del N y NO (Chadwick & Howard, 1991; De Novellis et al., 2017; D. J. Geist et al., 2005). El tipo principal de erupción es del tipo hawaiana, con la efusión principal de lavas a'a, pero también hay lavas pahoehoe en la cima del volcán en el área de menor pendiente (D. J. Geist et al., 2005) y tras la erupción de 2015, este tipo de lavas cubrió casi la mitad de la superficie de la caldera (Bernard et al., 2019; De Novellis et al., 2017).

Mediciones con InSAR dan como resultado que la deformación se concentra en la caldera, en donde se ha determinado entre los años 1992 a 1997 un alzamiento total de 9 cm (Amelung et al., 2000) y entre 1997 a 2011 uno de 50 cm (Baker, 2012), teniendo una tasa de 3,6 cm/año en este último periodo. Tras este periodo, la deformación se estabilizó hasta la erupción de 2015, donde ocurre una fuerte subsidencia durante la etapa co-eruptiva (Bernard et al., 2019; De Novellis et al., 2017; Stock et al., 2018; Xu et al., 2016). Posterior a esta erupción se detecta un alzamiento de hasta 30 cm en el periodo de 2016 a 2020 (Biggs et al., 2022). En un periodo similar, entre 2015 y 2022, se detectó la misma señal de alzamiento con una magnitud de 34 cm en el área de la caldera (Xu et al., 2023).

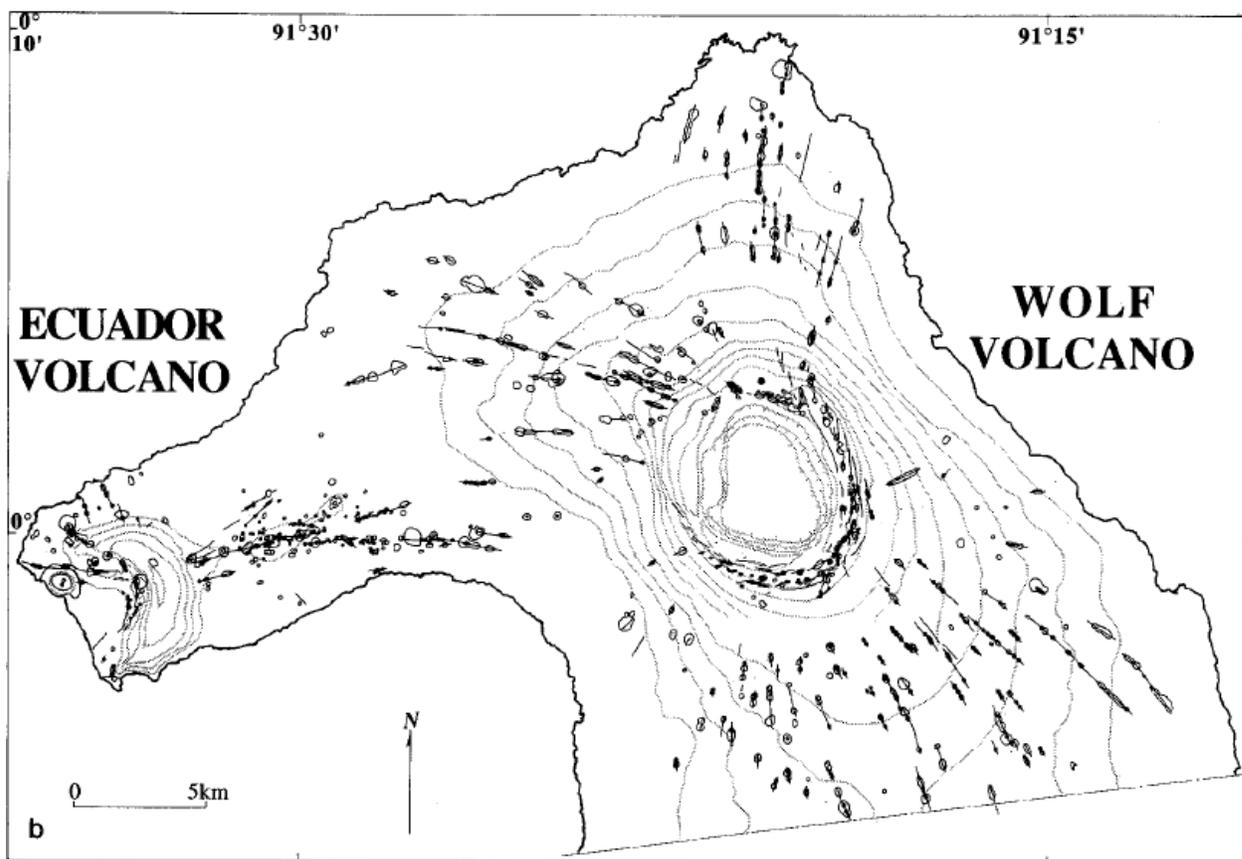


Fig. 2.2: Mapa del volcán Wolf. Se destacan los patrones de fisuras radiales en los flancos del volcán y los circunferenciales en la cima del volcán, paralelas a la caldera. (Chadwick & Howard, 1991)

Se ha determinado que la ubicación del nivel de almacenamiento de magma esta debajo de la caldera. Pero la profundidad y la cantidad de niveles varía de acuerdo con cada metodología. Estudios con InSAR han determinado una cámara a 1 km (De Novellis et al., 2017) y 2 km (Amelung et al., 2000) de profundidad. También se ha propuesto la existencia de dos cámaras a 1 y 5 km bajo el nivel del mar (Xu et al., 2016). Por otro lado, estudios integrados de InSAR, geoquímica y petrología proponen un reservorio a una profundidad de ~1,1 km y otro más profundo en un mush de gabro a 6-8 km (Stock et al., 2018). Finalmente, estudios petrológicos proponen una cámara somera de entre 50 a 800 m de espesor cuyo techo está a ~2 km de profundidad y está ubicada sobre un mush cristalino de gabro (D. J. Geist et al., 2005). Entonces, considerando los diversos estudios, existen entre una a dos cámaras magmáticas bajo el área de la caldera. La cámara más somera estaría a una profundidad de entre 1 y 2 km desde la superficie, y la más profunda entre 6 y 8 km.

2.1.3. Historia eruptiva

Desde el año 1797 hasta el 2023 se han confirmado 13 erupciones en el volcán Wolf. La mayoría de las erupciones han sido a través de fisuras radiales y circunferenciales en el flanco SE del volcán (Global Volcanism Program, Smithsonian Institution). Sólo las erupciones de 1982, 2015 y 2022 han tenido observaciones científicas detalladas que incluyan mediciones satelitales y de campo (Bernard et al., 2019).

Erupción de 1982

Esta erupción inició el 28 de agosto de 1982, y gracias a imágenes satelitales se logró detectar una pluma de gas de 4 km de altura. La erupción se caracterizó por presentar dos fuentes de emisión: primero una intracaldera en el borde SO donde se formaron cortinas de lava que eyectaron material a alturas de ~200-250m, llegando incluso hasta los ~800 m. Posteriormente, el segundo día, se abrió en el flanco SE una fisura radial de 1,2km de largo a una altitud de 875 m s.n.m. La actividad en la caldera se fortaleció después de que finalizara la actividad en la fisura radial y duró al menos hasta el 6 de septiembre y pudo haber perdurado hasta el 16 de octubre del mismo año. Las coladas de lava emitidas por la fisura radial fueron del tipo a'a, que fluyeron a una velocidad de 0,5-1 m/h (Schatz & Schatz, 1983). El largo de la colada se estima de 7,2 km, tuvo un ancho de 1 km, cubrió un área de ~2,71 km² y tuvo un espesor promedio de 4,0 ±1,6 m. Mientras que en el sector de la caldera, la lava cubrió un área de 6,16 km² con flujos principalmente de a'a y una pequeña área de coladas pahoehoe asociada a la etapa final, de actividad decreciente, el espesor de esta colada varía entre 7,6-12,0 m. En total, el volumen emitido durante la erupción fue de 52,5 ±17 x 10⁶ m³ DRE. Considerando la duración de la erupción del 28 de agosto al 6 de septiembre se tiene una tasa eruptiva de 45 a 90 m³/s (Bernard et al., 2019).

Erupción de 2015

Esta erupción inició el 25 de mayo de 2015, entre las 00:30-00:45 tiempo local (TL). Los primeros registros de actividad se obtuvieron en una estación sísmica ubicada en la isla Fernandina la noche anterior. En base a observaciones visuales en terreno, al inicio de la erupción se detectó una fisura circunferencial de 800 m de largo cuyas fuentes de lava eyectaron material hasta 100 m de altura, además se formó una pluma de gas que alcanzó los 15 km de altura. Las fuentes de emisión que inicialmente se ubicaban en el lado SE del margen de la caldera, fueron migrando progresivamente hacia el NE extendiéndose por un total de 2 km. Una semana después, el 2 de junio, la actividad volcánica decreció y dejó 2 coladas de lava que cubrieron ~17 km²: en el flanco SE, con 2 km de ancho y 10 km de largo; y en el flanco E, con 1 km de ancho y 7 km de largo. La actividad eruptiva se reanudó el 11 de junio en el flanco SE y dos días después, el 13 de junio, se trasladó al interior de la caldera, en un dique ubicado a 1 km al E del formado en 1982 y 4 km al O de la fisura circunferencial inicial (Fig. 2.3 (A)). Este último evento dejó flujos de lava que cubrieron 3,5 km² de la base de la caldera. Finalmente, la

erupción termino el 11 de julio, con una duración total de 36 días (Bernard et al., 2015). Se estima que el volumen emitido en esta erupción fue de $46,5-139,5 \cdot 10^6$ m³ DRE, por lo tanto, se tuvo una tasa de emisión de 17-39 m³/s. Esto hace que sea la cuarta erupción más grande en Galápagos desde que se tiene información cuantitativa, y se encuentra sólo detrás de las erupciones de Sierra Negra (1979, 2005, 2018) (Bernard et al., 2019).

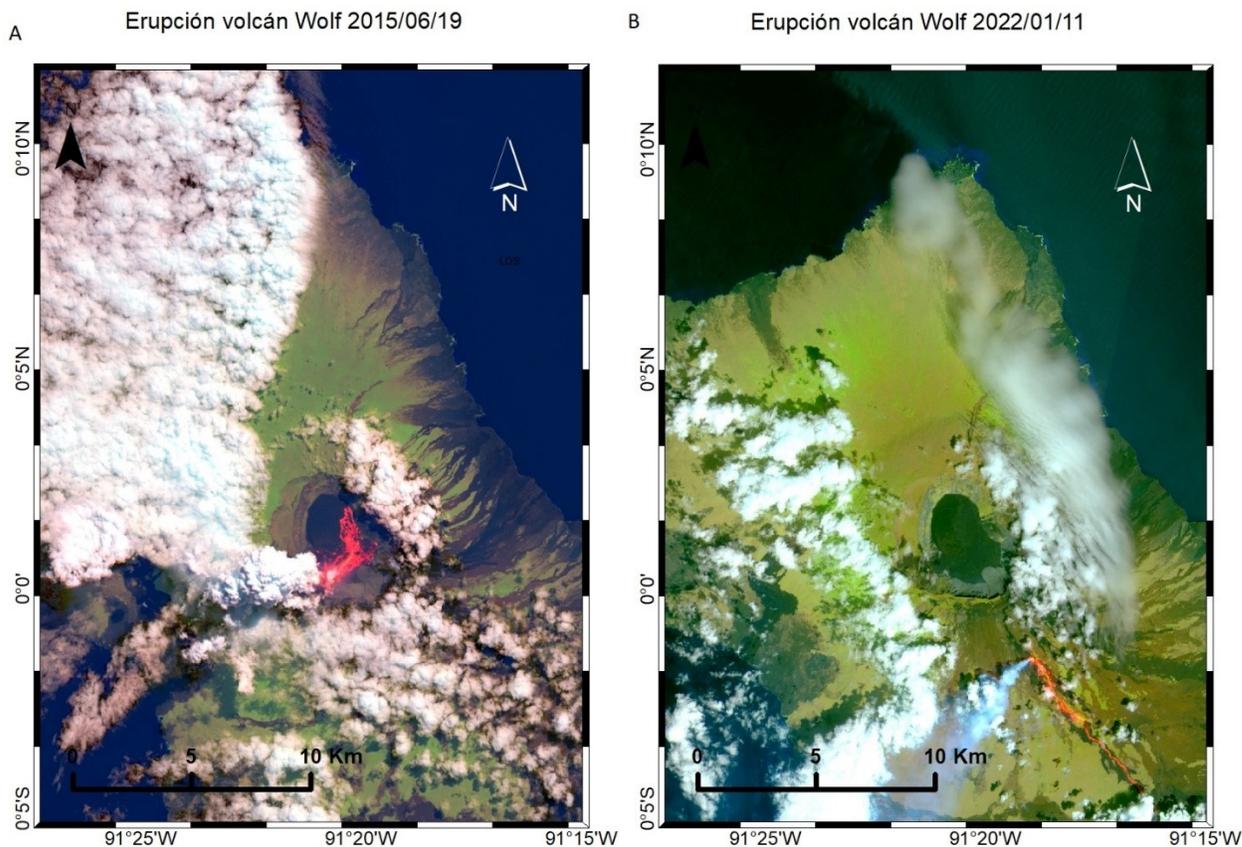


Fig. 2.3: (A) Imagen satelital Landsat 8 con combinación de bandas 6, 5, 2. Durante la erupción de 2015, en el 11 de junio, la actividad se trasladó desde un dique circunferencial en el flanco SE hacia el interior de la caldera en el sector SO. (B) Imagen satelital Sentinel-2 con combinación de bandas 11, 8A, 2. Durante la erupción de 2022, se aprecia que la actividad eruptiva es a través de un dique radial en el flanco SE del edificio volcánico.

Erupción de 2022

Esta erupción inició el 6 de enero de 2022 alrededor de las 23:20 tiempo local (TL). Los primeros registros satelitales detectaron nubes de gas y cenizas que alcanzaron alturas de 1943-3793 m s.n.m y las emisiones de SO₂ iniciales fueron superiores a 6·10⁴ toneladas. La erupción se manifestó a través de una fisura radial de al menos 8 km de largo en el flanco SE que contó con al menos 4 fuentes de emisión (fig. 2.3(B) y fig. 2.4). El flujo principal alcanzó una distancia de 18,5 km y cubrió una superficie de ~31 km² (fig. 2.4) (Xu et al., 2023). En base a la evaluación de las alertas termales, actividad sísmica, desgasificación, deformación y emisión de cenizas se determinó el fin de la erupción para el 5 de mayo, durando un total de 119 días (Instituto Geofísico, 2022).

Colada erupción volcán Wolf 2022

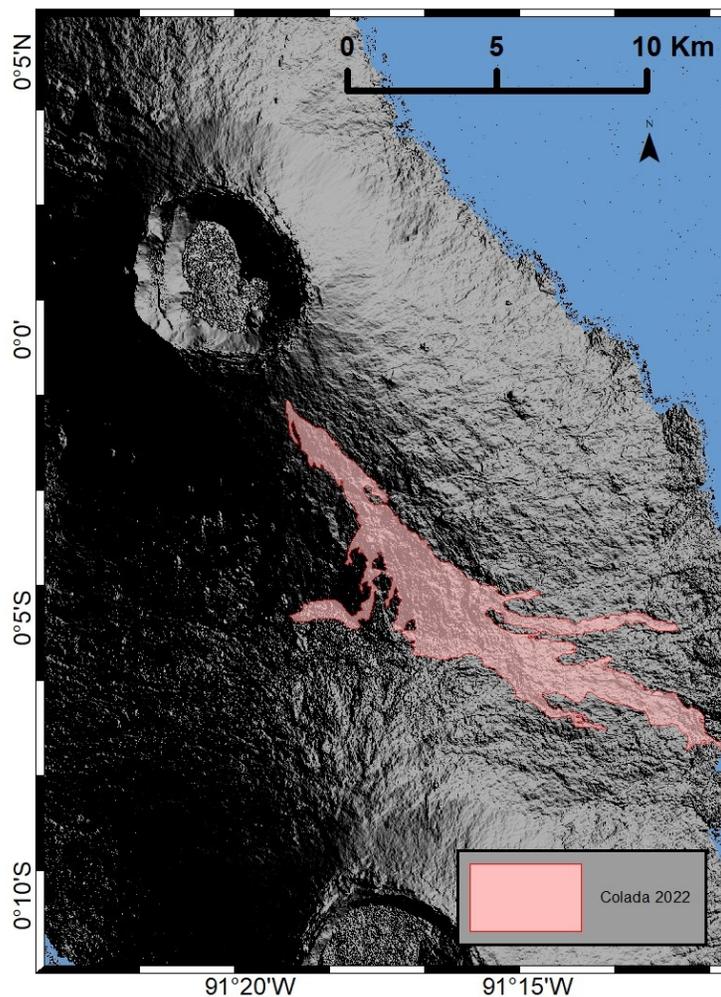


Fig. 2.4: Mapa de las coladas de lava de la erupción de 2022 sobre topografía sombreada de TanDEM-X de 12m de resolución. La extensión de los flujos de lava está basada en imágenes satelitales de PlanetScope (IG-EPN).

2.2. Marco teórico

2.2.1. Interferometría de radar de apertura sintética

Los satélites se han convertido en una gran herramienta para monitorear volcanes muy alejados o en zonas peligrosas. En particular, en el campo de la geodesia, la interferometría de radar de apertura sintética (InSAR) ha permitido detectar la deformación superficial que ocurre en los volcanes. Al ser una herramienta que funciona de forma activa (depende de las emisiones propias y no de las externas como la luz visible) puede funcionar tanto de día como de noche. Además, las señales de radar, dada su longitud de onda son capaces de penetrar zonas de vegetación escasa a moderada y nubes de agua o ceniza, con lo que se convierte en una herramienta ideal para trabajar zonas con vegetación.

Esta técnica adquiere datos con en una antena de radar ubicada en un satélite de órbita polar que emite ondas electromagnéticas en el espectro de las microondas. Una parte de la energía de las ondas logra interactuar y ser reflejada por el objetivo de vuelta hacia la fuente de emisión. Las señales resultantes son recibidas, ampliadas y procesadas, con lo que se tiene un registro espacial de la reflectividad de los objetivos iluminados. De esta forma, ante cualquier deformación de la superficie ocurrida entre dos adquisiciones del radar de apertura sintética (SAR) hay un cambio en la distancia entre el satélite y el objetivo, con lo que se puede medir la deformación ocurrida en ese periodo. La antena de radar se ubica apuntando de forma perpendicular a la trayectoria del satélite y oblicua hacia la superficie de la tierra. De esta forma se puede distinguir y separar la señal de los objetivos más cercanos de los más alejados en la dirección del *range* (fig. 2.5). Para obtener imágenes SAR se aprovecha la trayectoria del satélite y el efecto Doppler, con lo que se obtienen imágenes de mejor resolución en la dirección del azimuth de las que se obtendrían de un radar de apertura real con las mismas dimensiones de antena (Dzurisin, 2006).

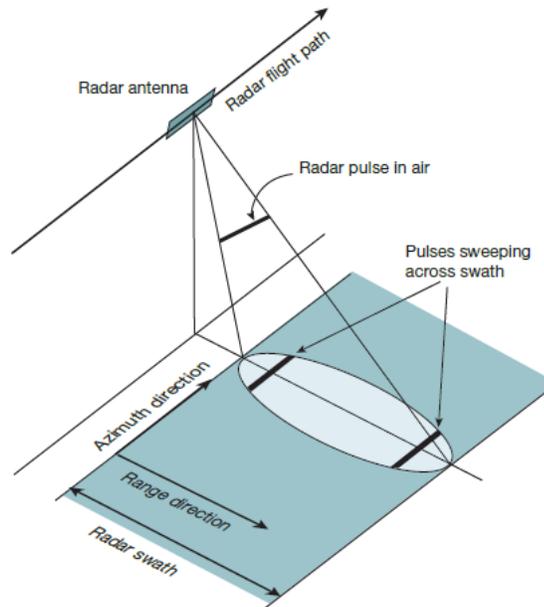


Fig. 2.5: Esquema que muestra la trayectoria del satélite. La dirección del range es perpendicular a la trayectoria y la dirección del azimuth es paralela. (Simons & Rosen, 2015)

Para aplicaciones con imágenes, las frecuencias generalmente utilizadas están en el rango de 1 a 12 GHz, lo que comprende las bandas X ($\lambda \sim 3$ cm), C ($\lambda \sim 5$ cm) y L ($\lambda \sim 20$ cm). La señal recibida en forma de ondas tiene componentes de amplitud y fase. Con este último componente se pueden procesar los interferogramas a partir de dos adquisiciones de SAR tomadas en distintos tiempos, pero desde el mismo lugar (o muy cercano). Las imágenes de radar son co-registradas y superpuestas, de tal forma que los píxeles están alineados entre ambas imágenes. Cada píxel tiene la información de la fase y la amplitud de la señal en un área determinada: la amplitud es la intensidad de la señal electromagnética reflejada y está relacionada con la forma, orientación y propiedades del objetivo. Por otro lado, la fase de la onda es un valor que varía entre $-\pi$ y $+\pi$ por cada longitud de onda λ recorrida por la señal y es proporcional a la deformación ocurrida en el periodo. La diferencia de las fases entre 2 imágenes SAR co-registradas forman el interferograma (fig. 2.6).

VOLCÁN UGASHIK-PEULIK, ALASKA

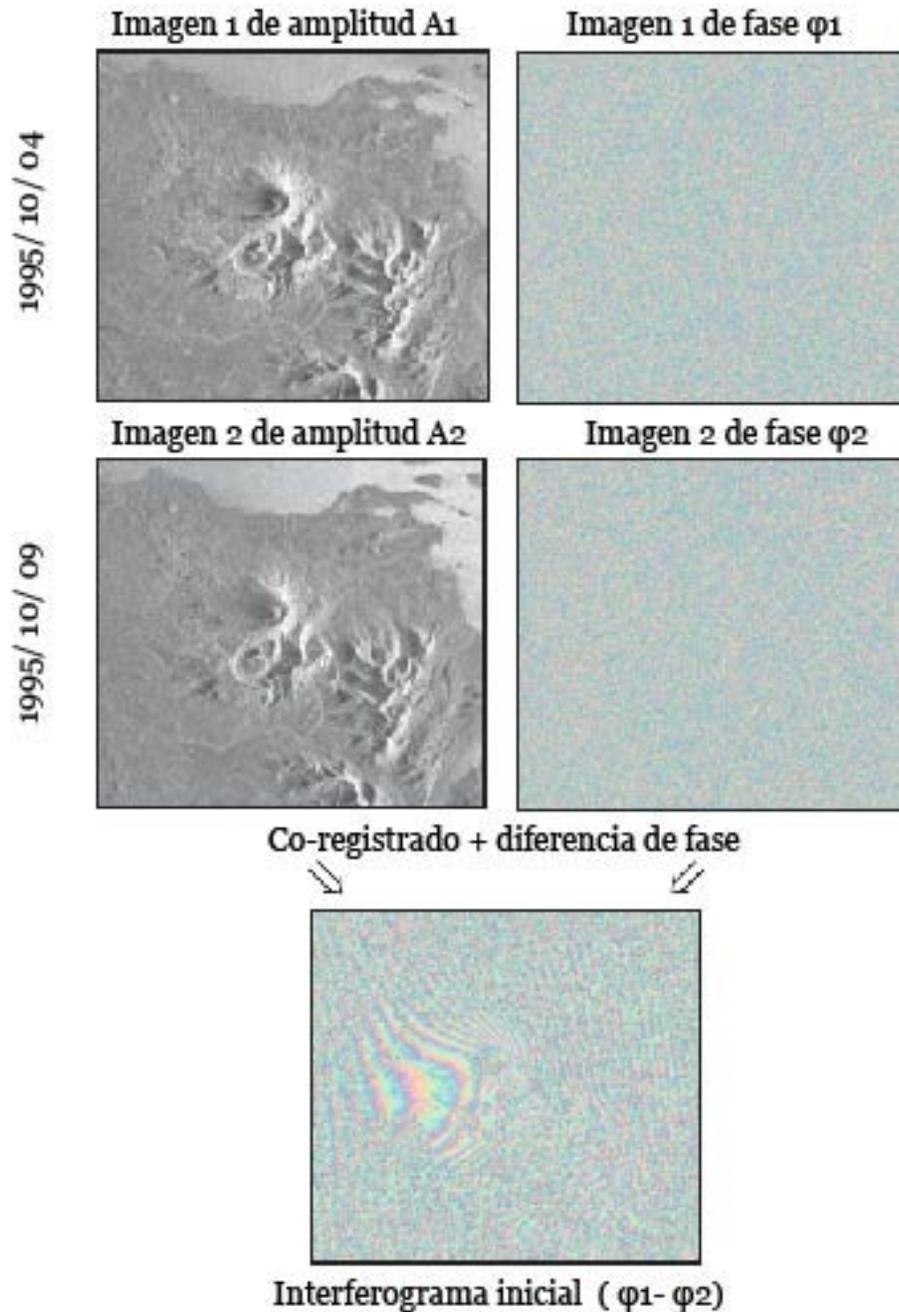


Fig. 2.6: Ejemplo del co-registrado y diferencia de fases entre de 2 imágenes SAR, tomadas el 4 y 9 de octubre de 1997. El resultado inicial es un interferograma al que aún hay que eliminar las señales distintas a la deformación cortical. El ejemplo corresponde volcán Ugashik-Peulik en Alaska (Dzurisin, 2006)

Las mediciones hechas con InSAR son especialmente sensibles a la topografía, deformación y desplazamiento del terreno, condiciones atmosféricas, separación espacial del satélite entre ambas adquisiciones y propiedades eléctricas del objetivo. La

suma de todos estos factores se ve reflejada en la ecuación (2.1) (Colesanti et al., 2003; Ferretti et al., 2001)

$$\Delta\varphi = \varphi_{plano} + \varphi_{topo} + \varphi_{orbit} + \varphi_{defo} + \varphi_{tropo} + \varphi_{iono} + \varphi_{PE} + \varphi_{ruido} \quad \mathbf{(2.1)}$$

Donde:

$\Delta\varphi$: Fase interferométrica, relacionada al cambio de fase entre dos adquisiciones SAR.

φ_{plano} : Fase de tierra plana

φ_{topo} : Contribución de fase topográfica.

φ_{orbit} : Error en la fase inducida por inexactitudes en la información de la órbita.

φ_{defo} : Contribución de la fase relacionado a la deformación de la superficie.

φ_{tropo} : Contribución de la fase troposférica, relacionado con la variación de humedad y presión de la atmosfera.

φ_{iono} : Contribución de la fase ionosférica.

φ_{PE} : Contribución de las propiedades eléctricas del objetivo.

φ_{ruido} : Término relacionado con el ruido.

VOLCÁN UGASHIK-PEULIK, ALASKA

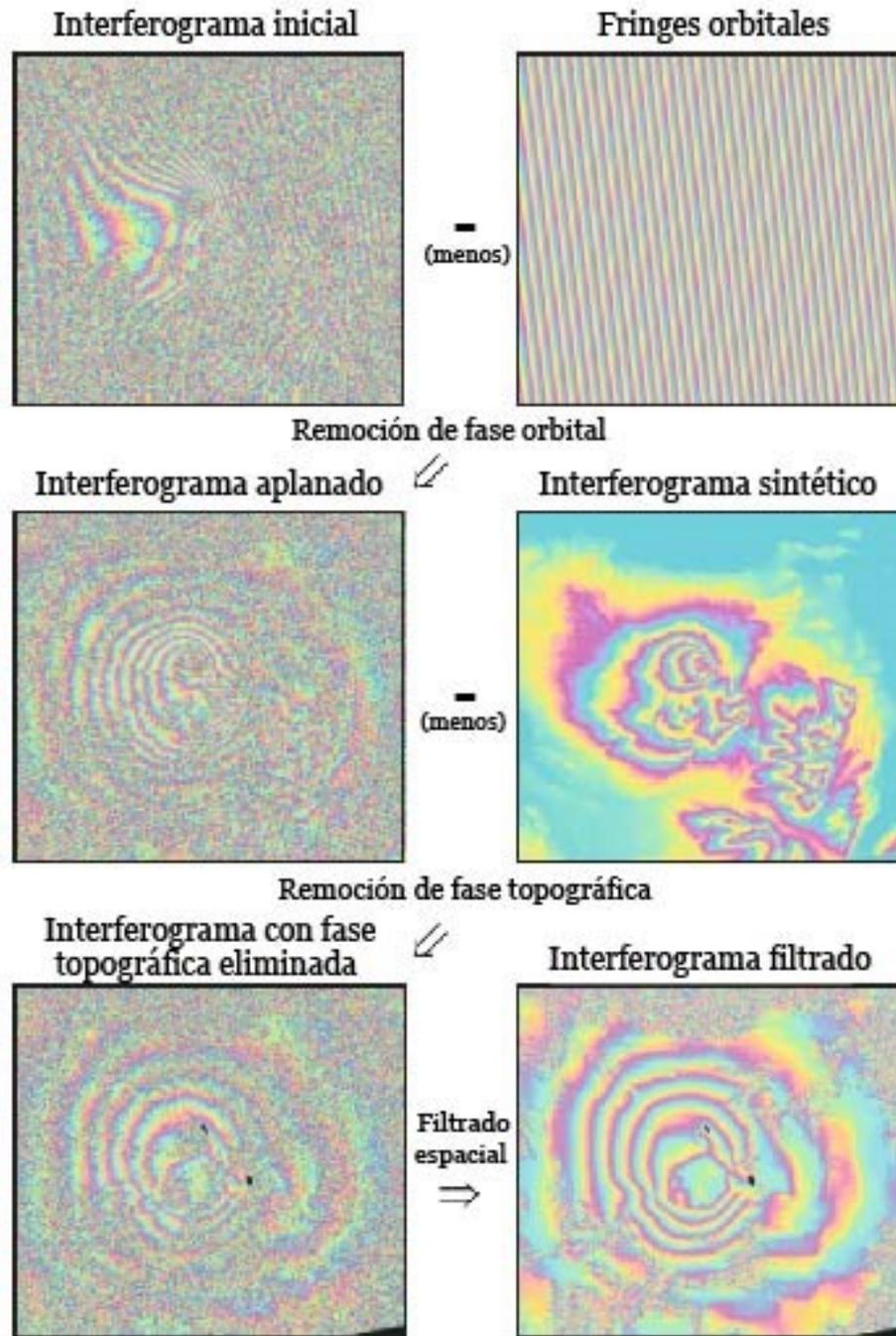


Fig. 2.7: Ejemplo del interferograma inicial que se le sustraen la fase orbital y fase topográfica. Además se realiza un filtrado espacial que suprime el ruido. Finalmente se obtiene un interferograma que contiene principalmente la señal asociada a la deformación cortical. El ejemplo corresponde al volcán Ugashik-Peulik en Alaska (Dzurisin, 2006).

Para el estudio en geodesia se desea eliminar los términos distintos a la fase de deformación (ϕ_{defo}). La fase orbital (ϕ_{orbit}) y de tierra plana (ϕ_{plano}) pueden ser sustraídas

si se conoce la trayectoria del satélite y la geometría de las imágenes SAR. Los efectos de la fase topográfica pueden ser eliminados a partir de un interferograma sintético basado en la topografía existente, como un modelo de elevación digital (DEM) de SRTM o TanDEM-X (fig. 2.7). La fase troposférica puede ser mitigada a partir de modelos atmosféricos (Hanssen & Feijt, 1997) o utilizando mediciones externas como Envisat MERIS (Moisseev et al., 2003). También se puede asumir en algunos casos que las condiciones atmosféricas entre adquisiciones son similares. La fase ionosférica afecta principalmente a radares de baja frecuencia de banda L, debido a variaciones de electrones de la ionósfera, dado que es un medio anisotrópico. Los efectos del componente ionosférico pueden ser mitigados a partir de las técnicas *Range Split-spectrum method*, *faraday rotation method* y *azimuth shift method* (Zhang et al., 2022). En estudios de deformación en volcanes cuya superficie esta principalmente de rocas, se puede considerar que la fase asociada a las propiedades eléctricas del material (ϕ_{PE}) tiene una contribución mínima en el interferograma. Finalmente la fase de ruido está relacionada con la coherencia del interferograma, que es una medida de la similitud de las propiedades de reflectancia del área en cada píxel (Zebker & Villasenor, 1992). Una vez aislada la fase asociada a la deformación, el interferograma queda representado por la ecuación (2.2).

$$\Delta\varphi = -\frac{4\pi}{\lambda} \Delta d \quad \mathbf{(2.2)}$$

El valor de la fase está enrollado entre $-\pi$ y $+\pi$. Esto se ve representado en el interferograma como la repetición del patrón de colores por cada ciclo de 2π , lo que es llamado como un *fringe*. La distancia deformada dependerá de la longitud de onda λ , así, cada *fringe* ($\Delta\varphi = 2\pi$) equivale a $\lambda/2$ de deformación en la línea de visión del satélite (LOS por sus siglas en inglés). Para aplicaciones prácticas es preferible contar con una medición continua de la deformación y no cíclica, por lo que la fase se desenrolla en forma automática (*phase unwrapping*), lo que significa llevar un registro continuo de la cantidad de ciclos a partir de un punto establecido (fig. 2.8)

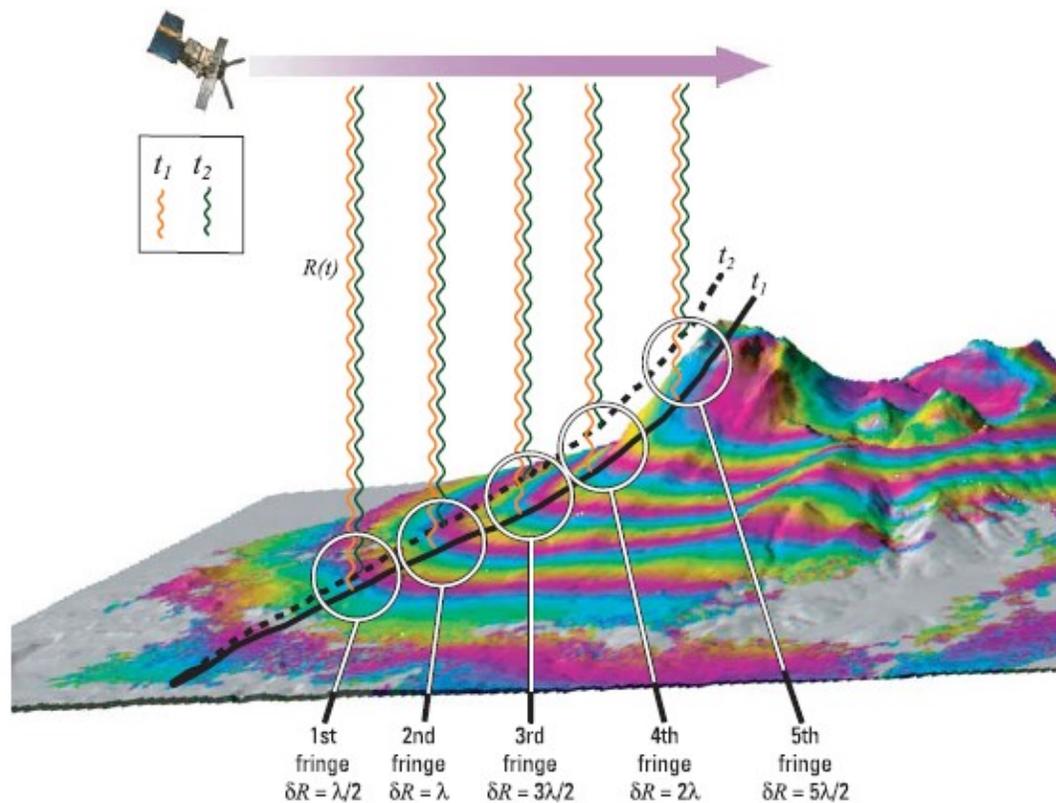


Fig. 2.8: Ilustración de interferograma, que muestra el patrón de colores (fringes). En este caso, se produce un alzamiento del terreno entre dos adquisiciones (entre t_1 y t_2). Cada fringe representa un desplazamiento de $\lambda/2$ hacia la dirección del satélite. (Dzurisin, 2006)

Para mejorar la resolución de las señales de deformación y reducir el ruido, además de estudiar la evolución temporal de la deformación, existen diferentes técnicas de análisis de series de tiempo. La principal técnica se basa en la combinación apropiada de interferogramas procesados a partir de adquisiciones que se caractericen por tener una separación orbital pequeña (baseline), en función de limitar la baja coherencia espacial (Berardino et al., 2002). Esto permite construir una serie de tiempo, con la que se puede estudiar la evolución temporal y acumulada de la deformación en el volcán.

2.2.2. Modelación

Para determinar la fuente de deformación asociada a la erupción de 2022, se utilizan los interferogramas procesados. La modelación básica se hace considerando que el emplazamiento de un volumen determinado de magma a una cierta profundidad provoca un cambio de presión y deformación en superficie. Este magma se encuentra en un espacio sólido, semi-infinito, linealmente elástico e isotrópico (Burchard et al., 2018). El cálculo de la deformación se basa en la resolución del problema elástico lineal en mecánica de sólidos, que consiste en un sistema de 3 ecuaciones diferenciales parciales lineales. El modelo esférico es resultado de la solución aproximada de estas ecuaciones y el modelo de fractura es resultado de la solución exacta.

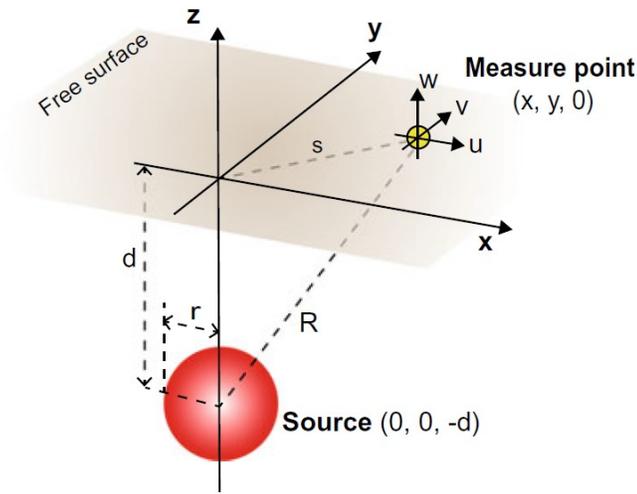


Fig. 2.9: Modelo puntual de Mogi. Se tiene una fuente a una profundidad (d) que produce una deformación en la dirección (U, V, W) , en un punto $(x, y, 0)$ en el plano (Acocella, 2021d).

La geometría de las fuentes de deformación en este trabajo se divide en un modelo puntual (Mogi, 1958) y una dislocación planar con una apertura uniforme (Okada, 1992). El modelo puntual de presión de Mogi es el más sencillo: asume un cambio de presión (Δp) o volumen (Δv), a una profundidad (d) bajo la superficie, causando desplazamiento radial con un movimiento vertical máximo y horizontal mínimo ubicado directamente sobre la fuente de deformación (fig. 2.9). El desplazamiento vertical (u_z) y radial (u_s), a una distancia (s) de la fuente en superficie, en un medio con razón de poisson (ν), está dado por las ecuaciones (2.3 y 2.4) (McTigue, 1987).

$$u_z = \frac{(1-\nu)\Delta v}{\pi} \cdot \frac{d}{(s^2+d^2)^{3/2}} \quad (2.3)$$

$$u_s = \frac{(1-\nu)\Delta v}{\pi} \cdot \frac{s}{(s^2+d^2)^{3/2}} \quad (2.4)$$

2.2.3. Medición de azufre de la erupción

Dentro de las emisiones de gases que se producen en un volcán, los compuestos de azufre (S_2 , H_2S , SO_2 , OCS y SO_3) están dentro de los más abundantes, después del H_2O y el CO_2 . Pese a su relativa baja abundancia frente a estos dos gases, la emisión de azufre en un volcán tiene gran significado, puesto que permite monitorear el comportamiento magmático. El azufre emitido tiene su origen dentro del sistema magmático y se puede derivar de tres fuentes principales: disuelto en el magma, presente en una fase gaseosa o la descomposición desde un mineral de azufre (Oppenheimer et al., 2011).

El dióxido de azufre (SO_2) es uno de los gases de mayor interés, debido a su facilidad de detección y medición, ya sea a través del monitoreo en tierra o desde el espacio. El SO_2 absorbe la radiación electromagnética en un amplio espectro, desde la radiación infrarroja debido a las vibraciones y distorsiones de los enlaces S-O, hasta la ultravioleta, producto del salto de electrones entre órbitas. En el ámbito de la teledetección la técnica utilizada para trabajar en el espectro ultravioleta es a través de la espectroscopia de absorción óptica diferencial ultravioleta (DOAS por sus siglas en inglés). Esta técnica utiliza una rejilla de difracción para dispersar la luz que recibe un telescopio óptico acoplado a un espectrómetro. La clave para detectar la huella espectral de las moléculas está en encontrar una posición que ubique la nube de gas volcánico entre el sensor y la fuente de radiación. Por esta razón la detección ultravioleta es mucho más utilizada, ya que durante el día hay una abundante cantidad de radiación ultravioleta proveniente del sol y que es difuminada por la atmósfera. La cantidad de SO_2 puede ser medida registrando todas las moléculas de SO_2 que circulan a través de una sección vertical de la pluma de gas. Dentro de los instrumentos que trabajan en esta banda se encuentra el *Ozone Monitoring Instrument* (OMI) y el *TROPOspheric Monitoring Instrument* (TROPOMI). Por otro lado, en el espectro infrarrojo se utilizan la espectrometría infrarroja por transformada de Fourier (FTIR por sus siglas en inglés). Alguno de los instrumentos que pueden cuantificar emisiones de SO_2 en el espectro infrarrojo son: *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER) y *Atmospheric InfraRed Sounder* (AIRS) (Oppenheimer, 2010; Oppenheimer et al., 2011).

3. Metodología

3.1. Procesamiento de interferogramas y construcción de series de tiempo

Para el procesamiento de interferogramas de la misión Sentinel-1 ($\lambda = 5,55$ cm) de la Agencia Espacial Europea (ESA), se utilizó el producto *Single Look Complex* (SLC). Se ocuparon 6 imágenes SAR de órbita ascendente entre las fechas 04/01/2022-17/03/2022 y 15 imágenes SAR de órbita descendente entre las fechas 12/12/2021-22/06/2022. Debido a una falla de Sentinel-1B a mediados de diciembre de 2021 las adquisiciones durante los meses de enero y febrero no fueron tomadas en periodos de repetición constantes, mientras se ajustaba la órbita de Sentinel-1A para cubrir la zona. Por lo que en el caso de las adquisiciones de SAR en la órbita ascendente se tiene un vacío de 24 días en el mes de enero y posteriormente el periodo de cada adquisición es de 12 días hasta el 17/03/2022. Después de esta fecha se dejan de adquirir imágenes en esta órbita. De forma similar existe un vacío de 36 días en las adquisiciones de la órbita descendente, entre el 29/01/2022 y el 06/03/2022. Después de este periodo las adquisiciones se hacen cada 12 días. En total se procesaron 14 interferogramas en la órbita ascendente y 50 en la descendente.

Para el procesamiento de interferogramas de la misión TerraSAR-X ($\lambda = 3,1$ cm) de la Agencia Espacial Alemana (DLR), se utilizó el producto *Single look Slant range Complex* (SSC). Se ocuparon 7 imágenes SAR de órbita ascendente que abarcan del 27/01/2022 al 22/07/2022. En total se procesaron 17 interferogramas, los cuales permiten complementar los datos de la serie de tiempo ascendente de Sentinel-1.

Para el procesamiento de interferogramas de la misión ALOS-2 ($\lambda = 23$ cm) de la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA), se utilizó el producto *ScanSAR* (WD1). Se ocuparon 4 imágenes SAR de órbita descendente que abarcan desde el 2021/11/26 al 2022/06/24. En total se procesaron 3 interferogramas que permiten separar el inicio de la erupción del resto de la erupción.

Para procesar las imágenes SAR y apilarlas (*stack*), se utilizaron diferentes *workflow* implementados en el software de JPL/Caltech: *InSAR Scientific Computing Environment* (ISCE). En el caso de Sentinel-1 se utiliza el *workflow* de *stackSentinel.py*, con 2 *looks* en la dirección del azimuth y 8 en la del range, se utilizó una intensidad de filtrado de 0.2 y se hizo el desenrollado con el algoritmo de ICU. Para procesar los interferogramas de TerraSAR-X se utilizó el *workflow* de *stackStripmap.py*, con 15 *looks* tanto en la dirección del azimuth como la del range, se utilizó una intensidad de filtrado de 0.3 y el desenrollado se realizó con el algoritmo SNAPHU_MCF. Los interferogramas de ALOS-2 se procesaron de manera individual con el *workflow* *alos2App.py*, con 14 *looks* en la dirección del azimuth y 2 en el range, la intensidad del filtrado es de 0.2 y el desenrollado se hizo con el algoritmo SNAPHU_MCF.

En los 3 casos, para eliminar la fase topográfica, se utilizó el modelo de elevación digital (DEM) de TanDEM-X de Galápagos que tiene una resolución de 12 m/píxel.

Las series de tiempo se construyen con fin de evaluar la evolución de la erupción en el tiempo. Se calcularon a partir del *stack* de interferogramas desenrollados de Sentinel-1 y TerraSAR-X procesados en la etapa previa. Para realizar las series de tiempo se utiliza el software de MintPy (Yunjun et al., 2019). En esta etapa no fue necesario descartar interferogramas, dado que tienen una buena coherencia espacial y temporal. Finalmente se cambia el sistema de coordenadas de los interferogramas de *Range-Doppler* o de radar a coordenadas geográficas.

3.2. Modelación de la deformación

La modelación del nivel de almacenamiento se hace a partir de interferogramas que contengan exclusivamente la señal de deformación asociada a la deflación del edificio volcánico, es decir, que no contengan la señal que presumiblemente está asociada a la apertura del dique. En consecuencia, se escogen interferogramas que abarcan fechas posteriores al inicio de la erupción, o sea, después del 2022/01/06. Esta modelación se realizó combinando interferogramas de Sentinel-1 de órbita ascendente y descendente e interferogramas TerraSAR-X de órbita ascendente. En forma independiente se utilizó un interferograma de ALOS-2 que abarca todo el periodo posterior al inicio de la erupción. En conjunto se escogió interferogramas que abarquen fechas similares (fig. 4.1). Considerando todo lo anterior, el modelo se realiza con información de distintas direcciones de vuelo (órbita ascendente y descendente) y en un periodo de tiempo similar. La modelación del reservorio se realiza con el modelo de fuente puntual de Mogi, con el cual se obtiene la localización horizontal, profundidad y el cambio de volumen ocurrido del nivel de almacenamiento. Con esta información se fija el rango de la ubicación y profundidad del reservorio, y se modela la apertura del dique a través de un modelo de Okada con interferogramas que abarcan fechas que contengan el inicio de la erupción. De esta forma se tiene un modelo combinado de Okada y Mogi que combina la zona de extracción con la de transporte de magma (fig. 5.2). Para hacer este modelo combinado, se utiliza una combinación de interferogramas de Sentinel-1 tanto de órbita ascendente como descendente que abarquen fechas similares (fig. 4.1).

3.3. Serie de tiempo de SO₂

El flujo de desgasificación de SO₂ fue medido con el instrumento *TROPOspheric Monitoring Instrument* (TROPOMI). Este es un instrumento portado por la misión Sentinel-5P que fue lanzada el 2017, cuyo principal objetivo está enfocado en el monitoreo atmosférico. TROPOMI funciona de forma pasiva y cubre el espectro entre la radiación ultravioleta y el infrarrojo cercano.

La información fue obtenida de la página de la NASA *Global Sulfur Dioxide Monitoring* (so2.gsfc.nasa.gov) en el área de las islas Galápagos, entre el 7 de enero y el 30 de abril de 2022. Para cada adquisición se obtiene la masa de SO₂ detectada (fig. 3.1), con la cual se construye la serie de tiempo (fig. 4.18).

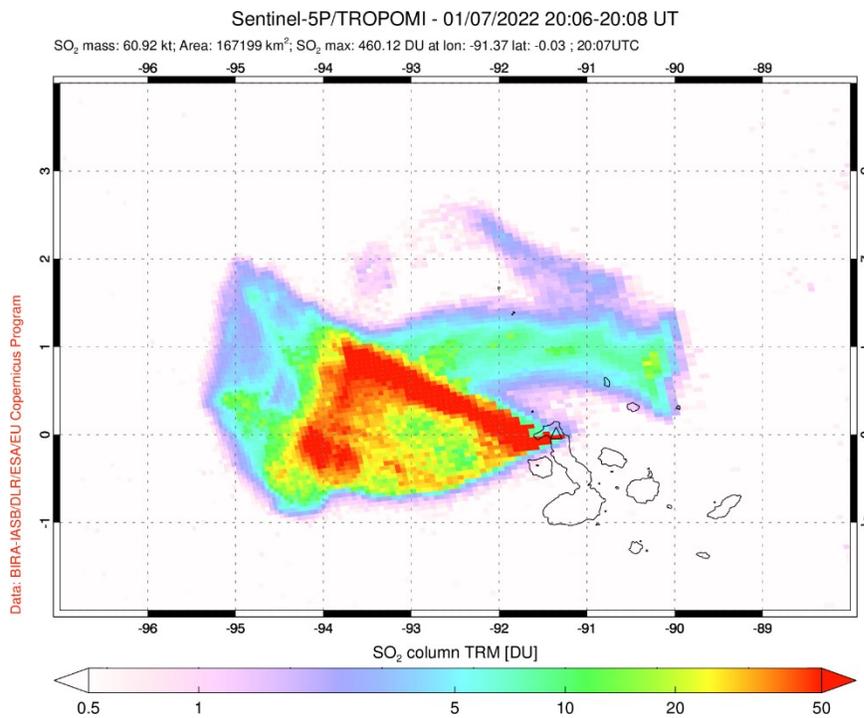


Fig. 3.1: Adquisición con TROPOMI el 7 de enero de 2022. Se aprecia la pluma inicial de SO₂ de la erupción que se extiende ~500 km al O del volcán.

4. Resultados

4.1. Interferogramas

Se presentan los interferogramas utilizados para hacer las modelaciones de Mogi y la combinación de Mogi y Okada. De la misión Sentinel-1 ascendente se tienen los interferogramas entre las fechas 2022/01/04-2022/01/28 (fig. 4.2) y 2022/01/28-2022/03/05 (fig. 4.3). El primer interferograma abarca un periodo que considera 22 días del inicio de la erupción del 6 de enero (fig. 4.1 (A)), mientras que el segundo abarca un periodo posterior (fig. 4.1 (C)). En Sentinel-1 de órbita descendente los interferogramas abarcan las fechas 2022/01/05-2022/01/29 (fig. 4.4) y 2022/01/29-2022/03/06 (fig. 4.5). De manera similar a la órbita ascendente, el primer interferograma abarca el periodo de inicio de la erupción (fig. 4.1 (B)), mientras que el segundo abarca un periodo posterior (fig. 4.1 (D)). Con la misión TerraSAR-X se utilizó un interferograma que abarca las fechas 2022/01/27-2022/03/12 (fig. 4.6) en un periodo posterior al inicio de la erupción (fig. 4.1 (E)). Finalmente se presentan dos interferogramas de Alos-2 de órbita descendente que abarcan las fechas 2021/11/26-2022/01/07 (fig. 4.7) y 2022/01/07-2022/02/18 (fig. 4.8). La particularidad de estos interferogramas es que permiten separar la señal en la caldera de la señal en el flanco SE, puesto que el primero abarca un día después del inicio de la erupción (fig. 4.1 (F) y (G)). Los interferogramas presentados quedan resumidos en la (fig. 4.1).

En todos los interferogramas se puede apreciar una señal negativa en la caldera a lo largo de toda la erupción, también hay otra señal tanto positiva como negativa (dependiendo de la órbita) en el flanco SE del edificio volcánico que sólo se logra observar cuando se toman en cuenta los interferogramas que abarcan el inicio de la erupción. Estas señales se interpretarán más adelante como la despresurización o vaciamiento de un reservorio bajo la caldera por la apertura de un dique radial en el flanco SE del edificio volcánico.

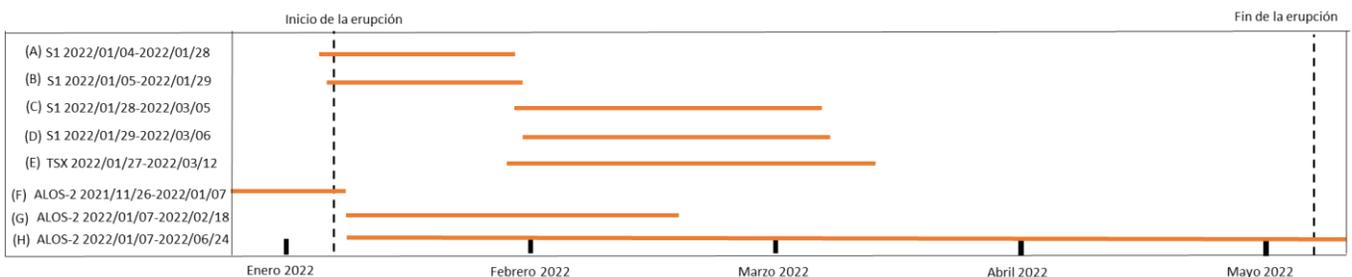


Fig. 4.1: Lista de interferogramas presentados en las figuras 4.2-8.

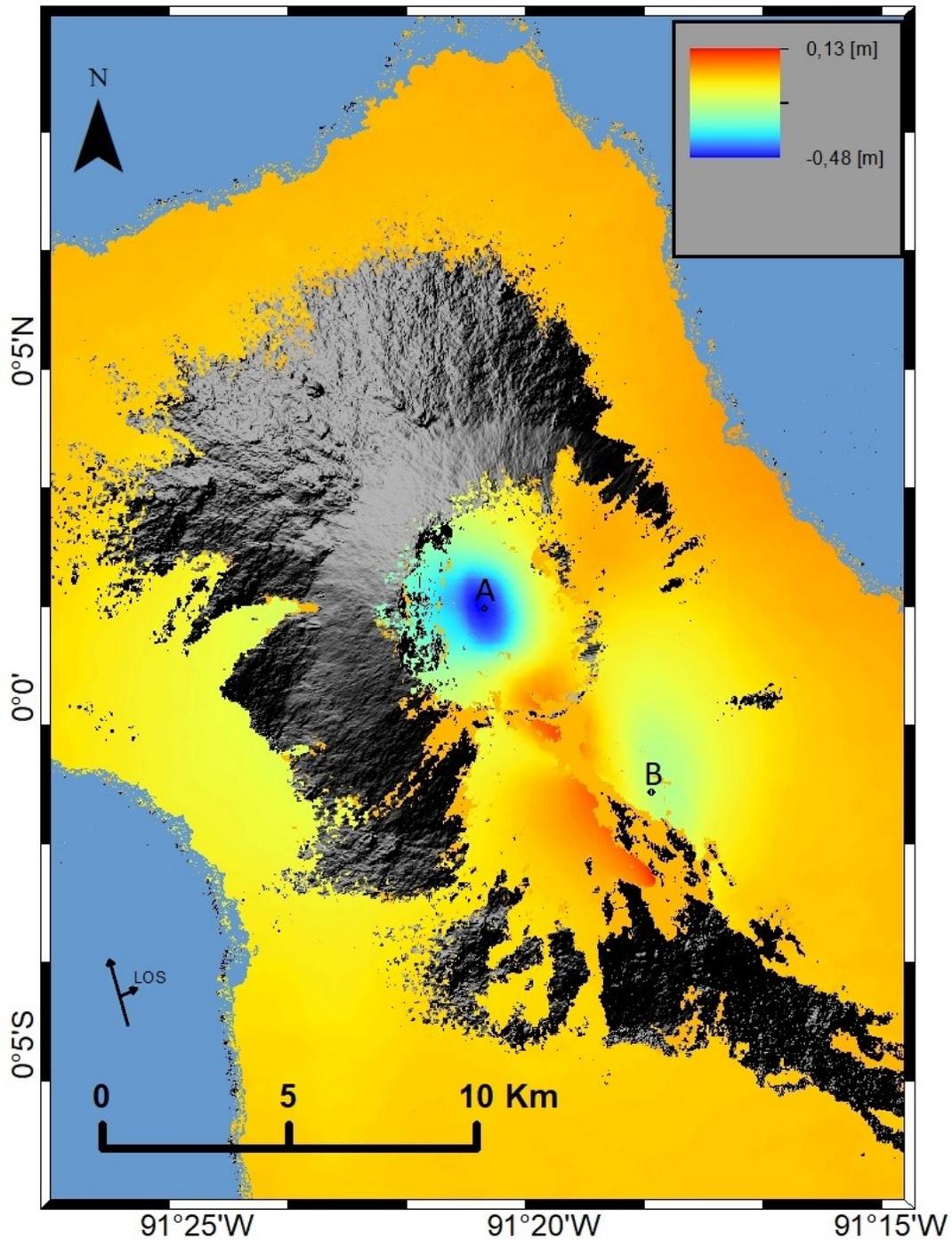


Fig. 4.2: Interferograma desenrollado de Sentinel-1, órbita ascendente. Hay una deformación negativa en la caldera (A). En el flanco SE hay una deformación positiva y otra negativa (B). El interferograma abarca un periodo que contiene el inicio de la erupción. En los puntos A y B se hacen las series de tiempo de la fig. 4.9 y fig. 4.10 respectivamente. La principal pérdida de coherencia se da por la vegetación densa en la zona norte y oeste del volcán, y en el sur por las nuevas coladas de lavas emplazadas durante la erupción.

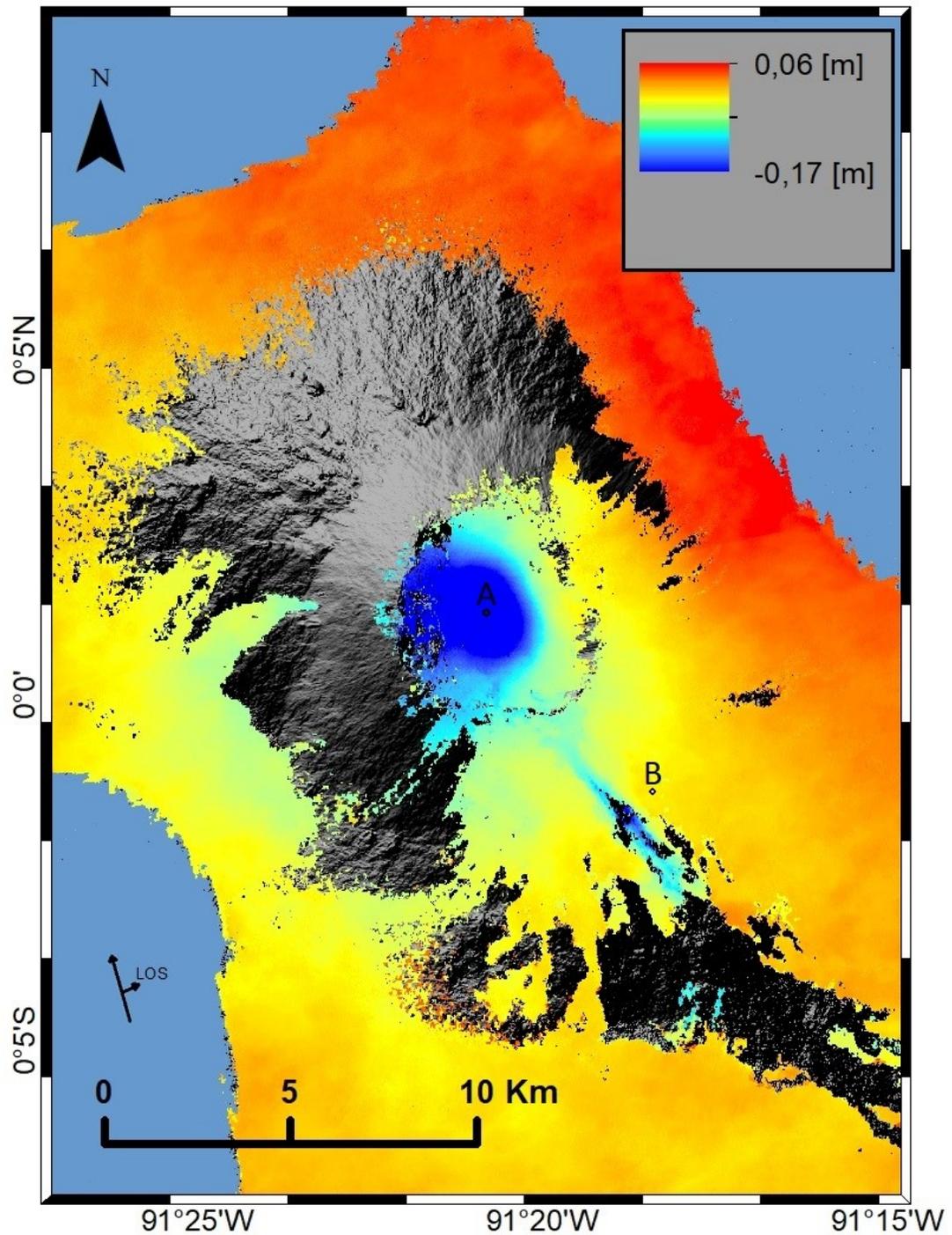


Fig. 4.3: Interferograma desenrollado de Sentinel-1, órbita ascendente. Existe una deformación negativa en el LOS en la caldera y en el flanco SE. El interferograma abarca un periodo posterior al inicio de la erupción.

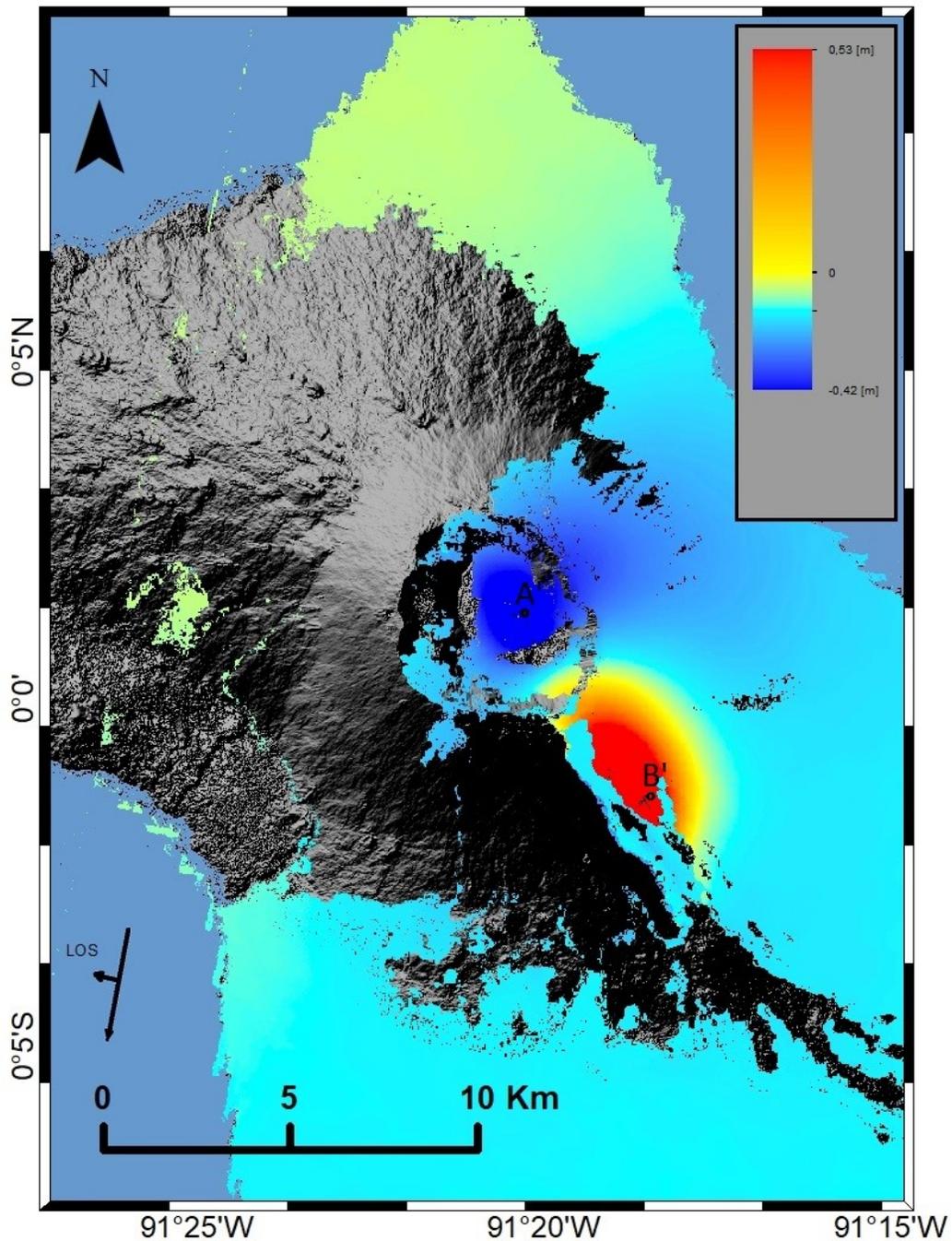


Fig. 4.4: Interferograma desenrollado de Sentinel-1, órbita descendente. Existe una deformación negativa en el LOS en la caldera y una positiva en el flanco SE. El interferograma abarca un periodo que contiene el inicio de la erupción. La principal pérdida de coherencia se da por la vegetación densa en la zona norte y oeste del volcán, y en el sur por las nuevas coladas de lavas emplazadas durante la erupción.

Sentinel-1 Descendente 2022/01/29-2022/03/06

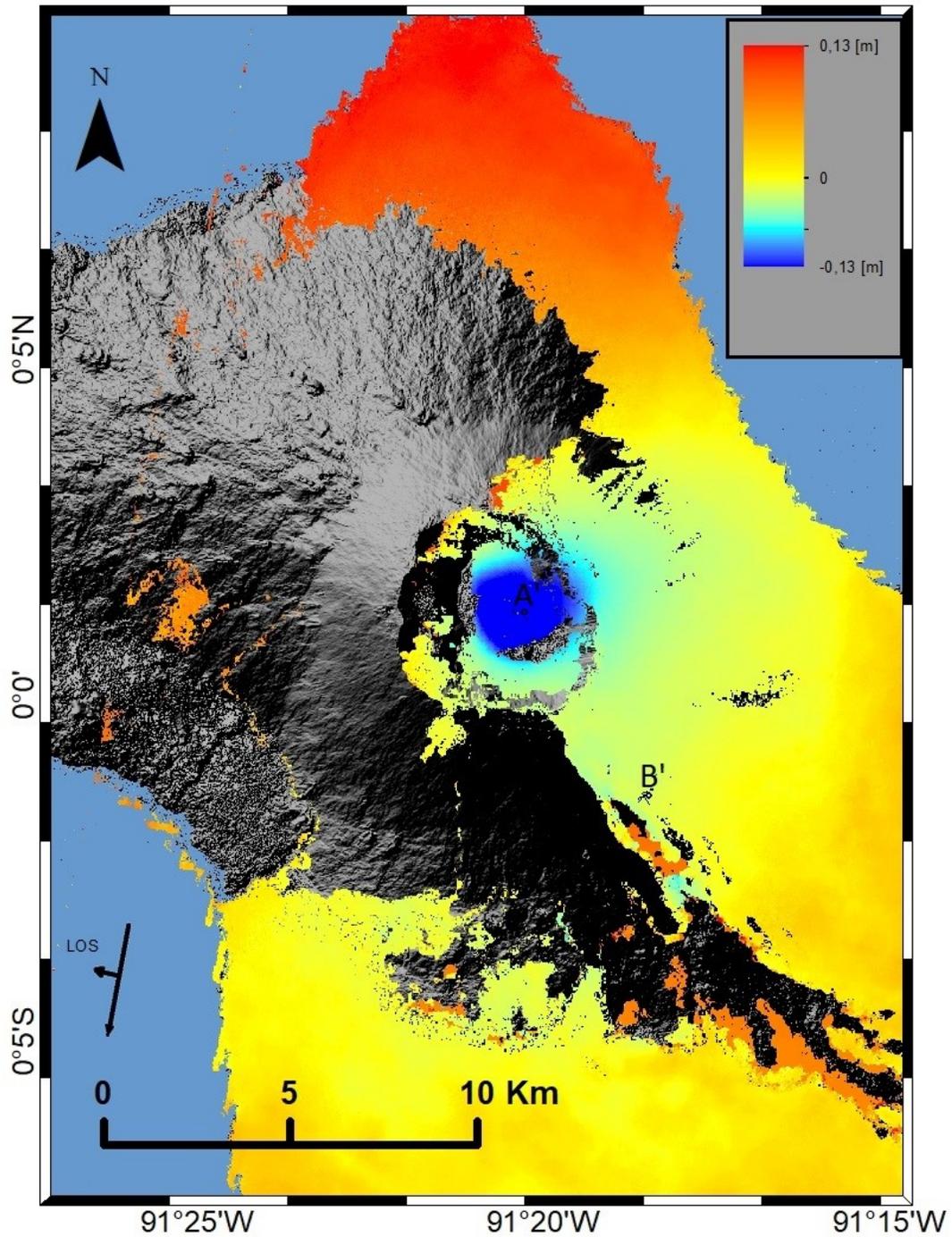


Fig. 4.5: Interferograma desarrollado de Sentinel-1, órbita descendente. Existe una deformación negativa en el LOS sólo en la caldera. El interferograma abarca un periodo posterior al inicio de la erupción.

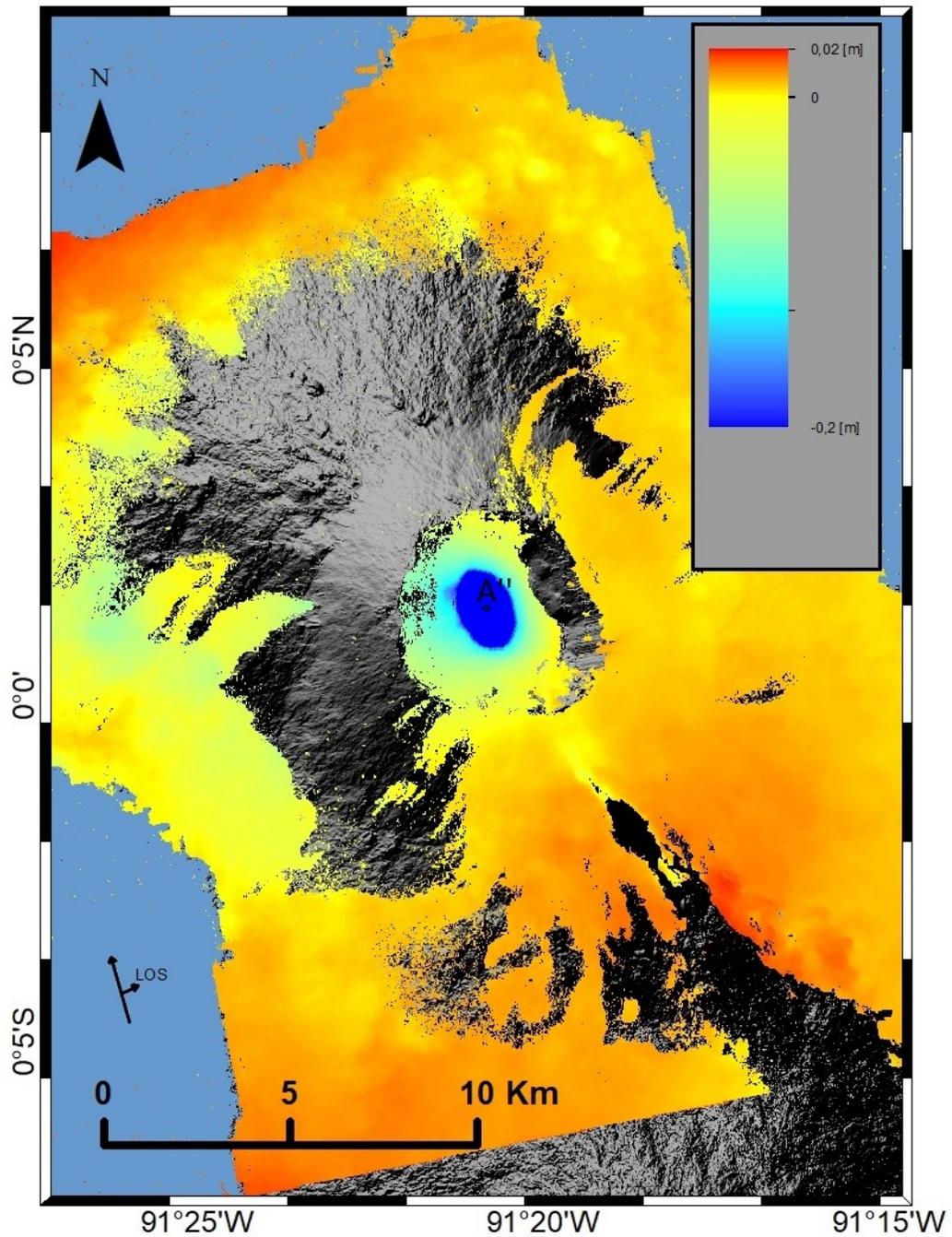


Fig. 4.6: Interferograma desenrollado de TerraSAR-X, órbita ascendente. Existe una deformación negativa en el LOS sólo en la caldera. El interferograma abarca un periodo posterior al inicio de la erupción.

Alos-2 Descendente 2021/11/26-2022/01/07

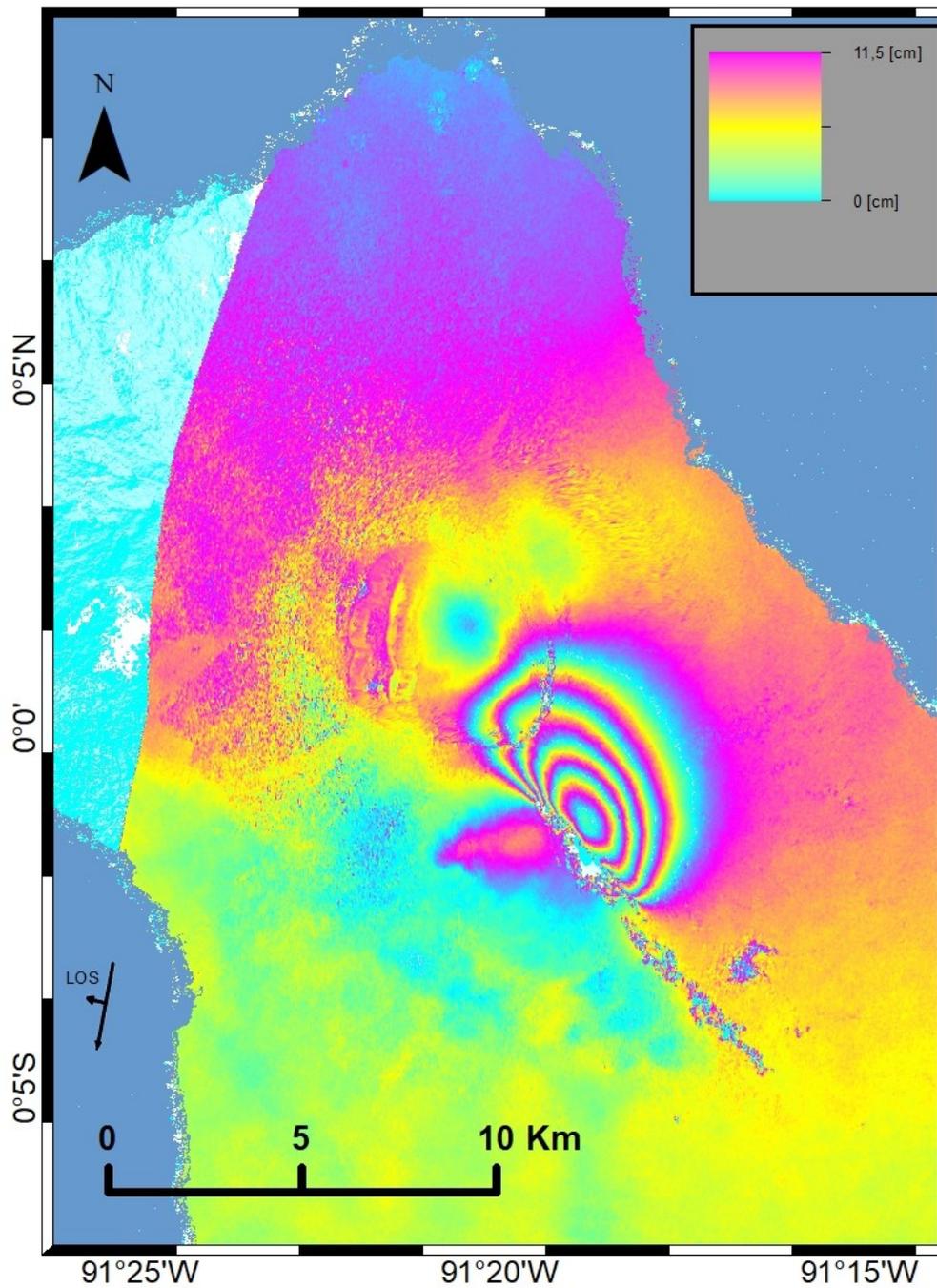


Fig. 4.7: Interferograma enrollado de ALOS-2, órbita descendente. Se aprecia una única señal positiva en el LOS en el flanco SE, la cual está asociada a la apertura del dique en el inicio de la erupción. El interferograma abarca el primer día del inicio de la erupción.

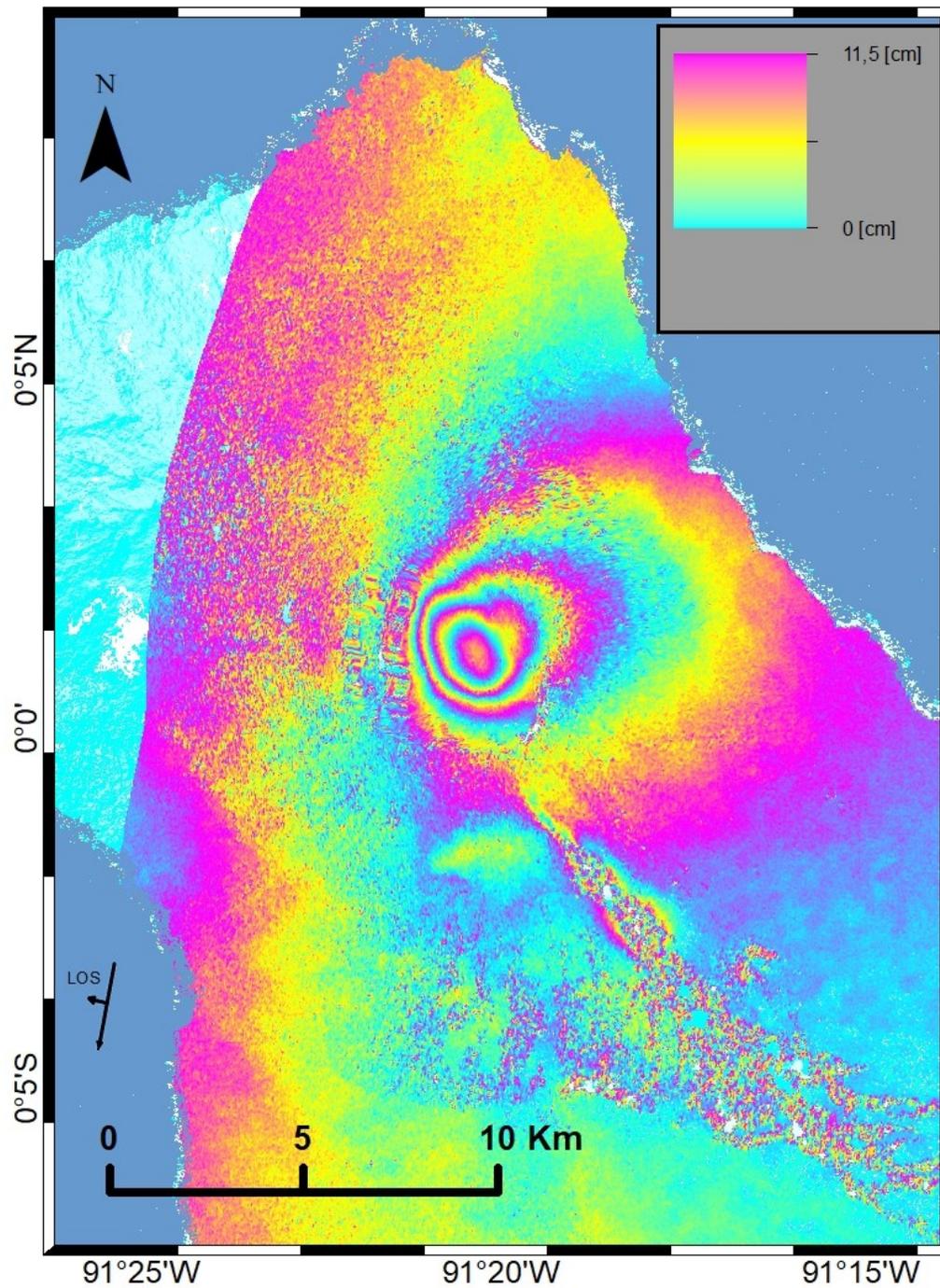


Fig. 4.8: Interferograma enrollado de ALOS-2, órbita descendente. Se aprecia una señal negativa en el LOS principalmente en la caldera. El interferograma abarca desde un día posterior al inicio de la erupción en adelante.

4.2. Series de tiempo y despresurización del reservorio

Se construyen las series de tiempo en el punto A y B de la (fig. 4.2-6), en la zona de la caldera y el flanco SE del volcán respectivamente. En la caldera se puede apreciar una subsidencia en forma exponencial en los cuatro meses que duró la erupción, mientras que en el flanco SE la señal es negativa para la serie ascendente y negativa para la serie descendente.

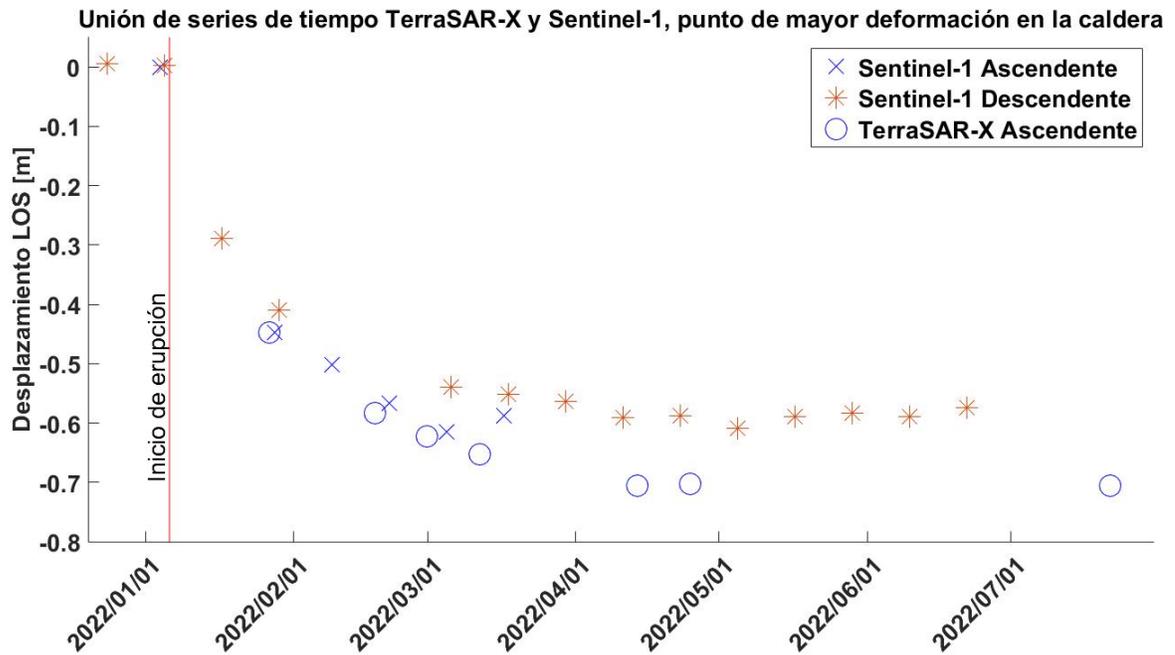


Fig. 4.9: Serie de tiempo en la zona de la caldera (punto A, fig. 4.2-3; punto A' fig. 4.4-5; punto A'' fig. 4.6). Se combinan series de tiempo de Sentinel-1 de órbita ascendente y descendente junto con la serie de TerraSAR-X. La deformación máxima medida en las series ascendentes es de ~ 0.7 m y en la serie descendente es de 0,6 m. La subsidencia de la caldera durante la erupción sigue una tendencia exponencial.

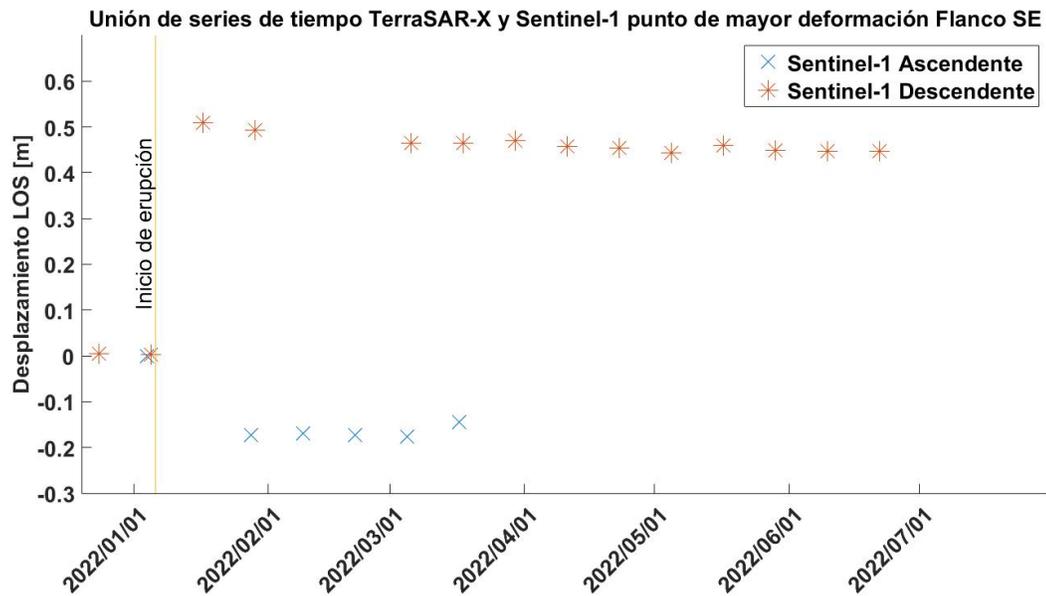


Fig. 4.10: Serie de tiempo en el flanco SE del volcán (punto B, Fig. 4.2-3; punto B' Fig. 4.4-5). En la serie descendente se tiene un desplazamiento positivo en el LOS de hasta 0,5 m al inicio de la erupción, mientras que en el mismo periodo la serie ascendente se registra un desplazamiento negativo en el LOS de 0,2 m.

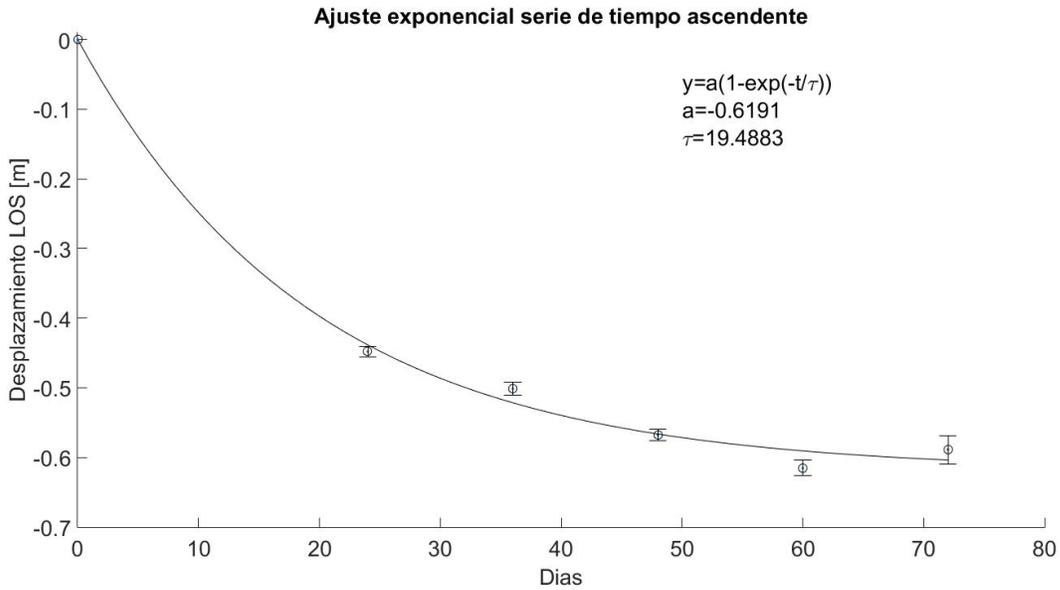


Fig. 4.11: Ajuste exponencial de la subsidencia de la caldera, calculado a partir de la serie de tiempo ascendente. El ajuste se hace con un $\tau=19,48$ días y considera 6 mediciones en 73 días.

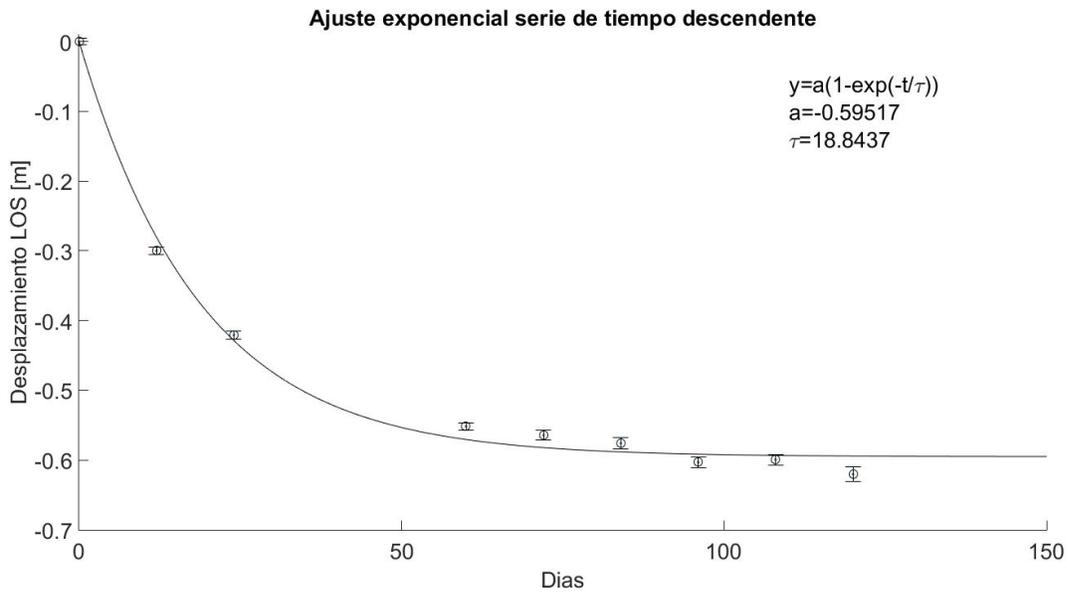


Fig. 4.12: Ajuste exponencial de la subsidencia de la caldera, calculado a partir de la serie de tiempo descendente. El ajuste se hace con un $\tau=18,8$ días, considera 9 mediciones en 122 días y cubre mejor tanto el inicio como el final de la erupción.

4.3. Modelo puntual de Mogi y combinado de Mogi y Okada

Se presentan en las figuras (fig. 4.8, fig. 4.9, fig. 4.10) los modelos de Mogi realizados con interferogramas de Sentinel-1 de órbita descendente (fig. 4.8), combinación de interferogramas de Sentinel-1 y TerraSAR-X de órbita ascendente (fig. 4.9), y combinación de Sentinel-1 ascendente y descendente más TerraSAR-X (fig. 4.10). En la figura (fig. 4.11) se presentan la modelación combinada de Mogi con Okada uniendo los interferogramas de Sentinel-1 de órbita ascendente y descendente, y además se muestra el ajuste del modelo (fig. 4.12). Las tablas de los interferogramas utilizados y los resultados de los modelos se puede encontrar en la (tabla 4.1) para los modelos de Mogi y (tabla 4.2) para el modelo combinado de Okada y Mogi.

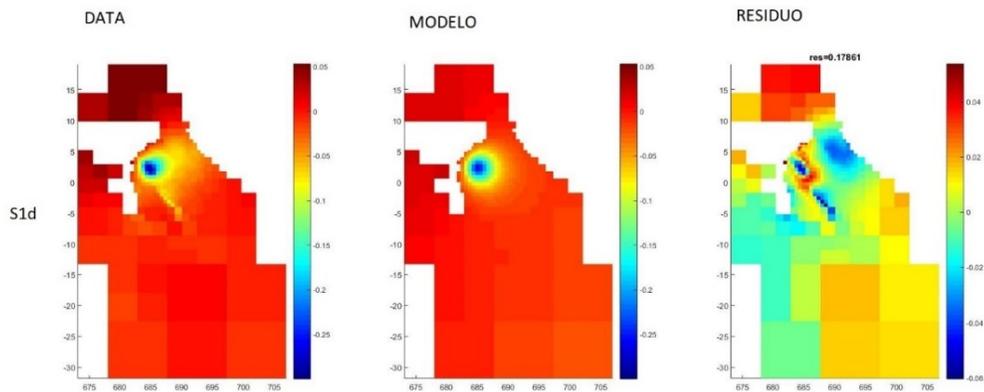


Fig. 4.13: Modelo de Mogi realizado con un interferograma de órbita descendente de Sentinel-1. El primer cuadro muestra la deformación, el segundo el modelo y el tercero la diferencia entre ambos (las escalas de la leyenda del primer y segundo panel no son iguales al tercero).

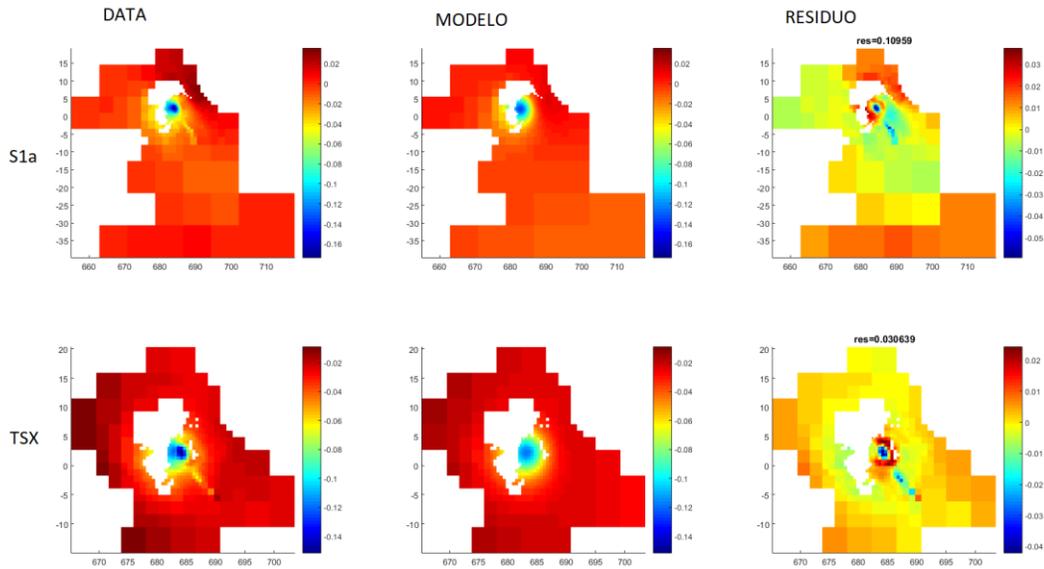


Fig. 4.14: Modelo de Mogi realizado con dos interferogramas de órbita ascendente, el primero de Sentinel-1 S1a) y el segundo de TerraSAR-X (TSX). La primera columna muestra la deformación, la segunda el modelo y la tercera la diferencia entre ambos (las escalas de la leyenda del primer y segundo panel no son iguales al tercero).

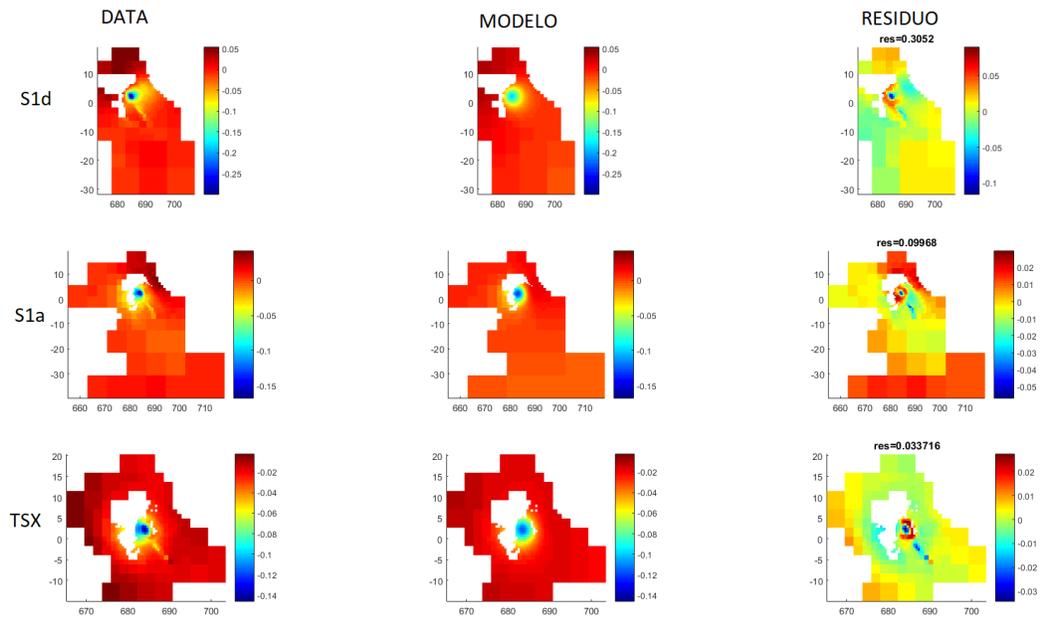


Fig. 4.15: Modelo de Mogi realizado con una combinación de interferogramas de Sentinel-1 descendente (S1d), ascendente (S1a) y TerraSAR-X (TSX). La primera columna muestra la deformación, la segunda el modelo y la tercera la diferencia entre ambos (las escalas de la leyenda del primer y segundo panel no son iguales al tercero).

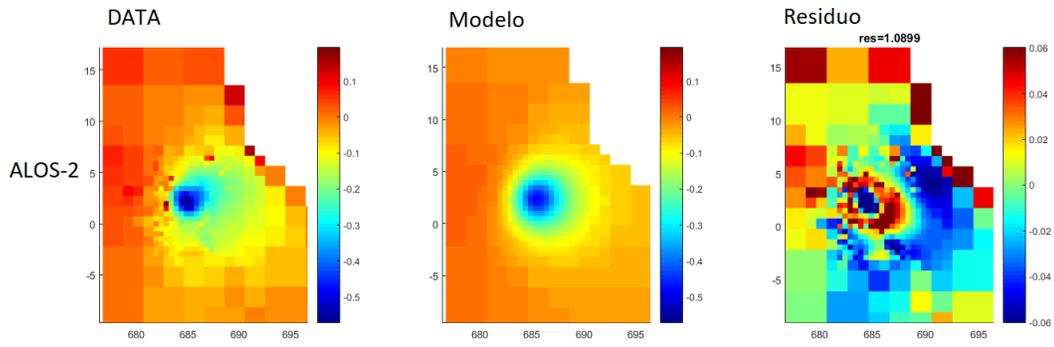


Fig.4.16: Modelo de Mogi realizado con interferograma de ALOS-2 que abarca todo el periodo posterior al inicio de la erupción (fig. 4.1 (H)). La primera columna muestra la deformación, la segunda el modelo y la tercera la diferencia entre ambos (las escalas de la leyenda no son iguales).

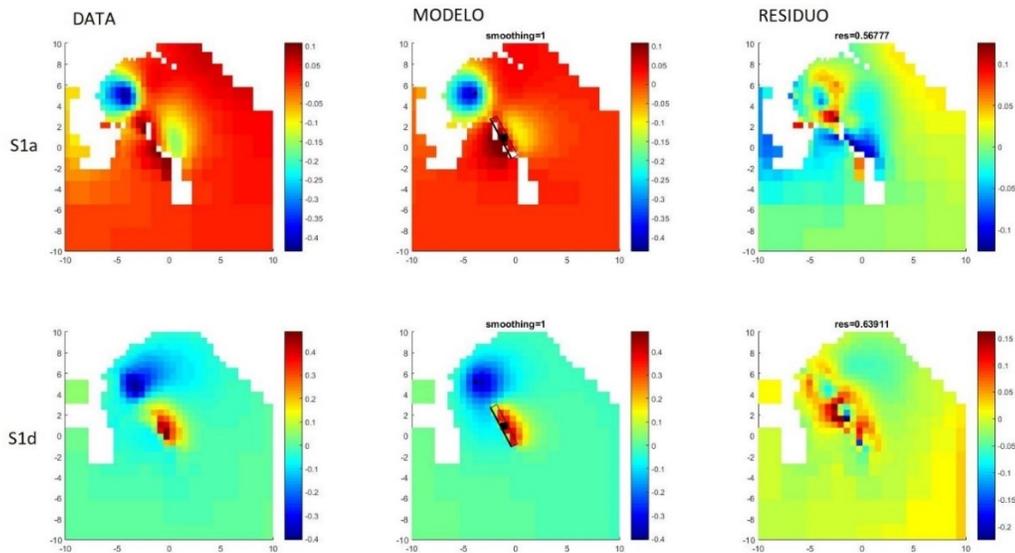


Fig. 4.17: Combinación de Modelo de Mogi y Okada realizado con una combinación de interferogramas de Sentinel-1 descendente (S1d) y Sentinel-1 ascendente (S1a) que abarcan el inicio de la erupción. La primera columna muestra la deformación, la segunda el modelo y la tercera la diferencia entre ambos (las escalas de la leyenda no son iguales).

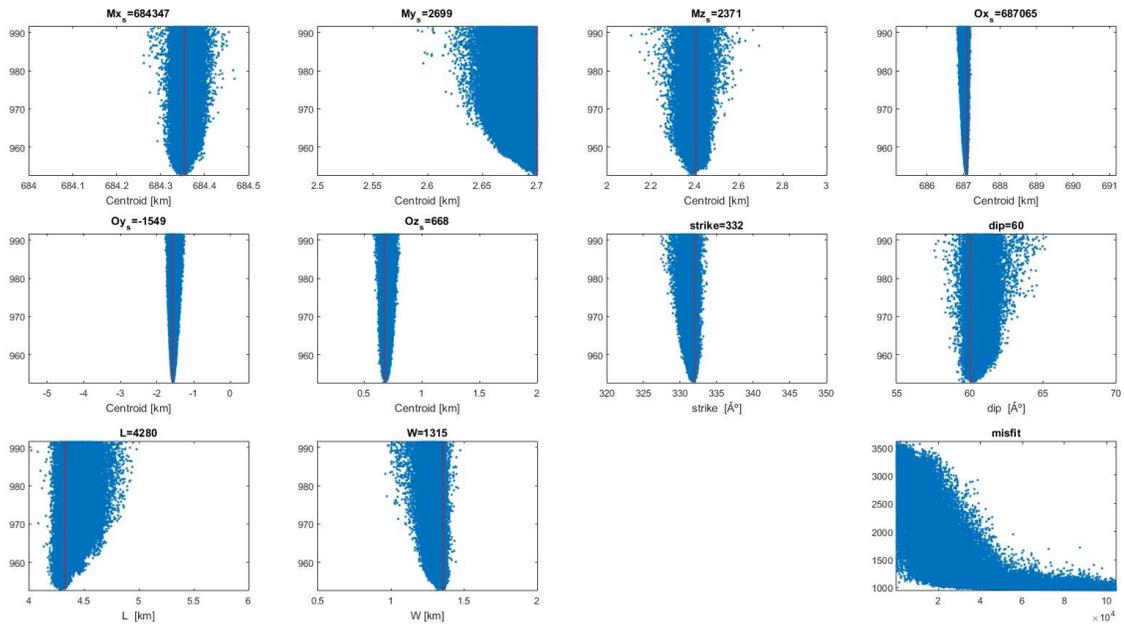


Fig. 4.18: Convergencia de la modelación que combina Mogi y Okada. De izquierda a derecha y de arriba abajo se tiene: Ubicación en coordenada E del modelo Mogi (M_x), Ubicación en coordenada N del modelo Mogi (M_y), Profundidad del modelo Mogi (M_z), Coordenada E del modelo Okada (O_x), Coordenada N del modelo Okada (O_y), profundidad del modelo Okada (O_z), Strike del modelo Okada, dip del modelo Okada, Largo del modelo Okada (L) y ancho del modelo Okada (W).

Tabla 4.1 Resultados de modelo Mogi

Fecha inicial	Fecha final	satélite	Órbita	Coord E [km]	Coord N [km]	Profundidad [km]	ΔV [10^6 m ³]
2022_01_17	2022_04_23	Sentinel-1	Descendente	684,5	2,4	2,5	7,74
2022_01_28	2022_03_17	Sentinel-1	Ascendente	684,3	2,4	4,2	11,9
2022_01_27	2022_07_22	TerraSAR-X	Ascendente	683,7	2,3	4,1	7,73
2022_01_17	2022_04_23	Sentinel-1	Descendente	684,5	2,4	3,0	8,25
2022_01_28	2022_03_17	Sentinel-1	Ascendente	684,3	2,8	2,0	11,72
2022_01_05	2022_04_23	Sentinel-1	Descendente	684,3	2,8	2,0	11,72
2022_01_04	2022_03_17	Sentinel-1	Ascendente	684,3	2,8	2,0	11,72
2022_01_28	2022_03_17	Sentinel-1	Ascendente	683,9	2,4	4,5	11,55
2022_01_27	2022_07_22	TerraSAR-X	Ascendente	683,9	2,4	4,5	11,55
2022_01_17	2022_04_23	Sentinel-1	Descendente	684,4	2,4	3,4	8,5
2022_01_28	2022_03_17	Sentinel-1	Ascendente	684,4	2,4	3,4	8,5
2022_01_27	2022_07_22	TerraSAR-X	Ascendente	684,4	2,4	3,4	8,5
2022_01_07	2022_06_24	ALOS-2	Descendente	684,8	2,4	2,8	18,53

Tabla 4.2 Resultados de modelo combinado de Okada y Mogi

Fecha inicial	Fecha final	Órbita	Profundidad Mogi [km]	Mogi ΔV [10^6 m ³]	W [km]	L [km]	dip	strike	Apertura [m]
2022_01_05	2022_01_17	Descendente	3,0	11,2	1,5	4,9	27°	324°	0,8
2022_01_04	2022_03_05	Ascendente	2,1	14,4	4,8	4,0	60°	342°	2,6
2022_01_05	2022_01_29	Descendente	2,4	11,1	1,3	4,3	60°	332°	0,7
2022_01_04	2022_01_28	Ascendente	2,4	11,1	1,3	4,3	60°	332°	0,7

4.4. Desgasificación de dióxido de azufre (SO₂)

Se construye la serie de tiempo de emisión de SO₂ considerando los 100 primeros días posteriores al inicio de la erupción, siendo el día cero el 2022/01/07. Después del día 26 las emisiones de SO₂ son menores a 1000 toneladas y después del día 90 las emisiones no superan el límite de detección. El ajuste exponencial de la serie de tiempo tiene una constante de tiempo (τ) de 2,2 días (fig. 4.18). A partir del ajuste exponencial se estima que la emisión total fue de 133 kT de SO₂.

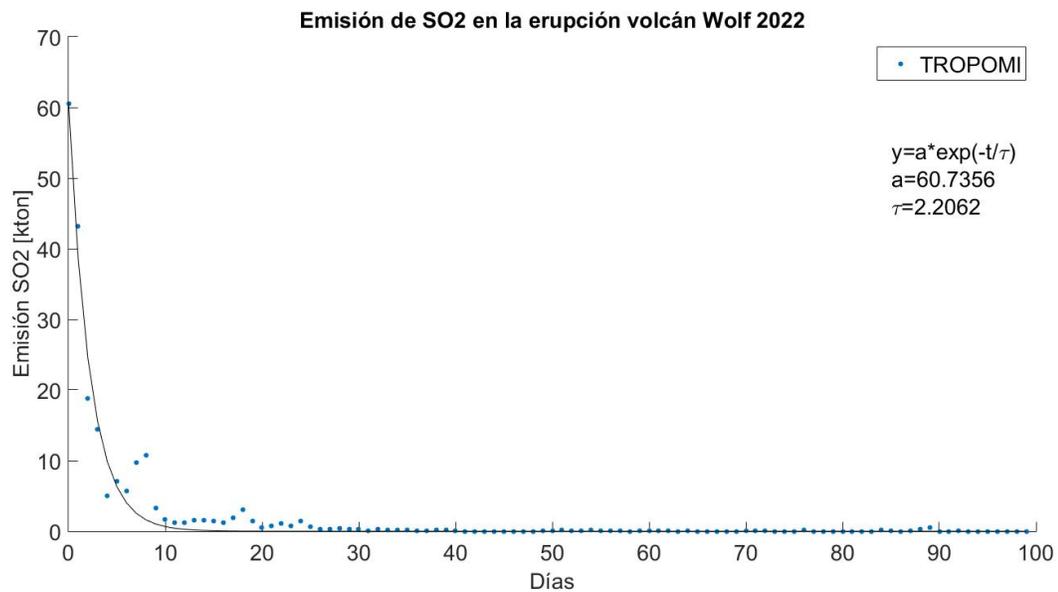


Fig. 4.19: Serie de tiempo de emisión de SO₂ desde el inicio de erupción junto con el ajuste exponencial. El ajuste se realiza con una constante de tiempo de $\tau = 2,2$ días y cubre 100 días desde el inicio de la erupción.

5. Discusión

5.1. Naturaleza de las señales de deformación

La señal de deformación en la caldera y en el flanco SE del volcán se pueden relacionar directamente con la circulación del magma durante la erupción. En 4 meses la tasa de deformación en la caldera durante la erupción fue de 60 y 70 cm, dependiendo de la dirección de observación (fig. 4.9). En el flanco SE, la tasa de deformación está en el orden de 20-50 cm dependiendo de la dirección de observación (fig. 4.10). El patrón característico de los interferogramas (Biggs & Pritchard, 2017) y el orden de magnitud de la tasa de deformación (~15 cm/mes) en ambos casos es lo suficientemente alto, como para descartar otras posibles fuentes de deformación típicas en ambientes volcánicos; como lo son las cargas superficiales, asociadas a la respuesta elástica del terreno tras el emplazamiento de lavas (Grapenthin et al., 2010; Zhong Lu et al., 2003); cambios de presión por inyección y extracción de fluidos en sistemas hidrotermales (Wicks et al., 1998); o cambios de volumen por enfriamiento y cristalización del magma (Dzurisin, 2006). Estas fuentes de deformación, si bien, podrían estar presentes durante la erupción, el bajo orden de magnitud de la tasa de deformación de estas señales (mm/años) hace que su influencia en las mediciones sea demasiado bajo como para considerarlas. Por otro lado, dada su relativa lejanía a la dorsal de Galápagos y la ausencia de glaciares, derrumbes o colapsos recientes del edificio volcánico se descarta completamente una influencia por acumulación de strain asociado al borde divergente (Geirsson et al., 2012) o ajustes isostáticos tras el retiro de glaciares o segmentos del volcán (Pagli et al., 2007; Pinel & Jaupart, 2005). En consecuencia, la deformación registrada en el periodo de enero y mayo de 2022 se atribuye exclusivamente a la circulación de magma durante la erupción.

La señal de deformación que se concentra en la caldera es negativa en el LOS durante toda la erupción lo cual se aprecia en todos los interferogramas (fig. 4.2-6 y fig. 4.8) y en la serie de tiempo (fig. 4.9). Esto se atribuye a una subsidencia asociada a la despresurización de la cámara producto del drenaje de magma durante la erupción. Por otro lado, en el flanco SE del volcán la señal es positiva o negativa dependiendo de la órbita del satélite (fig. 4.2, fig. 4.4, fig. 4.7). Esto significa que la deformación principalmente es horizontal en sentido oeste-este. Por esta razón, cuando se considera la órbita descendente, la señal es positiva (acercamiento de la superficie hacia el satélite), mientras que en la órbita ascendente, la señal es negativa (alejamiento de la superficie frente al satélite). También, en el interferograma ascendente (fig. 4.2) se logra detectar otra señal al O de la anterior y que no se observa en el interferograma de órbita descendente (fig. 4.4), principalmente por la baja coherencia en el sector producto del emplazamiento de la colada de lava. Esta señal es positiva y al igual que la anterior, refleja una deformación horizontal, pero en este caso en sentido este-oeste. Cabe destacar que la deformación del flanco SE sólo se aprecia al inicio de la erupción (Fig. 4.10), lo cual se aprecia muy bien en el interferograma de ALOS-2 que abarca el primer día de la erupción (fig. 4.7). Este interferograma separa la señal de la caldera de la señal

en el flanco, lo que indica que la deformación en el flanco SE sucede sólo al inicio de la erupción. Con estos antecedentes y dado el patrón de deformación (Biggs & Pritchard, 2017). Se puede deducir que la señal en el flanco SE está asociada a la apertura de un dique, por el cual circuló el magma durante la erupción. Al considerar las dos señales de deformación simultáneas de subsidencia en la caldera y apertura del dique, se desprende que la cámara está conectada con este dique. Es desde esta cámara que se obtiene la presión necesaria para que el magma pueda ascender durante toda la erupción. A medida que la cámara se va despresurizando y drenando es que se puede medir la deformación en la caldera en forma de subsidencia. Esto se discute con mayor detalle en la sección (5.2.2).

5.2. Modelos de almacenamiento y transporte

Los modelos Mogi del reservorio magmático entregan un rango de profundidades de 2,0 a 4,5 km (tabla 4.1), mientras que el modelo combinado de Okada y Mogi restringe el rango a valores entre 2,1 a 2,4 km. Por otro lado, el modelo de Okada asociado al dique tiene un largo de entre 4 a 5 km, una inclinación de 60° y un *strike* de 324 a 342 (tabla 4.2). Estos resultados se pueden comparar con estudios anteriores y sistemas basálticos con un contexto geológico similar.

5.2.1. Profundidad del reservorio

A partir de la deformación en la caldera entre los años 1992 y 1998 medidas con InSAR de los satélites ERS-1/2, y considerando un modelo de Mogi, (Amelung et al., 2000) propone que el alzamiento es provocado por una acumulación de magma en reservorios someros bajo la caldera a una profundidad de 2-3 km en el volcán Darwin y Wolf, mientras que en Cerro Azul sería de 5 km. (De Novellis et al., 2017) trabajó con la deformación pre-eruptiva de la erupción del 2015 del volcán Wolf, utilizando imágenes SAR de ENVISAT entre los años 2004 a 2010 para determinar un reservorio en forma de sill bajo la caldera a 1,5 km de profundidad. (D. J. Geist et al., 2005) basado en un estudio petrológico y geoquímico de muestras tomadas alrededor del volcán, a partir de una presión < 2kbar se tiene la saturación de plagioclasa + olivino + clinopiroxeno, lo que sugiere la existencia de un reservorio con forma de sill a una profundidad de 2 km.

La existencia de 2 niveles de almacenamiento ha sido propuesta por (Stock et al., 2018), basado en el análisis de la etapa pre-eruptiva de la erupción de 2015 entre los años 2004 a 2008 con imágenes SAR de ENVISAT. En este estudio se determina un reservorio de techo plano a 1,1 km de profundidad, mientras que evaluando la etapa co-eruptiva con imágenes SAR de Sentinel-1 se deduce un reservorio en el rango de 6,1 a 8,8 km. Por otro lado, a partir de modelos termobarométricos aplicados a productos de la erupción de 2015 indicarían una profundidad de la fuente de entre 10 a 11 km. Esta fuente se ubicaría en la corteza baja desde un mush cristalino. De forma similar (Xu et al., 2016) trabajando con imágenes SAR de Sentinel-1 y ALOS-2 durante la erupción de 2015, logra detectar una fuente somera a ~1 km y otra profunda a ~5 km de profundidad.

Existen explicaciones alternas a las señales de deformación de esta esta erupción que incluyen la activación de fallas de anulares en profundidad que provocarían una parte importante de la deformación en la caldera y que en consecuencia el techo del reservorio se ubicaría a una mayor profundidad (Liu et al., 2019). Este es el caso de (Xu et al., 2023), donde se estudia la deformación pre-eruptiva en el periodo de los años 2015-2022 y la co-eruptiva durante la erupción de 2022. En estos periodos se atribuye que la deformación está relacionada con la inyección o extracción de magma dentro de fallas anulares que se abren o cierran, respectivamente. Estas fallas estarían conectadas a un reservorio con forma de sill a 6 km de profundidad. La activación de estas fallas junto

con la apertura o cierre de estas, explicaría tanto la deformación dentro de la caldera como en la cima del volcán que se aprecia en los periodos pre y co-eruptivos.

Al evaluar el volcán Fernandina que tiene un comportamiento y morfología similar al volcán Wolf y está en el mismo archipiélago. Se tiene que a partir de modelos geodésicos con InSAR de la etapa pre y co-eruptiva de la erupción de 2005 se detectan dos fuentes bajo la caldera. La primera fuente se modela en forma de sill a ~1 km de profundidad, mientras que la segunda es modelada con un modelo puntual a ~5 km bajo la superficie (Chadwick et al., 2011). De manera similar, en (Bagnardi & Amelung, 2012) se propone una fuente somera a ~1,1 km y otra a 4,9 km de profundidad.

Considerando sistemas de calderas basálticas en un contexto geológico similar a los volcanes de Galápagos, se tiene el caso del volcán Kilauea en Hawái. En el estudio de (M. P. Poland et al., 2009) se propone en este volcán un nivel de almacenamiento ubicado a una profundidad de 1,5 km bajo la caldera. Esta estimación está basada en la subsidencia provocada por la intrusión de un dique 2007. En el mismo ámbito, a partir de la deformación previa al colapso de caldera ocurrido durante la erupción de 2018, se determinó la profundidad del reservorio a 2 km bajo la superficie (K. R. Anderson et al., 2019). En general, diversos estudios han situado el reservorio de este volcán a un nivel estable rondando los 2 km de profundidad. Por otro lado, en el caso del volcán Pitón de la Fournaise en la isla de La Reunión, se han detectado al menos tres reservorios a 2,5 km, 7,5 km y 15 km de profundidad (Peltier et al., 2009). En este volcán todas las erupciones del siglo XXI han indicado que el magma transita por un reservorio somero a 2,3 km de profundidad.

Estos ejemplos muestran que existen otros casos de volcanes basálticos asociados a un punto caliente que poseen al menos un reservorio somero de entre 1-4 km de profundidad, por lo que en estos sistemas basálticos existe una correlación entre la profundidad somera de almacenamiento y el nivel en que el basalto alcanza la flotabilidad neutral (Tilling & Dvorak, 1993). Así es el caso de la profundidad del reservorio del volcán Wolf modelado en este estudio que se ubica a una profundidad de 2-4 km. Si sólo se consideran los modelos construidos a partir de combinaciones de interferogramas con órbita ascendente y descendente (tabla 4.1 y tabla 4.2), entonces la profundidad se restringe a un rango de 2,4 a 3,4 km. Considerando que la corteza oceánica bajo el archipiélago tiene un espesor de 6 km y que el volcán Wolf tiene una altura de 8 km sobre la corteza oceánica (Feighner & Richards, 1994), entonces el reservorio somero está formado en la parte superior del edificio volcánico, entre 1 a 2 km bajo el nivel del mar.

La deformación medida con InSAR no permite determinar la existencia de un segundo reservorio a ~5 km de profundidad como se ha planteado en estudios anteriores de este volcán (Stock et al., 2018; Xu et al., 2016) o volcanes similares como Fernandina (Chadwick et al., 2011). Si se considera la variación de volumen ΔV en la cámara

magmática modelada con Mogi con ALOS-2 que abarca la mayor parte de la erupción, entonces se tiene como máximo, un ΔV de $18,5 \times 10^6 \text{ m}^3$. A la fecha no se tienen fuentes confiables del volumen eruptado, pero se puede estimar a partir de las coladas de lava que cubren un área de $\sim 30 \text{ km}^2$, y considerando un espesor promedio de 1-3 m, se obtendría un volumen de $30-90 \times 10^6 \text{ m}^3$. Si se considera que el basalto es incompresible y que perdió una cantidad mínima de volátiles durante la erupción, de tal forma que la densidad del magma no sea afectada significativamente, entonces el volumen eruptado sigue siendo entre 2 a 5 veces superior al modelado. Por lo tanto no se puede descartar la existencia de un reservorio a mayor profundidad conectado a la cámara somera que haya aportado este material extra durante la erupción. De todas formas, no se puede elaborar más en este punto sin un conocimiento más detallado del volumen emitido.

5.2.2. Conexión hidráulica entre la cámara y el dique

Se estableció en la sección 5.1 que existe una conexión hidráulica entre el reservorio y el dique. Si bien, las señales de deformación registradas no permiten determinar la geometría en que se conecta el reservorio con el dique, si se puede hacer una propuesta en base al volcán Fernandina que tiene un comportamiento y morfología similar al volcán Wolf.

En base a las observaciones con InSAR entregadas por (Bagnardi et al., 2013), quien detectó en el volcán Fernandina el inicio de una propagación de una intrusión subhorizontal que culminó en la erupción radial el 2009. Por otro lado, (Corbi et al., 2015; Hurwitz et al., 2009) a través de modelos stress, demuestra la importancia que tiene la descarga de material provocada por el colapso de calderas en el sistema magmático. Al considerar este modelo, se genera un campo de stress que provoca que los diques se comiencen a propagar de forma subhorizontal en la zona debajo de la caldera y luego al salir de esta zona su trayectoria se curva y gira. En este modelo, los diques que se comienzan a propagar a profundidades someras alimentan erupciones circunferenciales, mientras que si comienza a mayor profundidad, termina alimentado erupciones radiales. Este resultado es de interés puesto que la caldera de Fernandina tiene una profundidad de ~900 m, mientras que en el volcán Wolf es de ~700 m y los resultados de este modelo numérico podría utilizarse en el volcán Wolf.

En base a lo anterior, dado a la similitud en el comportamiento y morfología entre el volcán Wolf y Fernandina, se propone que para la erupción de 2022 se tiene al inicio una propagación de una intrusión subhorizontal a partir del costado medio superior del reservorio. Esta intrusión al salir del área de la caldera al SE, empieza a ascender y va rotando paulatinamente debido al cambio de stress provocado por la caldera hasta que entra en contacto con la superficie e inicia la erupción. Debido a la corta distancia al reservorio, esta intrusión no tiene el espacio suficiente para alcanzar a rotar y tener una orientación vertical, lo que explicaría el manto de 60° del dique calculado en el modelo (tabla 4.2).

Tabla 5.1 parámetros para cálculo de volumen de la cámara

	Valor	Fuente
β [1/Pa]	$2,1 \times 10^{-10}$	Leshner & Spera, 2015
η [Pa s]	10-500	Rivalta & Segall, 2008
τ [s]	1.641.600	Ajuste exponencial sentinel-1 descendente
Δh [m]	0,35-0,4	Modelo Okada
L [m]	3400	Modelo Mogi
W	1300	Modelo Okada

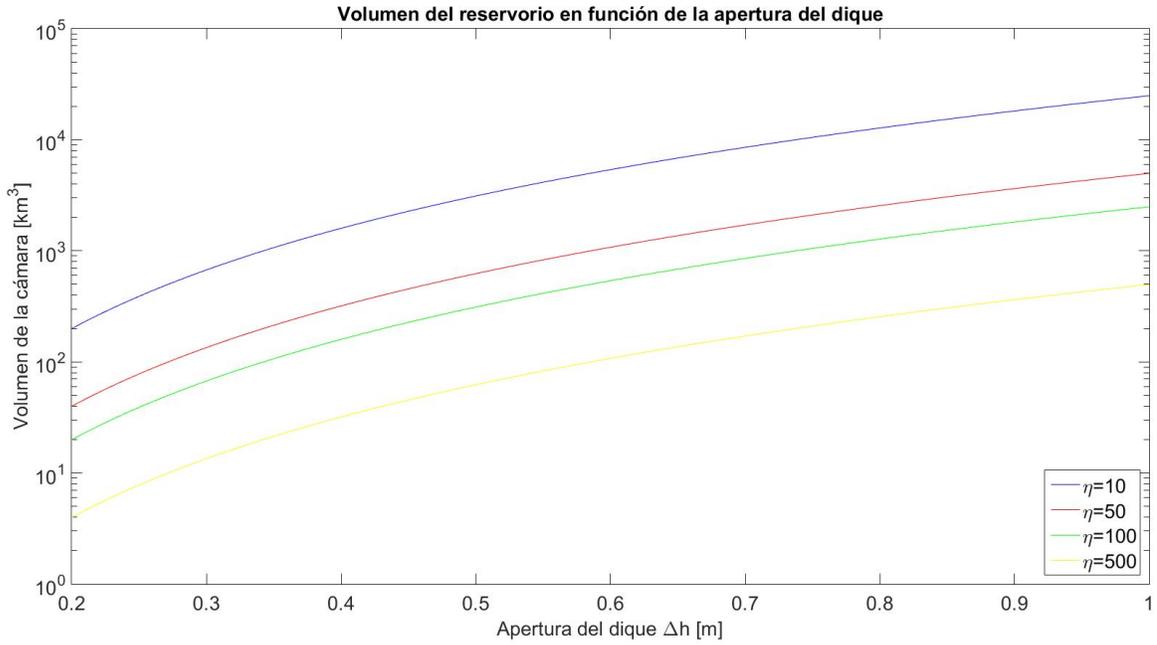


Fig. 5.1: Resultados de volumen en función del radio del conducto según la ecuación 5.2

Se aprovecha el comportamiento de subsidencia con tendencia exponencial de la caldera para utilizar el modelo analítico exponencial propuesto por (K. Anderson & Segall, 2011) adaptado para un dique. En este modelo se considera una cámara magmática elipsoidal cuyo techo está a una profundidad L , está conectada a la superficie mediante un dique de ancho W y apertura de $2h$ y durante la erupción el reservorio no es recargado desde otra fuente. La subsidencia está directamente relacionada a la despresurización de la cámara a medida que se va drenando durante la erupción y sigue una tendencia exponencial dada por la ecuación (5.1). Con este ajuste se puede obtener la constante de tiempo exponencial τ , la cual está relacionada con la geometría del sistema magmático y las propiedades del magma. Esta relación es representada por la ecuación (5.2), la cual permite estimar el volumen (V) de la cámara magmática.

$$\Delta p_{ch}(t) = \Delta p_f (1 - e^{-t/\tau}) \quad (5.1)$$

$$\tau = 12\eta\beta LV / W\Delta h^3 \quad (5.2)$$

$$\Delta p_f = \rho gL - P_{ch0} \quad (5.3)$$

En donde Δp_{ch} es el cambio de presión en relación con el inicio de la erupción, t es el tiempo transcurrido desde la erupción, η es la viscosidad del magma, β la compresibilidad del magma más la compresibilidad de la roca caja, L la profundidad del

techo de la cámara magmática, W el ancho del dique y h la mitad de la apertura del dique.

Realizando el ajuste exponencial en las series de tiempo de Sentinel-1 ascendente (fig. 4.11) y descendente (fig. 4.12) se obtiene una constante de tiempo prácticamente equivalentes de 19,4 y 18,8 días, respectivamente. Los parámetros utilizados para el cálculo de volumen se presentan en la tabla (tabla 5.1)(Leshner & Spera, 2015; Rivalta & Segall, 2008). Cabe destacar que la apertura del dique es lo más sensible en la ecuación 4, por lo que el doblar la apertura ($2h$) implica un aumento del volumen (V) de 8 veces (fig. 5.1). Sin embargo, los valores de apertura de dique obtenidos en el modelo combinado de Okada y Mogi sugieren un rango de entre 0,7 y 0,8 m, por lo que este valor está más restringido en este caso. Por otro lado, el rango de viscosidad que puede tener el basalto está entre 10 y 1000 Pa·s, lo que produce diferencias de 2 órdenes de magnitud en el resultado final del volumen. Con estos parámetros se obtiene una cámara magmática de un volumen de 21-32 km³, considerando una viscosidad de 500 Pa s, en el rango de apertura de 0,7-0,8 m (fig. 5.1). Si se asume que la cámara tiene una forma cilíndrica cuya cara circular posee un área similar a la caldera (30 km²), entonces su espesor sería de 700-1000 m, lo cual estaría sobre el límite superior del espesor estimado por (D. J. Geist et al., 2005) de entre 50 a 800 m.

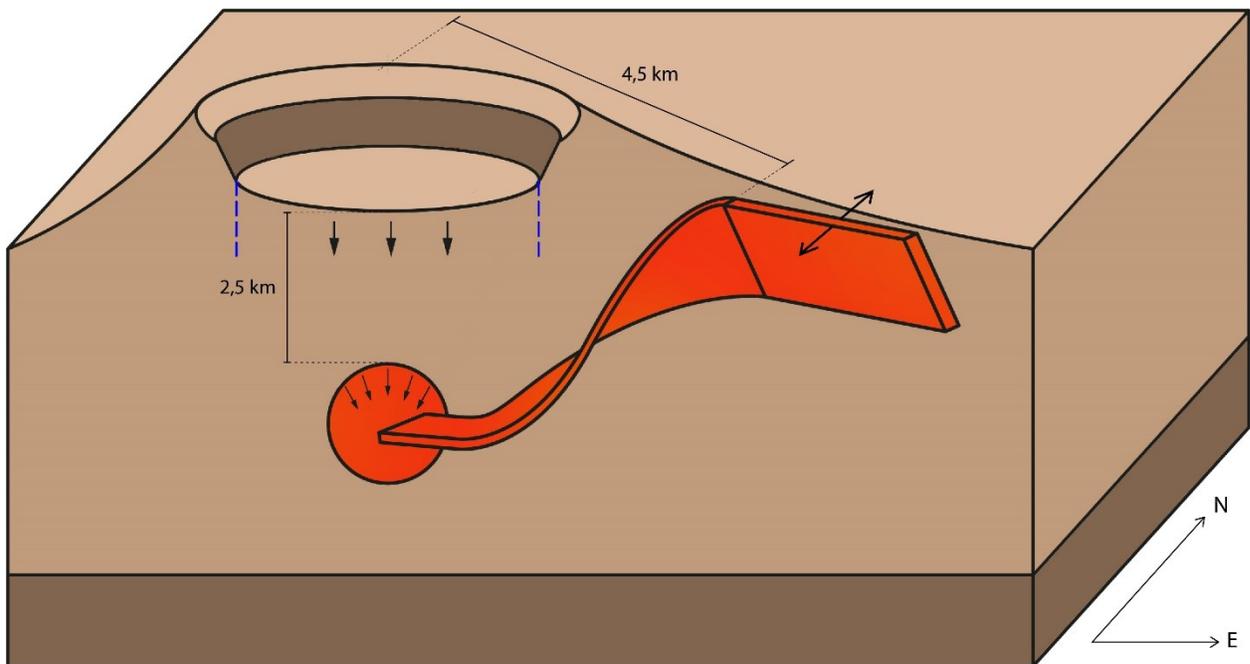


Fig. 5.2: Ilustración del sistema de transporte y almacenamiento del magma durante la erupción, las flechas negras indican una subsidencia de la caldera debido a la despresurización de la cámara magmática (tamaño de la cámara y dique no están a escala).

5.3. Desgasificación de SO₂

Al considerar la serie de tiempo de emisión de SO₂, se aprecia una tendencia exponencial pero de vida media de 2,2 días, un valor mucho menor que el ~19 días obtenido con las series de tiempo de deformación en el área de la caldera. Esto indica que la tasa de desgasificación de SO₂ es mucho más rápida que la tasa de despresurización del reservorio. Por lo tanto, la tasa de despresurización no sigue la misma tendencia que la tasa de desgasificación de SO₂, por lo que, si bien estas variables están conectadas, no están directamente relacionadas.

De acuerdo con (Wallace, 2001) la cantidad de SO₂ emitido es concordante con el volumen de lava erupcionada para un sistema basáltico. En donde se estima que para un volumen emitido de magma basáltico de entre 10⁻² y 10⁻¹ km³ se tendría una emisión entre 0.1 y 1 Mt de SO₂. En el caso de este trabajo se estimó que el volumen de magma emitido está en un rango de 3-9 x 10⁻² km³, mientras que la emisión de SO₂ sería de 0,13 Mt, lo cual estaría dentro del límite inferior de este rango teórico.

En los días previos a la erupción no se detectan emisiones de SO₂ asociadas al volcán Wolf, por lo que esta forma de monitoreo no ayuda a predecir erupciones ni detectar eventos precursoros. Esto indica que previo a la erupción el sistema se mantiene cerrado y no permite la circulación de gases del reservorio a la superficie y solamente se abre durante la erupción, a diferencia de volcanes que emiten gases de forma regular y sin la necesidad de tener erupciones como el volcán Ambrym y Etna (Carn et al., 2017).

5.4. Limitaciones de InSAR en este estudio

Las mediciones de deformación con InSAR han permitido obtener información de primer orden, con una buena resolución espacial que permite estudiar tanto el área de la caldera, como el flanco SE del volcán. En estas zonas se mantiene una buena coherencia debido a estar cubiertas por coladas de lava, no así en el flanco N y O, donde se tiene una vegetación densa que no permite trabajar con radares de banda X ni C. Sin embargo, ALOS-2 que es un radar de banda L si permite estudiar estas zonas de mayor vegetación y muestra que no hubo deformación en esas zonas, por lo que la información perdida con TerraSAR-X y Sentinel-1 no es de gran relevancia en este caso.

La resolución temporal en este caso es lo suficientemente alta, en general, con adquisiciones cada 12 días, lo cual permite estudiar la erupción desde su inicio, a principios de enero de 2022, hasta su culminación a finales de abril y principios de mayo. Esto permitió construir la serie de tiempo y construir una curva exponencial (fig. 4.11 y fig. 4.12). Sin embargo, la resolución temporal no es lo suficientemente alta como para estudiar la migración de la intrusión desde el inicio de su propagación en el reservorio hasta el inicio de la erupción, el cual es un proceso que puede durar de horas a pocos días. En este caso se puede estimar que el tiempo de propagación desde la cámara hasta la superficie considerando el interferograma de ALOS-2 (Fig. 4.7) es menor a 12 horas. Esto considerando que la imagen SAR fue tomada 12 horas después del inicio de la erupción (17:51 UTC) y posteriormente a esta imagen no se detectan otras señales asociadas a la apertura del dique. De todas formas, el proceso de propagación de la intrusión en este caso podría estudiarse mejor con la instalación de un sistema de estaciones sismológicas que permita detectar la evolución de los terremotos, como por ejemplo el caso de la erupción del volcán Bardarbunga, 2014 (Ágústsdóttir et al., 2019).

La modelación del reservorio con una fuente puntual de Mogi ha permitido tener un rango plausible de valores de profundidad de la cámara magmática. Con esta modelación se logra tener información de primer orden, con un consumo bajo de recursos y tiempo. Pero no hay que ignorar que se toman supuestos que simplifican demasiado el modelo, de entre ellos: no considerar la topografía, siendo que el edificio volcánico y la caldera si producen cambios de stress en la zona; estimar un espacio linealmente isotrópico, lo cual en ambientes volcánicos no suele ser cierto; y no considerar las propiedades físicas del magma. Para estimar mejor la profundidad de la fuente del reservorio, lo mejor es combinar este método con geotermobarometría, aplicada a las lavas emitidas en esta erupción, por lo que habría que tomar muestras de esta erupción y hacer un estudio similar a (Stock et al., 2018). Por otro lado, la diferencia de volumen en la cámara entregada por el modelo (ΔV) no considera la compresibilidad del magma ni la exsolución de volátiles, que si bien en un sistema basáltico la diferencia puede ser relativamente menor frente a un sistema riolítico o andesíticos, el volumen emitido va a seguir siendo igual o mayor al modelado.

6. Conclusiones

Durante la erupción del volcán Wolf en 2022 se logra medir la subsidencia en la caldera y la apertura de un dique en el flanco SE del edificio volcánico mediante interferometría de radar de apertura sintética. Con estas mediciones de deformación se logra establecer la ubicación de una cámara magmática en la zona bajo la caldera a una profundidad de entre 2,4 a 3,4 km, con cambios volumétricos a nivel de reservorio de $7-18 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. A partir de la cámara magmática se inicia la propagación de una intrusión que al ascender y al entrar en contacto con la superficie $\sim 4,5 \text{ km}$ al SE inicia la erupción de 2022. Con el modelo de Okada se deduce la existencia de un dique radial con una apertura de 0,7-0,8 m y longitud de 4,3-4,9 km que está conectado a la cámara durante toda la erupción que duró ~ 120 días. La subsidencia en la caldera está relacionada a la despresurización de la cámara magmática que alimenta el dique. A partir de las series de tiempo de deformación se determina que la tasa de subsidencia tiene un comportamiento exponencial, con el cual se hace un ajuste exponencial y se obtiene una vida media de ~ 19 días. En contraparte, la constatación de flujo de SO_2 es mucho más corta, de 2,2 días. Con esta información se estima que el tamaño del reservorio magmático es de $21-32 \text{ km}^3$ y que tiene un espesor de 700-1000 m.

La utilización de InSAR resulta ser una herramienta conveniente para estudiar sistemas basálticos de caldera. Sobre todo cuando estos volcanes están ubicados en zonas alejadas y/o de difícil acceso, cuyo monitoreo por otros medios resulte física o económicamente prohibitivo. Este resulta ser el caso de los volcanes de las islas Isabela y Fernandina, pues su lejanía a zonas pobladas complica su monitoreo. La utilización de InSAR puede tener complicaciones en zonas de vegetación densa que se encuentra en algunos sectores de las islas Galápagos. Esta metodología se puede complementar con modelaciones numéricas, redes de GPS, monitoreo de emisiones de gases, redes sismológicas, estudios petrológicos y geoquímicos para entender mejor el sistema interior durante la erupción.

7. Bibliografía

- Acocella, V. (2007a). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85(3–4), 125–160. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.004>
- Acocella, V. (2007b). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85(3–4), 125–160. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.004>
- Acocella, V. (2021a). *Advances in Volcanology Volcano-Tectonic Processes*. <http://www.springer.com/series/11157>
- Acocella, V. (2021b). *Calderas* (pp. 163–203). https://doi.org/10.1007/978-3-030-65968-4_5
- Acocella, V. (2021c). *The Rise of Magma Through the Crust* (pp. 79–115). https://doi.org/10.1007/978-3-030-65968-4_3
- Acocella, V. (2021d). *Volcano Monitoring* (pp. 281–323). https://doi.org/10.1007/978-3-030-65968-4_8
- Acocella, V., di Lorenzo, R., Newhall, C., & Scandone, R. (2015). An overview of recent (1988 to 2014) caldera unrest: Knowledge and perspectives. In *Reviews of Geophysics* (Vol. 53, Issue 3, pp. 896–955). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1002/2015RG000492>
- Ágústsdóttir, T., Winder, T., Woods, J., White, R. S., Greenfield, T., & Brandsdóttir, B. (2019). Intense Seismicity During the 2014–2015 Bárðarbunga-Holuhraun Rifting Event, Iceland, Reveals the Nature of Dike-Induced Earthquakes and Caldera Collapse Mechanisms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(8), 8331–8357. <https://doi.org/10.1029/2018JB016010>
- Amelung, F., Jónsson, S., Zebker, H., & Segall, P. (2000). Widespread uplift and ‘trapdoor’ faulting on Galápagos volcanoes observed with radar interferometry. *Nature*, 407(6807), 993–996. <https://doi.org/10.1038/35039604>
- Anderson, K. R., Johanson, I. A., Patrick, M. R., Gu, M., Segall, P., Poland, M. P., Montgomery-Brown, E. K., & Miklius, A. (2019). Magma reservoir failure and the onset of caldera collapse at Kilauea Volcano in 2018. *Science*, 366(6470). <https://doi.org/10.1126/science.aaz1822>
- Anderson, K., & Segall, P. (2011). Physics-based models of ground deformation and extrusion rate at effusively erupting volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, 116(B7), B07204. <https://doi.org/10.1029/2010JB007939>

- Bagnardi, M., & Amelung, F. (2012). Space-geodetic evidence for multiple magma reservoirs and subvolcanic lateral intrusions at Fernandina Volcano, Galápagos Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B10). <https://doi.org/10.1029/2012JB009465>
- Bagnardi, M., Amelung, F., & Poland, M. P. (2013). A new model for the growth of basaltic shields based on deformation of Fernandina volcano, Galápagos Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 377–378, 358–366. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.07.016>
- Bailey, K. (1976). Potassium-Argon Ages from the Galápagos Islands. *Science*, 192(4238), 465–467. <https://doi.org/10.1126/science.192.4238.465>
- Baker, M. (2012). *INVESTIGATING THE DYNAMICS OF BASALTIC VOLCANO MAGMATIC SYSTEMS WITH SPACE GEODESY*. university of miami.
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., & Sansosti, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(11), 2375–2383. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.803792>
- Bernard, B., Ramón, P., García, L., Hernandez, S., Vasconez, F. J., Viracucha, G., & Hidalgo, S. (2022). *Volcanic event management in the Galápagos Islands, Ecuador*. <https://www.ecuadorencifras.gob.ec/>
- Bernard, B., Stock, M. J., Coppola, D., Hidalgo, S., Bagnardi, M., Gibson, S., Hernandez, S., Ramón, P., & Gleeson, M. (2019). Chronology and phenomenology of the 1982 and 2015 Wolf volcano eruptions, Galápagos Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 374, 26–38. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.013>
- Biggs, J., Anantrasirichai, N., Albino, F., Lazecky, M., & Maghsoudi, Y. (2022). Large-scale demonstration of machine learning for the detection of volcanic deformation in Sentinel-1 satellite imagery. *Bulletin of Volcanology*, 84(12). <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01608-x>
- Biggs, J., Ebmeier, S. K., Aspinall, W. P., Lu, Z., Pritchard, M. E., Sparks, R. S. J., & Mather, T. A. (2014). Global link between deformation and volcanic eruption quantified by satellite imagery. *Nature Communications*, 5. <https://doi.org/10.1038/ncomms4471>
- Biggs, J., & Pritchard, M. E. (2017). Global volcano monitoring: What does it mean when volcanoes deform? In *Elements* (Vol. 13, Issue 1, pp. 17–22). Mineralogical Society of America. <https://doi.org/10.2113/gselements.13.1.17>

- Canales, J. P., Ito, G., Detrick, R. S., & Sinton, J. (2002). Crustal thickness along the western Galápagos Spreading Center and the compensation of the Galápagos hotspot swell. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1), 311–327. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00843-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00843-9)
- Carn, S. A., Fioletov, V. E., Mclinden, C. A., Li, C., & Krotkov, N. A. (2017). A decade of global volcanic SO₂ emissions measured from space. *Scientific Reports*, 7. <https://doi.org/10.1038/srep44095>
- Chadwick, W. W., & Howard, K. A. (1991). *The pattern of circumferential and radial eruptive fissures on the volcanoes of Fernandina and Isabela islands, Galapagos* (Vol. 53).
- Chadwick, W. W., Jónsson, S., Geist, D. J., Poland, M., Johnson, D. J., Batt, S., Harpp, K. S., & Ruiz, A. (2011). The May 2005 eruption of Fernandina volcano, Galápagos: The first circumferential dike intrusion observed by GPS and InSAR. *Bulletin of Volcanology*, 73(6), 679–697. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0433-0>
- Colesanti, C., Ferretti, A., Novali, F., Prati, C., & Rocca, F. (2003). Sar monitoring of progressive and seasonal ground deformation using the permanent scatterers technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(7), 1685–1701. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2003.813278>
- Corbi, F., Rivalta, E., Pinel, V., Maccaferri, F., Bagnardi, M., & Acocella, V. (2015). How caldera collapse shapes the shallow emplacement and transfer of magma in active volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 287–293. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.028>
- De Novellis, V., Castaldo, R., De Luca, C., Pepe, S., Zinno, I., Casu, F., Lanari, R., & Solaro, G. (2017). Source modelling of the 2015 Wolf volcano (Galápagos) eruption inferred from Sentinel 1-A DInSAR deformation maps and pre-eruptive ENVISAT time series. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344, 246–256. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.013>
- Dzurisin, D. (2006). *Volcano Deformation*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-49302-0>
- Feighner, M. A., & Richards, M. A. (1994). Lithospheric structure and compensation mechanisms of the Galápagos Archipelago. *Journal of Geophysical Research*, 99(B4), 6711. <https://doi.org/10.1029/93JB03360>
- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2001). Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(1), 8–20. <https://doi.org/10.1109/36.898661>

- Freysteinn Sigmundsson, Michelle Parks, Rikke Pedersen, Kristín Jónsdóttir, Benedikt G. Ófeigsson, Ronni Grapenthin, Stéphanie Dumont, Páll Einarsson, Vincent Drouin, & Elías Rafn Heimisson. (n.d.). Magma Movements in Volcanic Plumbing Systems and their Associated Ground Deformation and Seismic Patterns. In S. Burchardt (Ed.), *VOLCANIC AND IGNEOUS PLUMBING SYSTEMS*.
- Galetto, F., Bonaccorso, A., & Acocella, V. (2021). Relating Dike Geometry and Injection Rate in Analogue Flux-Driven Experiments. *Frontiers in Earth Science*, 9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.665865>
- Geirsson, H., LaFemina, P., Árnadóttir, T., Sturkell, E., Sigmundsson, F., Travis, M., Schmidt, P., Lund, B., Hreinsdóttir, S., & Bennett, R. (2012). Volcano deformation at active plate boundaries: Deep magma accumulation at Hekla volcano and plate boundary deformation in south Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B11), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JB009400>
- Geist, D. J., Naumann, T. R., Standish, J. J., Kurz, M. D., Harpp, K. S., White, W. M., & Fornari, D. J. (2005). Wolf volcano, Galápagos Archipelago: Melting and magmatic evolution at the margins of mantle plume. *Journal of Petrology*, 46(11), 2197–2224. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi052>
- Geist, D., Naumann, T., And, †, & Larson, P. (1998). Evolution of Galápagos Magmas: Mantle and Crustal Fractionation without Assimilation. In *JOURNAL OF PETROLOGY VOLUME* (Vol. 39).
- Global Volcanism Program. (2023). *[Database] Volcanoes of the World (v. 5.1.1; 17 Aug 2023)*. Distributed by Smithsonian Institution, compiled by Venzke, E. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW5-2023.5.1>. (n.d.).
- Grapenthin, R., Ófeigsson, B. G., Sigmundsson, F., Sturkell, E., & Hooper, A. (2010). Pressure sources versus surface loads: Analyzing volcano deformation signal composition with an application to Hekla volcano, Iceland. *Geophysical Research Letters*, 37(20), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GLO44590>
- Gudmundsson, M. T., Jónsdóttir, K., Hooper, A., Holohan, E. P., Halldórsson, S. A., Ófeigsson, B. G., Cesca, S., Vogfjörð, K. S., Sigmundsson, F., Högnadóttir, T., Einarsson, P., Sigmarsson, O., Jarosch, A. H., Jónasson, K., Magnússon, E., Hreinsdóttir, S., Bagnardi, M., Parks, M. M., Hjörleifsdóttir, V., ... Aiuppa, A. (2016). Gradual caldera collapse at Bárðarbunga volcano, Iceland, regulated by lateral magma outflow. *Science*, 353(6296). <https://doi.org/10.1126/science.aaf8988>
- Hanssen, R., & Feijt, A. (1997). *a First Quantitative Evaluation of Atmospheric Effects on SAR Interferometry*. 406. 277.

- Harpp, K. S., & Geist, D. J. (2020). The Galápagos Islands. In *Encyclopedia of Geology: Volume 1-6, Second Edition* (Vol. 4, pp. 659–673). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12084-6>
- HEY, R., JOHNSON, G. L., & LOWRIE, A. (1977). Recent plate motions in the Galapagos area. *Geological Society of America Bulletin*, 88(10), 1385. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1385:RPMITG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1385:RPMITG>2.0.CO;2)
- Hildreth W, & Fierstein J. (2012). *The Novarupta-Katmai eruption of 1912—largest eruption of the twentieth century; centennial perspectives: U.S. Geological Survey Professional Paper 1791, 259 p.*
- Hooft, E. E. E., Toomey, D. R., & Solomon, S. C. (2003). Anomalously thin transition zone beneath the Galápagos hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, 216(1–2), 55–64. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00517-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00517-X)
- Hurwitz, D. M., Long, S. M., & Grosfils, E. B. (2009). The characteristics of magma reservoir failure beneath a volcanic edifice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188(4), 379–394. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.10.004>
- Instituto Geofísico. (2022). *Informe especial volcán Wolf No. 2022-003*. Instituto Geofísico. <https://www.igeppn.edu.ec/servicios/noticias/1931-informe-especial-volcan-wolf-no-2022-003>
- Kratzmann, D. J., Carey, S., Scasso, R., & Naranjo, J.-A. (2009). Compositional variations and magma mixing in the 1991 eruptions of Hudson volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 71(4), 419–439. <https://doi.org/10.1007/s00445-008-0234-x>
- Leshner, C. E., & Spera, F. J. (2015). Thermodynamic and Transport Properties of Silicate Melts and Magma. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 113–141). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00005-5>
- Liu, Y. K., Ruch, J., Vasyura-Bathke, H., & Jónsson, S. (2019). Influence of ring faulting in localizing surface deformation at subsiding calderas. *Earth and Planetary Science Letters*, 526. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115784>
- Lu, Z., & Dzurisin, D. (2014). *InSAR Imaging of Aleutian Volcanoes: Monitoring a Volcanic Arc from Space*, Springer Praxis Books, Geophysical Sciences, ISBN 978-3-642-00347-9, 390 pp.
- McBirney, & Williams. (1969). *Geology of Galápagos Islands*. Geological Society of America.
- McTigue, D. F. (1987). Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: Resolution of the point source paradox. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B12), 12931–12940. <https://doi.org/10.1029/JB092iB12p12931>

- Mogi, K. (1958). *Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them.*
- Moisseev, D., Hanssen, R., & Sabater, J. (2003). *Towards an atmosphere free interferogram; first comparison between ENVISAT's ASAR and MERIS water vapor observations. I Unknown host publication (s. 2977).*
- Munro, D. C., & Rowland, S. K. (1996). Caldera morphology in the western Galapagos and implications for volcano eruptive behavior and mechanisms of caldera formation. In *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 72).
- Okada, Y. (1992). Surface deformation to shear and tensile faults in a halfspace
INTERNAL DEFORMATION DUE TO SHEAR AND TENSILE FAULTS IN A
HALF-SPACE. In *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 82, Issue 2). <https://www.researchgate.net/publication/246505515>
- Oppenheimer, C. (2010). Ultraviolet Sensing of Volcanic Sulfur Emissions. *Elements*, 6(2), 87–92. <https://doi.org/10.2113/gselements.6.2.87>
- Oppenheimer, C., Scaillet, B., & Martin, R. S. (2011). Sulfur degassing from volcanoes: Source conditions, surveillance, plume chemistry and earth system impacts. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 73, 363–421. <https://doi.org/10.2138/rmg.2011.73.13>
- Pagli, C., Sigmundsson, F., Lund, B., Sturkell, E., Geirsson, H., Einarsson, P., Árnadóttir, T., & Hreinsdóttir, S. (2007). Glacio-isostatic deformation around the Vatnajökull ice cap, Iceland, induced by recent climate warming: GPS observations and finite element modeling. *Journal of Geophysical Research*, 112(B8), B08405. <https://doi.org/10.1029/2006JB004421>
- Peltier, A., Bachèlery, P., & Staudacher, T. (2009). Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1–2), 93–108. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.008>
- Pinel, V., & Jaupart, C. (2005). Some consequences of volcanic edifice destruction for eruption conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145(1–2), 68–80. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.01.012>
- Pinel, V., Poland, M. P., & Hooper, A. (2014). Volcanology: Lessons learned from Synthetic Aperture Radar imagery. In *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 289, pp. 81–113). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.10.010>

- Poland, M. (2014). Contrasting Volcanism in Hawai'i and the Galápagos. In K. Harpp, E. Mittelstaedt, N. d'Ozouville, & D. Graham (Eds.), *The Galapagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences*. American Geophysical Union.
- Poland, M. P., Jeff Sutton, A., & Gerlach, T. M. (2009). Magma degassing triggered by static decompression at Kīlauea Volcano, Hawai'i. *Geophysical Research Letters*, 36(16). <https://doi.org/10.1029/2009GL039214>
- Rivalta, E., & Segall, P. (2008). Magma compressibility and the missing source for some dike intrusions. *Geophysical Research Letters*, 35(4). <https://doi.org/10.1029/2007GL032521>
- Rivalta, E., Taisne, B., Bungler, A. P., & Katz, R. F. (2015). A review of mechanical models of dike propagation: Schools of thought, results and future directions. In *Tectonophysics* (Vol. 638, Issue C, pp. 1–42). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.10.003>
- Schatz, H., & Schatz, I. (1983). *The eruption of the volcano Wolf (Albemarle, Galápagos islands, Ecuador) in 1982—Report of eye-witnesses*. *Ber. nat.-med. Verein Innsbruck*, 70, 17-28.
- Shreve, T., & Delgado, F. (2023). Trapdoor Fault Activation: A Step Toward Caldera Collapse at Sierra Negra, Galápagos, Ecuador. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(5). <https://doi.org/10.1029/2023JB026437>
- Sigmundsson, F. (2019). Calderas collapse as magma flows into rifts. *Science*, 366(6470), 1200–1201. <https://doi.org/10.1126/science.aaz7126>
- SIMKIN, T. (1984). Geology of Galapagos. *Biological Journal of the Linnean Society*, 21(1–2), 61–75. <https://doi.org/10.1111/j.1095-8312.1984.tb02053.x>
- Simons, M., & Rosen, P. A. (2015). Interferometric Synthetic Aperture Radar Geodesy. In *Treatise on Geophysics: Second Edition* (Vol. 3, pp. 339–385). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00061-0>
- Sparks, R. S. J. (2003). Forecasting volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1–2), 1–15. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00124-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00124-9)
- Stock, M. J., Bagnardi, M., Neave, D. A., Maclennan, J., Bernard, B., Buisman, I., Gleeson, M. L. M., & Geist, D. (2018). Integrated Petrological and Geophysical Constraints on Magma System Architecture in the Western Galápagos Archipelago: Insights From Wolf Volcano. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(12), 4722–4743. <https://doi.org/10.1029/2018GC007936>
- Tilling, R. I., & Dvorak, J. J. (1993). Anatomy of a basaltic volcano. *Nature*, 363(6425), 125–133. <https://doi.org/10.1038/363125a0>

- Van Ark, E., & Lin, J. (2004). Time variation in igneous volume flux of the Hawaii-Emperor hot spot seamount chain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B11). <https://doi.org/10.1029/2003JB002949>
- Wallace, P. J. (2001). Volcanic SO₂ emissions and the abundance and distribution of exsolved gas in magma bodies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 108(1–4), 85–106. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00279-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00279-1)
- Wicks, C., Thatcher, W., & Dzurisin, D. (1998). Migration of Fluids Beneath Yellowstone Caldera Inferred from Satellite Radar Interferometry. *Science*, 282(5388), 458–462. <https://doi.org/10.1126/science.282.5388.458>
- Xu, W., Jónsson, S., Ruch, J., & Aoki, Y. (2016). The 2015 Wolf volcano (Galápagos) eruption studied using Sentinel-1 and ALOS-2 data. *Geophysical Research Letters*, 43(18), 9573–9580. <https://doi.org/10.1002/2016GL069820>
- Xu, W., Xie, L., Bürgmann, R., Liu, X., & Wang, J. (2023). The 2022 Eruption of Wolf Volcano, Galápagos: The Role of Caldera Ring-Faults During Magma Transfer From InSAR Deformation Data. *Geophysical Research Letters*, 50(14). <https://doi.org/10.1029/2023GL103704>
- Yunjun, Z., Fattahi, H., & Amelung, F. (2019). Small baseline InSAR time series analysis: Unwrapping error correction and noise reduction. In *Computers and Geosciences* (Vol. 133). Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.104331>
- Zebker, H. A., & Villasenor, J. (1992). Decorrelation in interferometric radar echoes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(5), 950–959. <https://doi.org/10.1109/36.175330>
- Zhang, B., Zhu, W., Ding, X., Wang, C., Wu, S., & Zhang, Q. (2022). A review of methods for mitigating ionospheric artifacts in differential SAR interferometry. *Geodesy and Geodynamics*, 13(2), 160–169. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2021.12.001>
- Zhong Lu, Fielding, E., Patrick, M. R., & Trautwein, C. M. (2003). Estimating lava volume by precision combination of multiple baseline spaceborne and airborne interferometric synthetic aperture radar: the 1997 eruption of Okmok volcano, Alaska. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(6), 1428–1436. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2003.811553>