



UNIVERSIDAD DISTRITAL
FRANCISCO JOSÉ DE CALDAS

Modelo Predictivo de Erupciones
Volcánicas a partir de MODVOLC e
Interferometría de Radar. Caso de
Estudio: Volcán Galeras

por
Nicolás Luna
20162395007

Director
Javier Medina

UNIVERSIDAD DISTRITAL FRANCISCO JOSÉ DE
CALDAS

Facultad de Ingeniería
Proyecto Curricular de Ingeniería Catastral y Geodesia
Bogotá-Colombia
2022

Modelo Predictivo de Erupciones Volcánicas a partir de MODVOLC e Interferometría de Radar. Caso de Estudio: Volcán Galeras

por

**Nicolás Luna
20162395007**

Nota de aceptación:

Firma del Presidente del Jurado

Firma del Jurado

Firma del Jurado

Bogotá, Abril de 2022

Agradecimientos

A mi hija “I'll be there, every step of the way, the voice inside that gives you hope to face another day, the strength to give you courage to fight another day”.

A mi esposa María Díaz quien representa la constancia y esfuerzo que requiere cualquier proyecto.

A mi padre y mi madre, que hicieron todo lo posible para que su hijo e hijas logaran no perderse la creatividad y humildad que genera la academia.

A mis profesores y profesoras, amigos y amigas, y a todos los colegas que aportaron para que esta investigación se llevara a cabo.

Maestría en Ciencias de la Información y las Comunicaciones. Énfasis en Geomática.

Modelo Predictivo de Erupciones Volcánicas a partir de MODVOLC e Interferometría de Radar. Caso de Estudio: Volcán Galeras.

Resumen

Los factores actuales para predicciones de erupciones volcánicas en Colombia están basados en estudios sismológicos y meteorológicos, que se realizan mediante monitoreo permanente directamente en terreno por medio de sismogramas o barómetros entre otros. Cabe destacar que las imágenes GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) son un instrumento que el Servicio Geológico Colombiano (SGC) utiliza para determinar cambios térmicos en la superficie volcánica. Sin embargo, las características sensoriales de este insumo es un limitante en la escala temporal y espacial de este tipo de estudios. En este proyecto se busca implementar una alternativa basada en la implementación de imágenes satelitales de mayor resolución espectral, espacial y temporal (MODIS y Sentinel-1), que permitan aplicar conceptos matemáticos y físicos evitando interactuar directamente con la zona de estudio. Por medio de los productos MODIS fueron determinadas las anomalías térmicas que junto con la deformación del terreno extraída con interferometría diferencial en Sentinel-1, se construyó el modelo propuesto que abarca variables sensibles a la actividad volcánica. La validación del modelo se ejecuta sobre el volcán Galeras para junio de 2018, intervalos que el SGC registra cambio de actividad volcánica.

Palabras clave: Actividad volcánica, Anomalía térmica, MODIS, Interferometría diferencial, Sentinel-1.

Tabla de Contenido

1.	Introducción.....	10
2.	Objetivos.....	12
2.1	General	12
2.2	Específicos.....	12
3.	Antecedentes Teóricos	13
3.1	RADAR.....	13
3.2	SAR.....	13
3.2.1	Concepto de Imagen.....	14
3.2.2	Resolución Geométrica.....	14
3.2.3	Resolución Radiométrica	15
3.2.4	Frecuencia.....	15
3.2.5	Polarización.....	16
3.3	Interferometría SAR (InSAR)	17
3.4	Interferometría Diferencial (DInSAR).....	19
3.4.1	Ruido de Fase.....	19
3.4.2	Coherencia.....	19
3.5	Espectro Electromagnético.....	20
3.6	Anomalías Térmicas.....	20
3.6.1	Normalized Thermal Index (NTI).....	20
3.6.2	MODVOLC.....	22
4.	Área de Estudio y Datos	23
4.1	Volcán Galeras	23
4.1.1	Reportes de Erupciones.....	23
4.2	Sentinel 1	25
4.2.1	Nivel SLC 1.....	25
4.3	MODIS.....	26
4.4	SNAP	27
4.4.1	SNAPHU	27
5.	Metodología.....	28

5.1	Preprocesamiento datos de RADAR	29
5.2	Procesamiento InSAR.....	31
5.3	Proceso DInSAR.....	34
5.4	Desarrollo de Fase	35
5.5	Mapa de Desplazamiento	36
5.6	Preprocesamiento Datos Ópticos	37
5.7	Corrección de Escalamiento	39
5.8	Modelamiento de las Radiancias para Cálculo de NTI.....	39
5.9	Mapa Térmico.....	41
5.10	Regresión Lineal.....	41
5.11	Propuesta Umbral.....	41
5.12	Mapa de Anomalías Térmicas.....	41
6.	Resultados	42
6.1	Series de Tiempo RADAR	42
6.1.1	Formación Interferograma	42
6.1.2	Interferograma Diferencial Filtrado.....	43
6.1.3	Fase Desenvuelta	45
6.1.4	Desplazamiento Geocodificado	46
6.2	Procesamiento Imágenes Ópticas	48
6.2.1	Máscara del Área de Amenaza	48
6.2.2	Cálculo NTI.....	49
6.2.3	MODVOLC.....	49
6.3	Cálculo de Umbral Propuesto por Regresión Lineal	50
6.3.1	Determinación de Modelo y Coeficientes	51
6.3.2	Implementación de Umbral Propuesto	52
6.3.3	Validación Umbral Propuesto	53
7.	Discusión.....	54
7.1	Series de Tiempo DInSAR.....	54
7.2	Límite del Valor de Coherencia.....	55
7.3	Umbral NTI Propuesto	56
7.4	Limitaciones y Trabajos Futuros	56
	Conclusiones.....	57
	Referencias.....	58

Lista de Figuras

Figura 1. Configuración Interferométrica.	17
Figura 2. Relación energía emitida según la temperatura de la superficie, para longitudes de onda de Infrarrojo Medio e Infrarrojo Termal.	21
Figura 3. Respuestas NTI para diferentes tipos de coberturas.	21
Figura 4. Localización Volcán Galeras.	23
Figura 5. Localización Estaciones de GPS.	24
Figura 6. Flujo de trabajo.	28
Figura 7. Interfaz ASF Portal.	29
Figura 8. Filtro de búsqueda.	30
Figura 9. Selección de sonda, polarización y ráfagas.	30
Figura 10. Aplicación de parámetros de orbita.	31
Figura 11. Parámetros Back Geocoding.	31
Figura 12. Divergencia espectral mejorada.	33
Figura 13. Parámetros de creación del interferograma.	33
Figura 14. Polarización del Deburst.	33
Figura 15. Modelo automatizado de InSAR.	34
Figura 16. Parámetros del subconjunto.	34
Figura 17. Parámetros para remover fase topográfica.	34
Figura 18. Parámetros Multilooking.	35
Figura 19. Parámetros de filtrado.	35
Figura 20. Modelo de automatización DInSAR.	35
Figura 21. Parámetros de exportación.	36
Figura 22. Parámetros de corrección del terreno.	37
Figura 23. Parámetros del Stack.	37
Figura 24. Porta de búsqueda MODIS.	37
Figura 25. Portal de descarga.	38
Figura 26. Esquema de modelamiento NTI.	40

Figura 27. Inteferograma formado.	43
Figura 28. Coherencia formada.....	43
Figura 29. Fase topográfica removida.....	44
Figura 30. Fase filtrada en registro Multilook.....	45
Figura 31. Fase desenvuelta (izquierda) y desplazamiento (derecha).....	45
Figura 32. Desplazamiento geocodificado (izquierda) y coherencia (derecha).....	46
Figura 33. Desplazamiento medio geocodificado (izquierda) y coherencia media (derecha).....	47
Figura 34. Movimiento telúrico detectado con DInSAR.....	47
Figura 35. Imagen MODIS para el día eruptivo.	48
Figura 36. Área de influencia volcán Galeras.....	49
Figura 37. Valores de NTI.	49
Figura 38. Anomalías térmicas con NTI menor a -0.74.....	50
Figura 39. Anomalías térmicas con NTI menor a -0.72442060435.....	53

Lista de Tablas

Tabla 1. Nomenclatura Estándar de Bandas de Frecuencias de Radar.....	16
Tabla 2. Coordenadas Estaciones de GPS.	24
Tabla 3. Código de filtrado.....	30
Tabla 4. Factores de escalamiento y offset para bandas 21 y 32 de los productos MOD02 y MYD02.....	39
Tabla 5. Imágenes Sentinel-1.	42
Tabla 6. Límites del subconjunto.	44
Tabla 7. Límite área de interés.....	48
Tabla 8. Parámetros de volcanes.	50
Tabla 9. Modelo lineal.....	51
Tabla 10. Modelo lineal ajustado.....	51
Tabla 11. Modelo polinomial ajustado.	52
Tabla 12. Línea base espacial y temporal.....	54
Tabla 13. Movimientos de tierra registrados por GPS y DInsar.....	55
Tabla 14. Delta en la coordenada Z del registro GPS.	55



1. Introducción

Como se observa en el geoportal del Servicio Geológico Colombiano (SGC), actualmente hay 20 volcanes activos ubicados cerca de importantes centros urbanos y rurales a lo largo del país. Sus habitantes y sus diversas fuentes de ingresos (industrias y producción agrícola) se encuentran, de hecho, en zonas de riesgo.

El volcán Galeras es uno de los más activos de la región de Nariño (Colombia). Se caracteriza por tener importantes factores de riesgo como: flujos de lava, flujos piroclásticos y lahares. Es de interés para la sociedad científica colaborar en la descripción estructural de las zonas volcánicas utilizando los movimientos telúricos. Esta investigación toma como fecha de implementación de metodologías de datos satelitales el movimiento del suelo reportado el 12 de junio de 2018, que ocasionó varios daños al norte de la ciudad de Pasto.

En los últimos años, el SGC ha realizado estudios geodésicos desarrollados para la detección de eventos eruptivos que permiten conocer las deformaciones en la superficie de la estructura volcánica debidas a la actividad interna. Los métodos utilizados para el estudio de estas deformaciones son: la inclinometría seca, que mide variaciones verticales con rangos entre 2 y 3 microrradianes; la inclinometría electrónica, que detecta cambios de nivel muy pequeños en puntos previamente determinados; las líneas cortas de nivelación, que permiten encontrar movimientos verticales en puntos fijos preestablecidos; las medidas electrónicas de distancia, que encuentran cambios horizontales a lo largo de líneas de base permanentes; y los Sistemas de Posicionamiento Global (GPS), que obtienen vectores de desplazamiento vertical en zonas de alta deformación.

A diferencia de las metodologías ejecutadas por el SGC, se propone el uso de la interferometría diferencial (DInSAR) para el seguimiento de la estructura del volcán. Esta metodología de teledetección es una medida basada en la superposición de dos imágenes de radar en la misma zona geográfica pero captadas en momentos diferentes. Esta señal diferencial entre las imágenes, denominada interferograma, permite detectar cualquier deformación de la corteza terrestre. El DInSAR se ha evaluado en varios volcanes de diferentes condiciones ambientales con resultados satisfactorios, Kilauea en Hawai (Saranya & Vani, 2017), Sakurajima en Japón (Yastika P. E. et al., 2019), Mt. Baekdu en Korea del Norte (Kim et al., 2017), Rabaul Caldera en Nueva Guinea (Garthwaite et al., 2019), y más.

La Agencia Espacial Europea (ESA) ha estado implementando y desarrollando plataformas para procesar las imágenes de Sentinel-1, como SNAP y SNAPHU, que son muy útiles para analizar la señal y transformarla en hallazgos del movimiento del suelo. Para obtener los valores de desplazamiento, la fase de la señal se procesa mediante polinomios, para sustraer el efecto de la curvatura de la Tierra; mediante el uso de un MDE, para eliminar la influencia de la topografía; mediante filtros, para reducir el ruido descorrelacionado; y mediante modelos troposféricos o series temporales, para controlar el efecto atmosférico. La fase de la señal también está influenciada por el volumen de dispersión debido a la interacción difusa con un área de vegetación, por lo que la coherencia es el elemento importante que evalúa la calidad de la información registrada por el satélite, haciendo posible enmascararla después de obtener el movimiento del suelo.

Las imágenes MODIS han sido utilizadas ampliamente en el monitoreo de suelos, variables ambientales y estudios vulcanológicos, aportando resultados satisfactorios en esto últimos, como es el caso de los volcanes Kilauea, Etna y Erta Ale. Por esta razón, el HIGP (Hawaii Institute of Geophysics and Planetology) ha desarrollado sobre las imágenes MODIS un algoritmo llamado MODVOLC, encargado de generar el umbral que discrimina los valores del algoritmo matemático NTI (Normalize Thermal Index), el cual opera en las bandas 21 o 22, y 32 correspondientes al infrarrojo medio y termal, respectivamente, con el fin de visualizar los lugares de mayor actividad volcánica. Sin embargo, el umbral propuesto por el HIGP, -0.80 , no registra de manera exitosa las anomalías volcánicas en la zona de influencia del volcán Galeras, por esta razón este proyecto desarrolló un modelo de cálculo del NTI, basado en las características posicionales, incluida la deformación de la corteza terrestre, y de actividad en 22 volcanes distribuidos de manera aleatoria en el planeta tierra.

La generación de los coeficientes o medidas de ponderación de cada una de las variables que integran el proyecto fueron determinados mediante regresiones lineales. Esta técnica estadística también permitió determinar el valor de significancia de cada parámetro incluido en el modelo y la probabilidad de acierto de este al realizar pronósticos sobre el edificio volcánico. De esta manera, el lector encontrará una alternativa para determinar el umbral en los valores de NTI donde se visualizan las anomalías termales en el volcán Galeras debido a su actividad.

2. Objetivos

2.1 General

Desarrollar un modelo de detección de erupciones volcánicas basado en el MODVOLC incluyendo la influencia de los cambios estructurales determinados con interferometría sobre datos de radar para el volcán Galeras.

2.2 Específicos

- Determinar las anomalías térmicas a partir de MODVOLC sobre insumos MODIS, junto con las deformaciones del terreno por Interferometría diferencial mediante algoritmos específicos establecidos por estudios previos.
- Generar el modelo predictivo a partir de los resultados obtenidos en cada uno de los insumos MODIS y Sentinel-1 del periodo propuesto, evaluando su eficacia y utilidad mediante herramientas estadísticas.
- Validación de los resultados obtenidos con el modelo mediante la visualización de los resultados dentro del área de amenaza del volcán Galeras, corroborando si los puntos calientes se alojan cerca o dentro de las inmediaciones del cráter.

3. Marco Teórico

3.1 RADAR

Radio Detection and Ranging (RADAR) es un sistema activo que emite pulsos de energía de microondas desde una antena hasta la superficie de la Tierra, y luego la señal reflejada se almacena, se procesa y se presenta como imágenes de trama. Los pulsos tienen una frecuencia de repetición de más de 2.000 por segundo que, en contacto con la superficie, se dispersan en todas las direcciones de la cubierta terrestre. Sin embargo, una pequeña parte de la energía es retrodispersada hacia la antena con información sobre el tiempo de ida y vuelta, la fuerza de la reflexión y la fase de la onda de retorno (Ager, 2013).

Una de las principales características de este sistema, es que permite la operación en cualquier condición meteorológica, debido a las microondas de rango electromagnético que benefician una penetración de la cubierta de nubes. Además de eso, el radar es capaz de recoger información independientemente de la luz solar, porque tiene la capacidad de proporcionar su propia energía. Además, los pulsos emitidos por las antenas son coherentes, lo que hace posible la creación de modelos digitales de elevación y la captación de cambios en la superficie de la Tierra (A. Ferretti et al., 2014 - 2014).

En el sistema de radar, la señal registrada (P_r) se obtiene en función de la distancia al objetivo (R), la potencia de irradiación (P_t), la potencia de radiación (G_t), sección transversal del objeto (σ), y el área de apertura efectiva (A_e) (Cambridge Core, 2021). La ecuación (1) muestra la interacción entre los factores para registrar el dispersor resultante.

$$P_r = \frac{P_t G_t}{4\pi R^2} * \frac{\sigma}{4\pi R^2} * A_e \quad (1)$$

Asimismo, la técnica del radar de apertura sintética (SAR) se desarrolló para proporcionar una alta resolución que es independiente de la distancia entre el satélite y el objeto espacial.

3.2 SAR

El sistema de adquisición SAR consiste en una antena móvil lateralmente en relación con la dirección de vuelo, que transmite una señal y registra los ecos a una frecuencia de repetición de impulsos (PRF). La señal transmitida se modula en una frecuencia de radio que es demodulada por el receptor posteriormente, en fase y cuadratura. Entonces esta señal puede interpretarse como un par de canales reales. Los retrodetectores recibidos se registran en una cuadrícula regular, que corresponde a la ubicación del azimut del satélite y a la distancia entre los propios objetivos y el sen-sor. Los datos del radar deben entonces ser dirigidos porque el mismo objetivo en la superficie aparece desplazado en diferentes bins de azimut. Este mecanismo coherente se denomina a menudo síntesis de apertura y es el núcleo de SAR (Alessandro Ferretti et al., 2011).

Para una mejor comprensión del funcionamiento del mecanismo del radar, se aclararán algunos conceptos importantes, entre ellos los relacionados con la frecuencia y la polarización, que desempeñan un papel fundamental en la metodología InSAR.

3.2.1 Concepto de Imagen

Para obtener una escena mediante la metodología del radar, es necesario enviar microondas desde un radar de barrido lateral que escanea las superficies de la Tierra a lo largo de una trayectoria de vuelo o de una órbita. Existen dos mecanismos de escaneo: uno en la dirección de vuelo, (llamado azimut) que depende de los movimientos continuos del haz de la antena; y el alcance que viaja hacia los objetos espaciales y escanea utilizando la velocidad de la luz (Bamler, 2000). Para dar forma a la imagen resultante, los ecos de los objetos espaciales se almacenan línea por línea en una matriz de píxeles. Cada píxel da un número complejo que lleva información sobre la fase y la amplitud de las microondas retrodispersadas dentro de la celda. Los ecos en cada píxel dependen de las características del terreno, como la rugosidad, el tipo de superficie, la pendiente o las sombras, el ángulo de incidencia o la polarización de la señal transmitida y recibida (Mayorga, 2013).

La amplitud de la radiación retrodispersada depende más de la rugosidad que de la composición química del terreno. Por ejemplo, hay más registros de mediciones de amplitud en rocas o zonas urbanas que en superficies planas y lisas, como cuencas de agua tranquilas (Fletcher, 2007b). Además, las dispersiones a diferentes distancias del radar generan retrasos (τ) entre la radiación de transmisión y la de recepción, lo que se denomina cambio de fase (ϕ). Por lo tanto, el cambio de fase es proporcional a la distancia de ida y vuelta ($2R$) en ambas direcciones de la señal dividida por la longitud de onda transmitida (λ).

$$\phi = \frac{2\pi}{\lambda} 2R = \frac{4\pi}{\lambda} R \quad (2)$$

3.2.2 Resolución Geométrica

La resolución geométrica es la dimensión del área del suelo escaneada por una celda de la imagen del radar. Al igual que la resolución espacial en los sistemas ópticos, la resolución geométrica en la teoría del radar se mide por el objeto espacial más pequeño que se puede detectar en la representación de la imagen. Desde el punto de vista geométrico, el SAR tiene algunas limitaciones en la resolución acimutal y de alcance.

En la imagen de radar de apertura real, no fue posible tener una buena resolución de los objetos espaciales en el área escaneada, porque la resolución azimutal depende del tamaño del patrón del haz en el suelo (Ager, 2013). Entonces, la anchura del haz (β) era una función de la longitud de onda (λ) y la anchura (d) en la dirección azimutal, haciendo que esta resolución sea mayor en el rango lejano como explica la ecuación (3).

$$\beta = \frac{\lambda}{d} \quad (3)$$

Para resolver este problema, los desarrolladores trataron de conseguir antenas más grandes, sin embargo, era inviable construirlas lo suficientemente grandes para mejorar la resolución. Entonces, en 1980, la técnica SAR contribuyó a desplazar el sensor a lo largo de la trayectoria de vuelo sintetizando una antena grande a partir de una unidad más pequeña. Además, con esta metodología fue posible recoger información sobre el tiempo, la amplitud y la fase tal y como eran registrados por un sensor. Por último, el acimut de resolución SAR es autónomo de

la distancia y depende únicamente de la longitud de onda de la energía y del ángulo delimitado por la apertura sintética.

$$\text{Azimuth resolution} = \frac{\lambda}{2\Delta\theta} \quad (4)$$

Asimismo, la resolución de rango oblicuo (SLR) es una limitación debida a la relación entre la banda de anchura y la longitud del pulso (τ). Es posible obtener una banda más ancha utilizando un pulso más corto, pero éste tendría menos energía transmitida haciendo que la resolución radiométrica sea muy débil. Para preservar ambas resoluciones, el SAR transmite un pulso que modula la frecuencia de forma lineal (Zhao et al., 2019).

$$SLR = \frac{c\tau}{2} \quad (5)$$

3.2.3 Resolución Radiométrica

La resolución radiométrica viene dada por las propiedades del sensor para discriminar las diferencias entre la energía electromagnética reflejada y la emitida. Además, esta propiedad es una función del ángulo de incidencia y de la luminosidad de la dispersión medida desde el elemento de resolución de alcance proyectado sobre el suelo (Bamler, 2000). Por lo tanto, la cantidad radiométrica es el brillo del radar, y se calcula como sigue:

$$\beta^0 = \frac{\sigma^0(\theta_i)}{\sin\theta_i} \quad (6)$$

Entonces $\sigma^0(\theta_i)$ es el ajuste de la dispersión para el ángulo de incidencia. Sin embargo, el ángulo de incidencia depende del terreno y contribuye más a la imagen que el coeficiente de retrodispersión; y para eliminarlo debe aplicarse un modelo de elevación digital. En consecuencia, la tercera cantidad radiométrica γ^0 se utiliza debido a que por los dispersores lambertianos es el más independiente del ángulo de incidencia.

$$\gamma^0(\theta_i) = \frac{\sigma^0(\theta_i)}{\cos\theta_i} \quad (7)$$

Por lo tanto, es importante saber que también la longitud de onda, la polarización, el ángulo de observación y la resolución geométrica influyen en la resolución radiométrica.

3.2.4 Frecuencia

La frecuencia es el número de ciclos por segundo que pasan por un punto fijo y su ecuación es función de la longitud de onda (λ) y la velocidad de la luz (c).

$$v = \frac{c}{\lambda} \quad (8)$$

La característica más importante de la utilización de imágenes de radar es la capacidad de su longitud de onda para penetrar la ceniza volcánica, las nubes, el polvo, registrando independientemente de las condiciones meteorológicas. La Tabla 1 reúne las frecuencias y la longitud de onda de cada banda de radar.

Tabla 1. Nomenclatura Estándar de Bandas de Frecuencias de Radar

Banda	Rango de Frecuencia (GHz)		Rango Longitud de Onda (cm)	
UHF	0.3	1	100	30
L	1	2	30	15
S	2	4	15	7.5
C	4	8	7.5	3.75
X	8	12	3.75	2.5
Ku	12	18	2.5	1.67
K	18	27	1.67	1.11
Ka	27	40	1.11	0.75
V	40	75	0.75	0.4
W	75	110	0.40	0.27
mm	110	300	0.27	0.10

Las bandas de imagen típicas utilizadas son la banda C y la banda X. Sin embargo, la banda L y la frecuencia ultra alta (UHF) pueden penetrar el follaje y se utilizan para calcular el dosel de los árboles en los bosques (Ager, 2013). Sin embargo, la banda C ha sido probada mediante técnicas de interferometría en zonas forestales, teniendo resultados capaces de monitorear el movimiento del suelo (Sousa et al., 2016).

3.2.5 Polarización

La radiación electromagnética del radar consta de dos campos perpendiculares entre sí: eléctrico y magnético. La polarización es la orientación del campo eléctrico con respecto a la superficie de la Tierra, ya sea vertical u horizontal. Como el radar emite una radiación coherente, el sensor puede configurarse para enviar y recibir las ondas en una polarización seleccionada. Sin embargo, la imagen final será diferente para cada selección porque los objetos espaciales no reflejan la energía por igual para cada configuración.

Por un lado, si la onda se transmite y el registrador registra el retrodispersor en la misma polarización, se titula co-polarización (HH, VV). Por otro lado, se titula polarización cruzada (HV, VH), si el sistema está configurado para recibir la señal de la superficie en dirección perpendicular entre sí. Sin embargo, la co-polarización se utiliza para extraer las magnitudes de deformación teniendo VV una mejor interacción con los asentamientos urbanos de orientación vertical (Vaka et al., 2017).

Por último, el SAR dispone de una configuración de interferometría denominada InSAR, que es coherente y permite obtener magnitudes precisas de la trayectoria de la radiación. Las mediciones de las variaciones de la trayectoria de movimiento en función de la posición del satélite y del tiempo de adquisición permiten generar modelos digitales de tensión (DEM) y medir las deformaciones de la superficie del suelo (Fletcher, 2007a).

3.3 Interferometría SAR (InSAR)

El SAR de interferometría (InSAR) permite escanear regularmente la superficie de la Tierra con un tiempo de revisita determinado. Permite a los usuarios recoger imágenes de pares SAR de la misma ubicación y generar análisis multitemporales para separar la contribución de fase causada por una deformación del terreno del otro componente de fase (Pepe & Calò, 2017). Existen dos técnicas asociadas a InSAR: la de paso único y la de paso repetido. La técnica InSAR de paso simple tiene dos antenas, a menudo en el mismo satélite, que envían la señal a un objetivo y recuperan los dos pares de dispersión de vuelta del mismo objeto espacial, pero en ángulos diferentes (como la Shuttle Radar Topography Mission - SRTM). La interferometría de paso repetido tiene una sola antena y los pares se capturan en un momento diferente cuando el satélite vuelve a la misma posición (Burgos et al., 2017). InSAR se ha aplicado con éxito a la deformación sísmica y a los movimientos volcánicos (Baek & Jung, 2020). La fase interferométrica depende sólo de la diferencia en las trayectorias de viaje de cada imagen, y el proceso interferométrico elimina otras fuentes de error para dejar sólo el contribuyente de interés, que suele ser la elevación o el desplazamiento (Braun & Veci, 2016).

Existen dos tipos de configuración interferométrica, la Interferometría Transversal (XTI) tiene una línea de base ortogonal al vector velocidad y se utiliza generalmente para medir variaciones de altura; y la Interferometría a lo largo de la pista (ATI) tiene la línea de base alineada con el vector velocidad y sus aplicaciones son para medir variaciones en el tiempo (Burgos et al., 2017).

La Figura 1A muestra la captura de dos puntos (P') (como altura de referencia) y (P) con diferencia de altura (H_p) y representado en la misma célula de resolución, donde no se puede medir el cambio de ángulo entre las dos observaciones (Burgos et al., 2017). Sin embargo, en la Figura 1B el sensor tiene una configuración interferométrica, con dos antenas en una plataforma en una línea de base (B). El cambio de ángulo ($\partial\theta$) puede determinarse mediante la fase interferométrica utilizando el rango (R_1) y la altura (H_{sat}) de la plataforma, siendo posible determinar la altura (H_p) del punto (P).

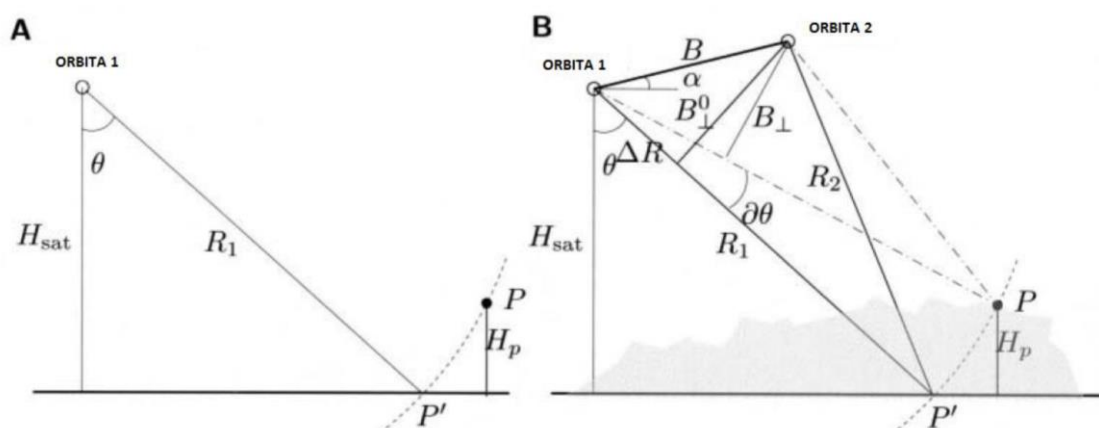


Figura 1. Configuración interferométrica.

Suponiendo que no hay una contribución de fase importante que afecte a la fase interferométrica, la variación del recorrido (ΔR) podría calcularse utilizando la línea de base perpendicular (B_0), la distancia radar-objetivo (R_1), y el desplazamiento entre las celdas de resolución a lo largo de la línea perpendicular al rango de inclinación (q_s).

$$\Delta R = -\frac{B_0 q}{R_1} \quad (9)$$

Entonces, de la ecuación (2), la fase de las imágenes SAR maestra y esclava vienen dadas por las ecuaciones (10) y (11), respectivamente.

$$\phi_m = -\frac{4\pi}{\lambda} R_m + \phi_{scatt1} \quad (10)$$

$$\phi_s = -\frac{4\pi}{\lambda} (R_m + \Delta R) + \phi_{scatt2} \quad (11)$$

Posteriormente, el mapa de fase interferométrica, o interferograma, se forma restando la fase de la imagen esclava a la maestra como se muestra en la ecuación (12), donde la contribución de la fase interferométrica ($\Delta\phi$) es proporcional a (ΔR) dividido por la longitud de onda transmitida (λ).

$$\Delta\phi = \phi_m - \phi_s = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R \quad (12)$$

Sin embargo, el interferograma calculado contiene una variación de fase debida a varios factores como la curvatura de la Tierra, la superficie topográfica, las condiciones atmosféricas, la deformación de la superficie y el ruido debido a la dispersión de la señal.

$$\Delta\phi = \Delta\phi_{DEM} + \Delta\phi_{curv} + \Delta\phi_{def} + \Delta\phi_{atm} + \Delta\phi_{noise} \quad (13)$$

La variación de fase de la superficie topográfica puede expresarse en términos de diferencia de altitud (H_p), y la curvatura de la Tierra depende del rango de inclinación y del ángulo de incidencia de la radiación (θ) con respecto a la captura maestra, como en las ecuaciones (14) y (15) se muestra, respectivamente.

$$\Delta\phi_{DEM} = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_0 H_p}{R_1 \sin\theta} \quad (14)$$

$$\Delta\phi_{DEM} = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_0 s}{R_1 \tan\theta} \quad (15)$$

Además, el interferograma es una imagen modulada de $-\pi$ a π que proporciona una fase de envoltura ambigua de la topografía. El desenvolvimiento de la fase es el proceso de borrar cualquier número entero de altitudes de ambigüedad, dando una medida de la variación real de la altitud. Como resultado del proceso de desenvolvimiento, se obtiene un mapa de elevación en coordenadas SAR.

3.4 Interferometría Diferencial (DInSAR)

DInSAR permite obtener el desplazamiento del suelo a partir de las diferencias de fase en los interferogramas (Massonnet & Feigl, 1998). Esta técnica es conocida por su importante enfoque para el seguimiento del movimiento de tierras. Este movimiento se calcula a partir de los dispersores de la línea de base de las imágenes SAR. Además, la cantidad de imágenes de radar ayuda a eliminar los errores en las variaciones de fase (Susaki et al., 2017).

En DInSAR se combinan un par de imágenes SAR de tal manera que la diferencia de sus distancias al mismo punto está relacionada con la topografía de la escena. Se realizan diferentes adquisiciones de la misma zona en distintos momentos, muestreando la deformación en la zona de interés. Para la construcción del conjunto de interferogramas, cada par de imágenes SAR participa y como resultado mostrará información sobre el desplazamiento negativo o positivo ocurrido entre las adquisiciones maestra y esclava (Sánchez et al., 2010). El desplazamiento del dispersor d se proyecta sobre el rango de inclinación generando el factor de deformación de fase en:

$$\Delta\phi_{def} = \frac{4\pi}{\lambda} d \quad (16)$$

El interferograma diferencial se obtiene restando la contribución de la altitud al mapa de fase interferométrica que requiere un modelo de elevación digital. Sin embargo, la contribución de la atmósfera y el ruido permanecen en el par de trayectorias de radiación.

Por un lado, los diferentes valores de humedad atmosférica, temperatura y presión entre las imágenes maestra y esclava generan consecuencias considerables en el interferograma diferencial. Por otro lado, hay fuentes de ruido de fase en el par de imágenes debido a la presencia de muchas dispersiones elementales en cada célula de resolución.

3.4.1 Ruido de Fase

Hay tres contribuciones principales al ruido de fase.

- Cambios temporales: En el caso de las zonas vegetales, los dispersores cambian totalmente después de unos milisegundos. Sin embargo, tanto en las zonas erosionadas como en las urbanas, el efecto se mantiene estable después de años.
- Diferente ángulo de mirada: la combinación de los ecos cambia el moteado, y éste a su vez convierte la fase interferométrica en ruido cuando se encuentra en la línea de base crítica. Este tipo de línea de base depende del alcance del suelo, la pendiente del terreno, la frecuencia del radar y la distancia del objetivo del sensor.
- Dispersión de volumen: la línea de base crítica se reduce en caso de dispersión de volumen y depende de la profundidad del volumen ocupado.

3.4.2 Coherencia

La coherencia es la estimación del ruido de fase mediante el coeficiente de correlación cruzada del par de imágenes SAR. Esta estimación puede realizarse en una ventana pequeña tras la compensación de la fase determinista. La Transformación Rápida de Fourier determina este

coeficiente mediante la detección de frecuencias sinusoidales complejas en el ruido. Por lo tanto, la pequeña ventana se desplaza para cubrir toda la imagen SAR calculando el valor de coherencia para la escena.

Los valores de coherencia van de 0, la fase interferométrica es sólo ruido, a 1, no hay ruido de fase. La coherencia puede servir como medida de calidad de un interferograma para determinar el tipo de cobertura de la superficie y los posibles cambios invisibles en la escena.

3.5 Espectro Electromagnético

Aunque la sucesión de valores de longitud de onda es continua, suelen establecerse una serie de bandas donde la radiación electromagnética manifiesta un comportamiento similar. La organización de estas bandas de longitudes de onda o frecuencia se denomina espectro electromagnético. Comprende desde las longitudes de onda más cortas (rayo gama, rayo X), hasta las kilométricas (telecomunicaciones). Las unidades de longitud de onda varían según su tamaño, para las más cortas se utilizan micrómetros, mientras las más largas se miden en centímetros o metros (Chuvieco, 2019).

A continuación, se describen las bandas, o regiones del espectro electromagnético, que se involucran en el análisis de anomalías térmicas en la superficie terrestre.

Infrarrojo Medio (MIR)

Región del espectro electromagnético comprendida entre 2,5 μm y 25 μm , la gran mayoría de aplicaciones se han restringido al uso de esta zona, una de ellas son los estudios térmicos por su propiedad de detectar energía emitida proveniente de coberturas de altas temperaturas.

Infrarrojo Termal (TIR)

Región electromagnética dividida en dos bandas espectrales comprendidas indicativamente entre 3,0 y 5,0 μm y 7,0 y 12 μm , se emplea para vigilar la temperatura superficial de la tierra y de nubes, límites de masa de aire y tormentas eléctricas, tanto de noche como de día, entre otros muchos usos.

3.6 Anomalías Térmicas

Cuando se habla de anomalía se hace referencia al cambio desmedido de una variable respecto al promedio que ha venido registrando. Por ejemplo, la presencia de materiales con altas temperaturas en la cumbre del cráter de un volcán hace que la radiación emitida en la región de infrarrojo medio (MIR) del espectro electromagnético, se incrementara en un 800% por encima de los niveles registrados para pixeles ubicados lejos de la cumbre (Wright, 2015).

Para el presente proyecto se empleó el algoritmo MODVOLC sobre los resultados de NTI con el fin de detectar mejor estas anomalías térmicas sobre las imágenes MODIS, estos dos algoritmos se describen a continuación.

3.6.1 Normalized Thermal Index (NTI)

Las superficies termalmente homogéneas pueden ser discriminadas con base en la diferencia en las radiancias emitidas entre el rango 4 y 12 μm . Esta diferenciación se efectúa mediante la ayuda de la detección de "Hot Spots" sobre el volcán por medio del contraste natural de la relación termal entre la banda MIR y TIR, bandas 21 o 22 y 32 respectivamente, de las imágenes MODIS (Wright et al. 2015). En esta relación se observa que una adición pequeña en la

temperatura irradiada por el volcán hace que el píxel termalmente homogéneo cambie su pendiente en la gráfica de las curvas espectrales MIR y TIR, esto porque la primera cambia dramáticamente con respecto a la segunda, como se observa en la Figura 2.

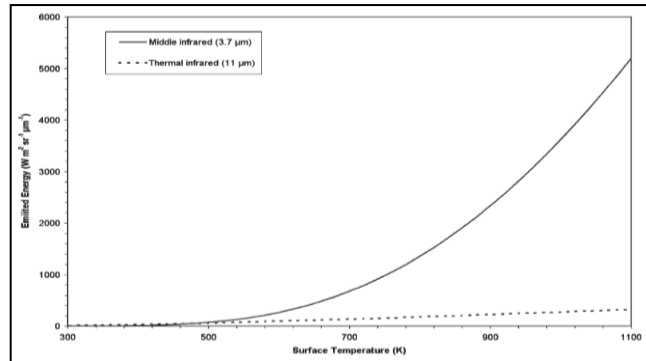


Figura 2. Relación energía emitida según la temperatura de la superficie, para longitudes de onda de Infrarrojo Medio e Infrarrojo Termal.

Por esta razón al normalizar la diferencia y adición entre estas dos bandas permite ponderar los niveles de radiación emitidos por estas superficies, cambiando así aquellas superficies que emiten cantidades de radiación más bajas en la longitud de onda del MIR, es decir, nubes frías (Wright et al. 2015).

NTI se calcula utilizando la ecuación:

$$NTI = \frac{R21 - R32}{R21 + R32} \quad (17)$$

Siendo $R21$ y $R32$ los valores de radiancia las imágenes MODIS en las bandas 21 y 32 respectivamente.

Los valores registrados por NTI varían entre -1,1 y 0 reflejando la temperatura de distintas clases de cubiertas oceánicas, nubes frías, lava activa, entre otras, esta última se diferencia de las demás por sus valores más altos como se muestra en la Figura 3.

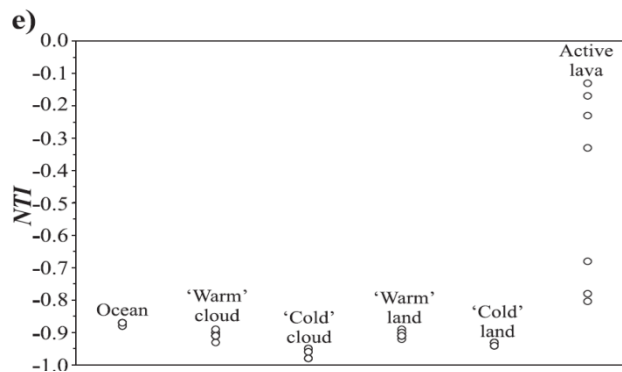


Figura 3. Respuestas NTI para diferentes tipos de coberturas.

3.6.2 MODVOLC

MODVOLC toma los valores obtenidos luego de aplicar NTI y los clasifica en dos grupos, los anómalos termalmente y los no anómalos, esta clasificación se realiza mediante la implementación de un umbral. El problema radica en que un único umbral para NTI no aislará con éxito los pixeles anómalos en todos los volcanes, esto debido a que el cálculo de este algoritmo no se efectúa únicamente en función del tamaño y temperatura del punto caliente, sino también con base a la temperatura ambiente que rodean la zona activa, por esta razón es importante fijar un valor suficientemente bajo para que se identifiquen la mayor cantidad de puntos calientes (Wright et al. 2015).

Con el fin de determinar este umbral, el HIGP calculó el NTI para más de 100 volcanes en una amplia gama de localizaciones, de esta manera se obtendría un resultado globalmente estable de -0,80.

4. Área de Estudio y Datos

4.1 Volcán Galeras

El volcán Galeras es un estratovolcán andino situado en la región colombiana de Nariño, a 8 km de la ciudad más importante de la región llamada San Juan de Pasto. La Figura 4 muestra la topografía de la región, que tiene altitudes de 0 sobre el nivel del mar en el oeste en las playas de San Andrés de Tumaco, e incluye en el este importantes montañas junto con estructuras volcánicas que tienen un interés específico debido a su proximidad a los asentamientos poblados (CORPONARIÑO, 2017). Esta zona se distingue por su alta vulnerabilidad con respecto a la población, la infraestructura industrial y la producción agrícola, que se asientan en todas las áreas de riesgo de uno de los volcanes más activos de Colombia. En el municipio hay 383.846 habitantes en 109.715 edificios residenciales. La principal actividad comercial está relacionada con el comercio de manufacturas y alimentos; y los cultivos de papa son el principal interés agrícola (DANE, 2019).

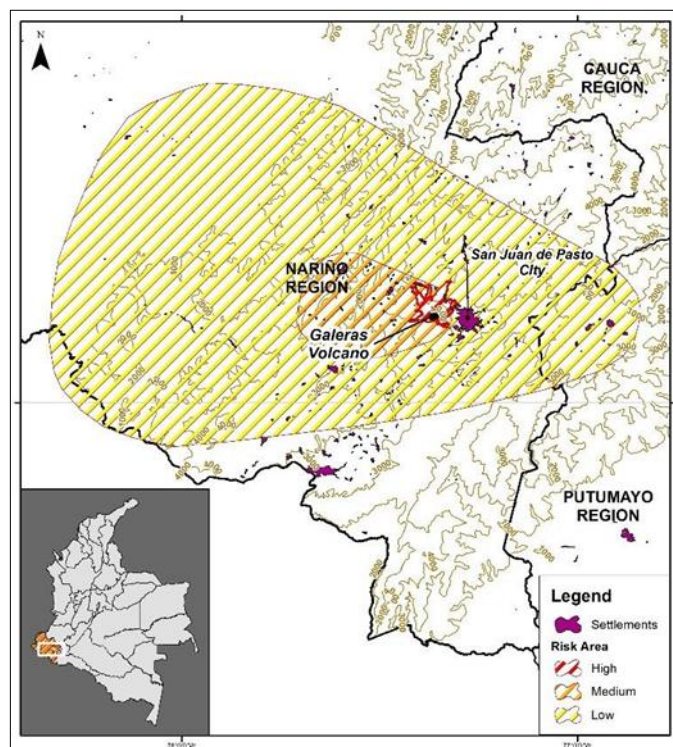


Figura 4. Localización Volcán Galeras.

4.1.1 Reportes de Erupciones

Según el informe extraordinario del volcán Galeras, el 12 de junio de 2018 se produjeron varios sismos relacionados con la fractura del material cortical. Estos se denominan Volcanotectónicos, destacando los ocurridos a las 04:35, 04:36 y 04:46 horas, los cuales se localizaron hacia el lado oriental del Complejo Volcánico Galeras dentro de una distancia radial aproximada entre 4.5 y 6.0 km con respecto al cráter del volcán. Su profundidad media se cuantificó en menos de

6 km (con respecto a la cima, nivel de referencia sobre los 4200 de altura) y alcanzaron magnitudes de 4,5, 4,3 y 3,4 en la escala de Richter respectivamente. De acuerdo con los informes preliminares de la Oficina de Gestión del Riesgo de Desastres del Municipio de Pasto, de manera cósmica se generaron algunos daños en viviendas, y edificios, en el sector norte de la ciudad de San Juan de Pasto.

Esta sismicidad ocurrió en una región epicentral similar a la reportada en los pasados sismos registrados el 29 de mayo y el 2 de junio de 2018. Después de los sismos principales mencionados, se produjeron unas 90 réplicas con magnitudes inferiores a 2,8 en la escala de Richter. Otros parámetros de tipo geofísico y geoquímico que se registraron a partir del monitoreo permanente de la actividad del volcán Galeras se mantuvieron estables en niveles bajos.

Adicionalmente, en 2018 el monitoreo del volcán Galeras incluyó una red de estaciones GPS, que se denominan estaciones Barranco (BARA), Chiguaco (CHIG), Cobanegra (COBP), Cufiño (CUFI), Cráter (KRAT), Nariño (NARI) y San Cayetano (SCAN). La Figura 5 muestra la ubicación sobre el área de influencia y la Tabla 2 contiene información sobre el registro de coordenadas antes y después del movimiento telúrico en el volcán. Esta información ofrece el movimiento del suelo en las zonas cercanas al volcán.

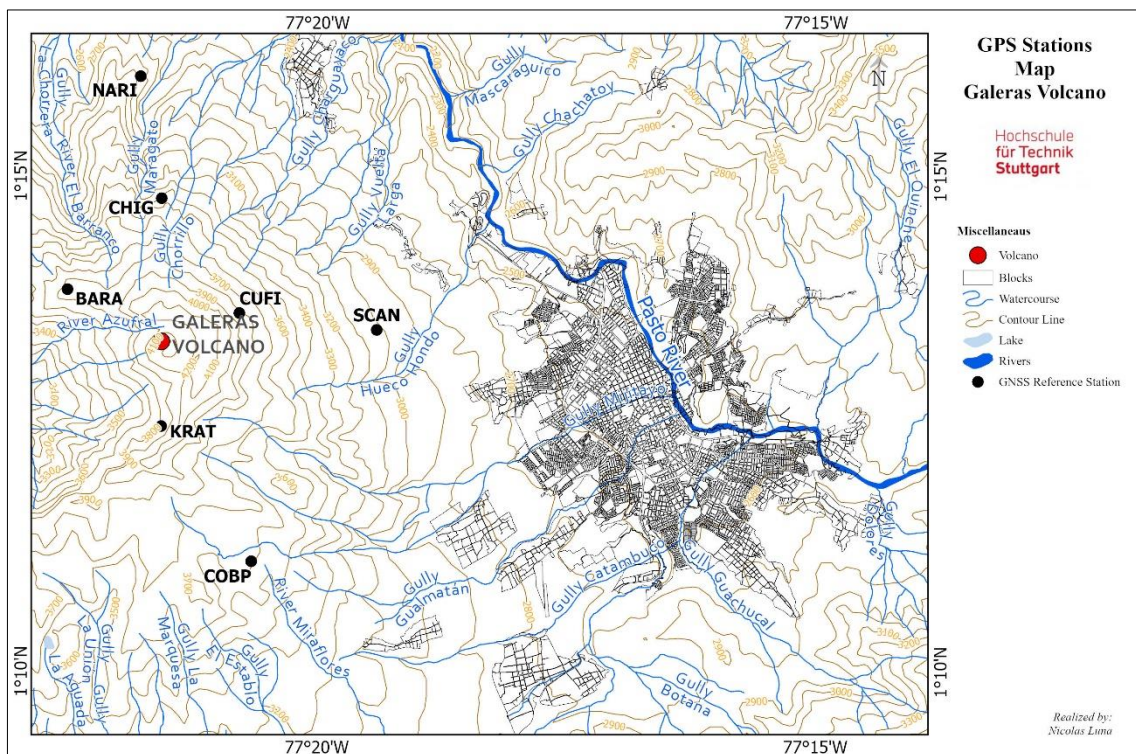


Figura 5. Localización Estaciones de GPS.

Tabla 2. Coordenadas Estaciones de GPS.

Estación	Coordenadas antes del sismo	Coordenadas después del sismo	Desplazamiento (cm)
NARI	1395661.828 ± 0.004	1395661.83 ± 0.004	0.76 ± 0.1
	-6224891.005 ± 0.010	-6224891.005 ± 0.010	

	140187.650 ± 0.002	140187.653 ± 0.002	
	1396265.715 ± 0.003	1396265.723 ± 0.003	
CHIG	-6225489.157 ± 0.008	-6225489.160 ± 0.008	0.92 ± 0.06
	137865.757 ± 0.002	137865.760 ± 0.002	
	1394586.433 ± 0.003	1394586.435 ± 0.003	
BARA	-6226306.153 ± 0.007	-6226306.163 ± 0.008	1.06 ± 0.1
	136224.328 ± 0.002	136224.329 ± 0.002	
	1397767.720 ± 0.004	1397767.723 ± 0.004	
CUFI	-6225520.183 ± 0.010	-6225520.174 ± 0.011	1.01 ± 0.1
	135738.131 ± 0.002	135738.130 ± 0.003	
	1400095.077 ± 0.003	1400095.081 ± 0.004	
SCAN	-6224209.473 ± 0.008	-6224209.472 ± 0.010	0.57 ± 0.2
	135410.352 ± 0.002	135410.351 ± 0.002	
	1396400.675 ± 0.002	1396400.680 ± 0.002	
KRAT	-6226116.735 ± 0.007	-6226116.737 ± 0.007	0.58 ± 0.03
	133638.720 ± 0.002	133638.719 ± 0.002	
	1397943.641 ± 0.003	1397943.642 ± 0.003	
COBP	-6225387.227 ± 0.008	-6225387.224 ± 0.008	0.36 ± 0.04
	131115.351 ± 0.002	131115.351 ± 0.002	

4.2 Sentinel 1

Sentinel-1 es un grupo de satélites de radar que proporciona imágenes diurnas y nocturnas constantes en banda C. Esta misión mejora el tiempo de revisita, la cobertura y la difusión de los datos para priorizar las áreas de vigilancia marina y terrestre y los servicios de emergencias. Además, Sentinel-1 ofrece imágenes de masas terrestres con una alta resolución espacial a intervalos regulares. Las operaciones programadas en el sistema incluyen el modo principal con una amplia franja de 250 km y una alta geometría de unos 20 m en el nivel 1 (ESA, 2020a).

Además, esta constelación de satélites puede operar en 4 modos diferentes, Stripmap (SM), Interferometric Wide swath (IW), Extra Wide swath (EW) y Wave (WV). En IW los datos se capturan utilizando la técnica de imagen del SAR de barrido progresivo (TOPSAR). Además, para asegurar la alineación de los pares interferométricos, las ráfagas se sincronizan de pasada en pasada.

Sentinel-1 dispone de una antena para recoger imágenes de los mismos pulsos en una polarización específica de forma concurrente. Puede transmitir y recibir una señal tanto en polarización horizontal (H) como vertical (V), y la intensidad de la retrodispersión puede medirse y analizarse a partir de sus propiedades.

4.2.1 Nivel SLC 1

El producto de Nivel 0 (datos brutos) se transforma mediante la estimación del centroide Doppler, el enfoque complejo de aspecto único y el procesamiento de las imágenes para generar

los productos SLC y GRD que son los productos de Nivel 1. Este proceso es realizado por el Servicio de Procesamiento de Instrumentos (IPF) mediante la aplicación de algoritmos.

Los productos de Nivel 1 del Complejo de Aspecto Único (SLC) son datos SAR enfocados, georeferenciados utilizando datos de órbita y altitud de los satélites, y proporcionados en geometría de rango inclinado. Los productos conservan la información SAR utilizando todo el ancho de banda de la señal disponible y muestras complejas (reales e imaginarias).

El modo IW, que tiene tres sub-bandas, tiene tres imágenes en polarización simple y seis imágenes en polarización doble. Cada sub-banda consiste en una serie de ráfagas acimutales enfocadas individualmente con demarcación de relleno negro entre ellas. Además, IW genera una ráfaga enfocada que tiene una duración de 2,75 segundos y una superposición de ráfagas de aproximadamente 0,4 segundos.

Las imágenes de todas las ráfagas en todas las sub-trayectorias de los productos IW SLC se remuestrean a una cuadrícula común de espaciado de píxeles en rango y acimut (ESA, 2020b).

4.3 MODIS

MODIS es un instrumento a bordo de los satélites Terra (EOS AM) y Aqua (EOS PM). El satélite Terra órbita alrededor de la tierra de norte a sur en horas de la mañana, mientras que Aqua pasa de sur a norte en horas de la tarde. Terra MODIS y Aqua MODIS sobrevuelan la superficie de la tierra entera cada 1 o 2 días, la adquisición de datos se registra en 36 bandas espectrales o grupos de longitudes de onda. Estos datos mejorarán la comprensión de la dinámica global y los procesos que ocurren en el planeta. MODIS está desempeñando un papel vital en el desarrollo de modelos de sistemas de la tierra capaces de predecir el cambio global con precisión suficiente para ayudar a los responsables políticos a tomar decisiones acertadas sobre la protección del medio ambiente.

El instrumento MODIS ofrece una alta sensibilidad radiométrica (12 bits) en 36 bandas espectrales que varían en longitud de onda de 0,4 μm , a 14,4 μm . Las respuestas son personalizadas adaptadas a las necesidades individuales de la comunidad de usuarios. Dos bandas se visualizan con una resolución nominal de 250 m en el nadir, cinco bandas de 500 m, y las bandas restantes (29) veintinueve, a 1 km. A ± 55 grados de exploración en la órbita EOS a 705 km, se consigue capturar una franja 2.330 km y ofrece una cobertura global cada uno o dos días.

Los productos de MODIS vienen de la información suministrada por las dos misiones satelitales de la NASA, Terra y Aqua, y en general las especificaciones técnicas de estos satélites son iguales, la diferencia radica en el momento de obtención de los datos superficiales, como se explicó anteriormente TERRA realiza la captura en horas de la mañana y AQUA en las horas de la tarde, por esta razón la inercia térmica, capacidad de los materiales de absorber y entregar calor, de AQUA será mayor. Sin embargo, las imágenes a utilizar serán de tiempo nocturno por esta razón los productos de ambos satélites se procesarán de igual manera. MOD02 y MYD02 son unos de los productos generados a partir del sensor MODIS a bordo de TERRA y AQUA, respectivamente, y fueron seleccionados por contener intervalos del espectro electromagnético que mejor registran este tipo de información. La banda 21 y 22 de este producto tienen un ancho de banda de 3.929 a 3.989 μm correspondiente al infrarrojo medio y son utilizadas principalmente en el cálculo de temperaturas terrestres. La banda 32 se encuentra localizada en la

zona termal del espectro electromagnético, 11.770 - 12.270 μm , y su principal aplicación es igual a la señalada para la banda 21 y 22 con la diferencia que con el aumento de la temperatura superficial la energía emitida registrada es mucho menor.

El paquete Emissive 1km, del almacén de datos MOD02 y MYD02, contiene las 16 últimas bandas de estos productos, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35 y 36, y la resolución espacial de cada una de estas bandas es de 1.1 km, el factor de escalamiento y el offset de estos datos vienen en los metadatos adjuntos a cada una de las imágenes, lo que permitirá obtener la radiancia capturada por el sistema a 32 bits; los datos crudos solo es un escalamiento integral con fines de ocupar menos espacio en disco, 16 bits.

Por último, los productos antes mencionados contienen paquetes de datos con los índices de incertidumbre por píxel en cada banda, estos se encuentran en un intervalo entre 0 y 15, y su función consiste en expresar la incertidumbre de los valores de radiancia ya que las bandas reflectivas no reportan éstos. Sin embargo, el valor 15 se encuentra reservado para píxeles en los que no fue posible realizar el proceso de calibración, por esta razón píxeles con este valor no deben hacer parte del procesamiento.

4.4 SNAP

La Plataforma de Aplicaciones Sentinel (SNAP) tiene una arquitectura común para todas las cajas de herramientas Sentinel. La arquitectura SNAP es ideal para el procesamiento y análisis de la observación de la Tierra gracias a las siguientes innovaciones tecnológicas Extensibilidad, portabilidad, plataforma modular, abstracción general de datos de observación de la Tierra, gestión de la memoria y un marco de procesamiento de gráficos.

Brockmann Consult, Array Systems Computing y CS, denominado SNAP, están desarrollando conjuntamente una arquitectura común para todas las cajas de herramientas de Sentinel con las siguientes características: una misma arquitectura para todas las cajas de herramientas, rápida visualización de imágenes, marco de procesamiento gráfico (GPF) para realizar flujos de trabajo desde los usuarios, gestión de capas incluyendo nuevos formatos, reproyección y ortorectificación, geocodificación mediante puntos de control del terreno (GCP), DEM SRTM, y biblioteca de productos. Además, SNAP utiliza tecnologías como NetBeans, Install4J, GeoTools, GDAL, Jira y Git (ESA, 2020c).

4.4.1 SNAPHU

Este algoritmo plantea el desenvolvimiento de la fase como un problema de estimación de máxima probabilidad a posteriori (MAP). Su objetivo principal es calcular la solución más probable dados los datos de entrada observables. Dado que los estadísticos que relacionan los datos de entrada con la solución están sujetos a la calidad de las mediciones, SNAPHU tiene 3 modelos estadísticos incorporados: para datos de topografía, datos de deformación y datos genéricos suaves. El problema de optimización planteado se resuelve de forma aproximada con el uso de técnicas de flujo de red (ESA, 2020d).

5. Metodología

La Figura 6 muestra el flujo de trabajo general del proceso. El primer bloque de tareas corresponde a las actividades realizadas sobre productos de RADAR, donde las imágenes de Sentinel-1 fueron proporcionadas desde <https://search.asf.alaska.edu/> y preprocesadas para obtener el interferograma. Estas escenas tuvieron que ser corregidas debido a la diferencia en la fecha de captura y con el fin de obtener la fase y coherencia en la formación del interferograma, que fusionó toda la ráfaga de información en un único producto para cada par de escenas en el proceso de debursting. La etapa de DInSAR fue el proceso para eliminar la influencia de la topografía en la fase, seguido por el filtrado Goldstein, que limpió el ruido en la señal resultante y mostró las franjas en las zonas donde se registraron los movimientos del terreno. Posteriormente, se realizó el desenvolvimiento de la fase y el cálculo del desplazamiento, para finalmente, mediante la etapa de corrección del terreno asignar unidades métricas al producto final, cuantificando el movimiento del suelo debido a la actividad del volcán y mostrando las zonas de alta susceptibilidad mediante mapas de desplazamiento.

Adicionalmente, las imágenes MODIS fueron descargadas y acotadas a la zona de interés, donde se realizó el proceso de escalamiento con el fin de encontrar los valores reales de radiancia. Subsecuentemente, el valor de NTI fue calculado con el fin de generar el mapa termal del volcán Galeras para la fecha con actividad volcánica.

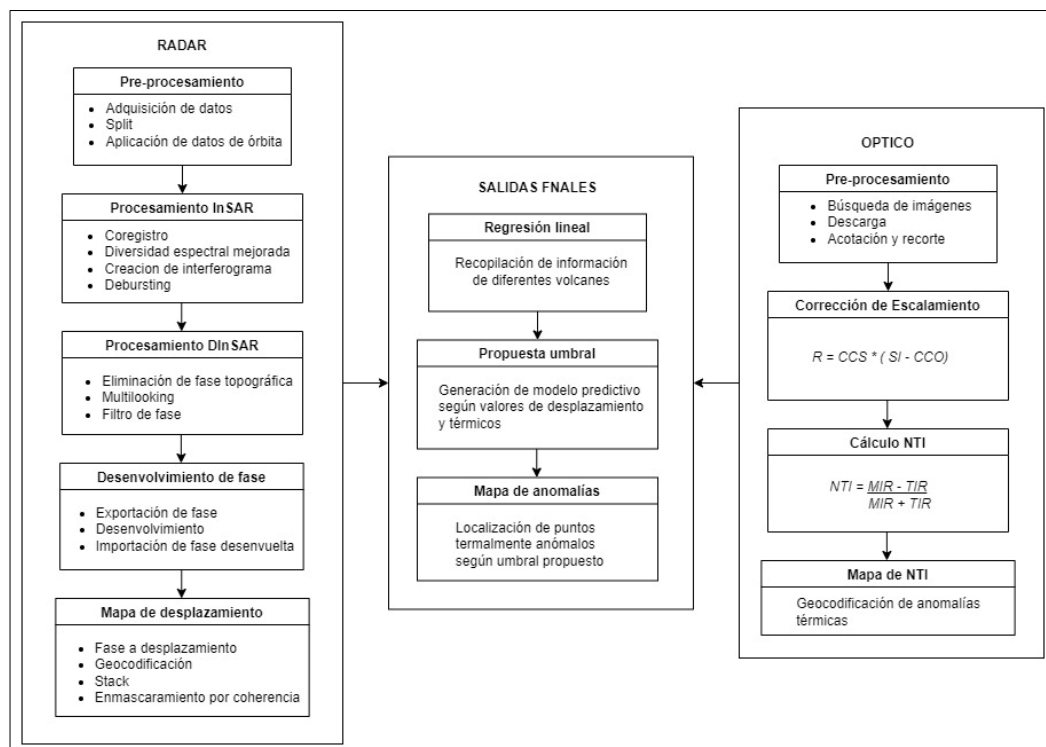


Figura 6. Flujo de trabajo.

Finalmente, los valores de desplazamiento son adicionados al modelo de NTI construido a partir de los datos estructurales de volcanes con diferente localización y actividad. De esta mane-

ra, se realiza un procedimiento estadístico con el fin de ponderar características y determinar un nuevo umbral termal que considere las características de ubicación de los edificios volcánicos. A partir de este valor fue posible determinar las anomalías térmicas en las zonas aledañas al cráter del volcán en periodo de posible erupción.

5.1 Preprocesamiento datos de RADAR

Las imágenes de Sentinel-1 se adquirieron en formato Single Look Complex (SLC) que se georeferenciaron según la información obtenida de la órbita y la altitud del satélite. Los datos se proporcionaron en una geometría de rango inclinado que es la coordenada de observación del rango natural del radar, definida como la línea de visión desde el radar a cada objeto reflectante (ESA, 2020a).

La ubicación se dibujó en el portal utilizando la herramienta de dibujo de cajas en el grupo de formas de selección. A continuación, las coordenadas del polígono dibujado se incluyeron en el cuadro de interés de forma automática mediante un proceso interno de la aplicación y se filtró el conjunto de datos en Sentinel-1. De esta manera, se obtuvieron los productos dentro del área requerida, siendo filtrados según las fechas de captura.

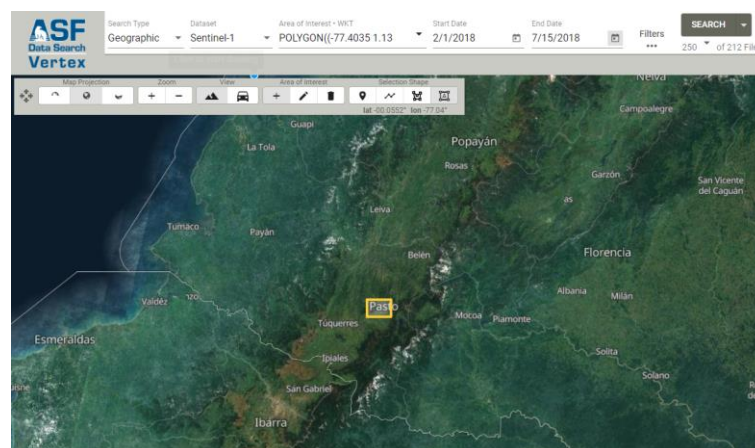


Figura 7. Interfaz ASF Portal.

Las fechas de la información requerida se establecieron en la página web de la ASF tras el evento sísmico registrado por el SGC en los informes diarios. Como se explica en detalle en el apartado 4.1.1, se produjo un movimiento telúrico el 12 de junio de 2018 a las 4:35 horas (GMT+5) que tuvo una magnitud de 4,5 en la escala de Richter. Además, los productos tienen un intervalo de tiempo de adquisición de 12 días en sentido ascendente, por lo que y centrando la investigación en un promedio del desplazamiento a partir de 6 interferogramas, los archivos elegidos para la descarga fueron 4 meses antes del evento y hasta unas semanas después. En consecuencia, la fecha de inicio se fijó en el 01/11/2017 hasta el 15/07/2018.

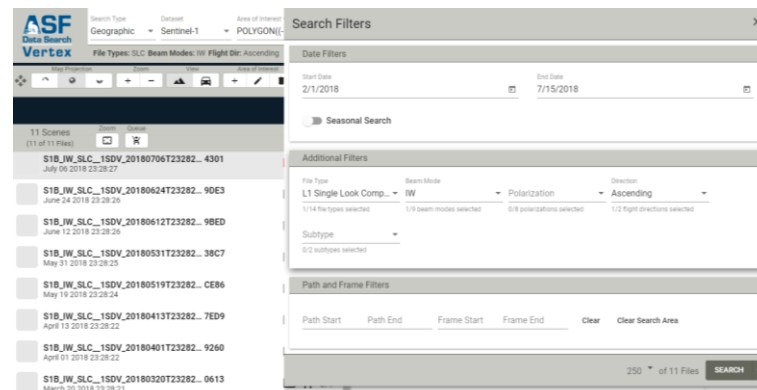


Figura 8. Filtro de búsqueda.

Los productos se descargaron y almacenaron en una unidad local para ser procesados mediante SNAP. La caja de herramientas Sentinel se descargó de <http://step.esa.int/main/download/snap-download/> que es el portal de software SNAP de la ESA y se instaló en el sistema operativo Windows 64 Bits. Además, el ordenador en el que se procesaron los interferogramas tenía Windows 10 Home, procesador AMD Ryzen 5 2500U con tarjeta gráfica Radeon Vega Mobile Gfx de 2,00 GHz, y 16 GB de memoria de acceso aleatorio (RAM).

Como la cadena de procesamiento es muy exigente en cuanto a memoria, se ejecutó una división de los datos para obtener sólo el área de interés. La herramienta de división permitió seleccionar aquellas ráfagas de la subsonda donde se encuentra el volcán y se seleccionó el VV de polarización del producto de la división.

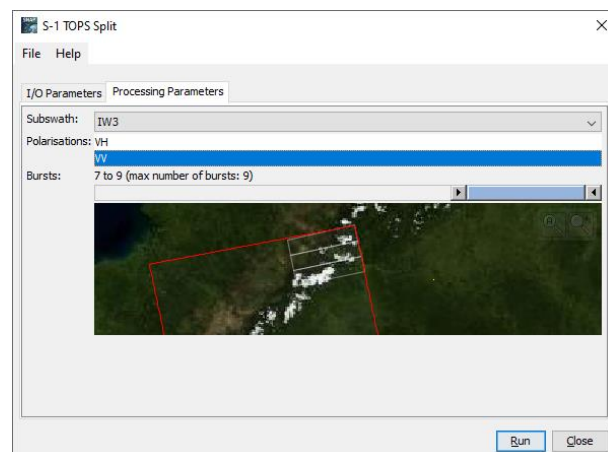


Figura 9. Selección de subsonda, polarización y ráfagas.

La siguiente tabla muestra el código XML para la selección de selección de los parametros indicados.

Tabla 3. Código de filtrado.

```

<?xml version="1.0"?>
<parameters>
  <subswath>IW3</subswath>
  <selectedPolarisations>VV</selectedPolarisations>
  <firstBurstIndex>7</firstBurstIndex>
  <lastBurstIndex>9</lastBurstIndex>
</parameters>
  
```

Después de dividir el producto original, se aplicó el archivo de órbita a las imágenes de Sentinel-1, ya que las órbitas precisas se producen regularmente unas semanas después de la grabación de la imagen. Así, los productos obtuvieron la información sobre la posición del satélite durante la adquisición de los datos SAR (ESA, 2020c). La siguiente imagen muestra los parámetros utilizados para refinar los vectores de estado de la órbita actualizando la información de los metadatos abstractos, se utilizó el 3er orden polinómico para interpolar las posiciones al tiempo de acimut de aproximación más cercano (ESA, 2020c).

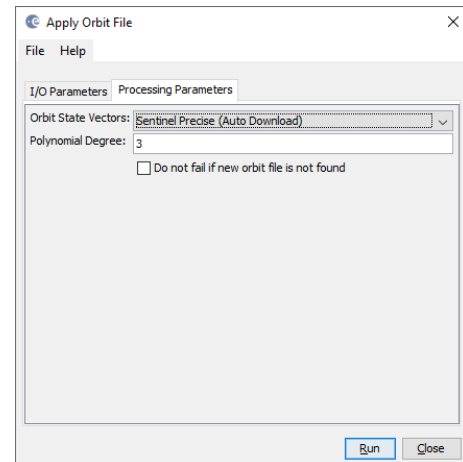


Figura 10. Aplicación de parámetros de orbita.

Para el proceso interferométrico, se selecciona una imagen como maestra y las restantes como esclavas. Los píxeles de las imágenes esclavas se desplazan para alinearse con la imagen maestra con una precisión de subpíxeles. El corregistro garantiza que cada objetivo contribuye al mismo píxel (rango, acimut) tanto en la imagen maestra como en la esclava (Braun & Veci, 2016).

5.2 Procesamiento InSAR

InSAR requería la coincidencia de características comunes en al menos un par de imágenes. Por lo tanto, un paso esencial para reducir el ruido y determinar la diferencia de fase fue el registro y la alineación de las imágenes SAR (Li & Bethel, 2008).

Utilizando la herramienta Back Geocoding fue posible coregistrar ambos productos, imágenes maestras y esclavas, basándose en la información orbital establecida anteriormente y el DEM descargado por el software. Este proceso incluyó dos imágenes, donde se seleccionó la capturada el 12/06/2018 como escena maestra. Además, se eligió el DEM de la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) con 1 arco-segundo de resolución en formato HTG, y la interpolación bilineal como método de remuestreo para obtener tanto los valores de elevación del archivo DEM original como los valores de los píxeles de la imagen origen.

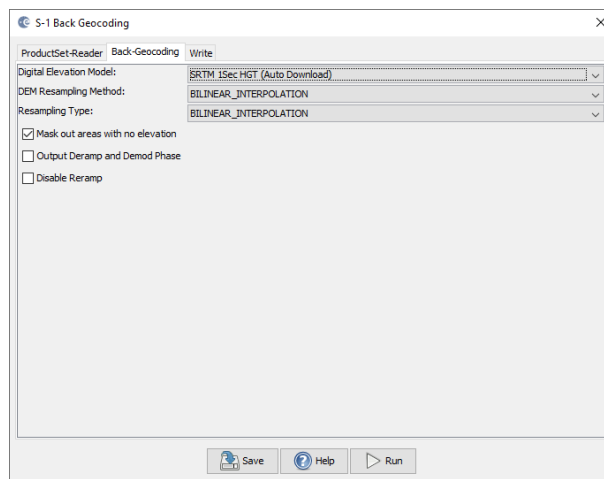


Figura 11. Parámetros Back Geocoding.

Como ajuste final en este paso, se marcó la casilla de enmascarar zonas sin elevación para evitar artefactos a lo largo de las zonas planas, y se desmarcó el almacenamiento de la fase Deramp, Desmod y Reramp.

El operador de Diversidad Espectral Mejorada implementa el método de Diversidad Espectral Mejorada en Red (NESD) para el co-registro TOPS (Fattahi et al., 2017). Esto creó una red de imágenes y estimó los desplazamientos acimutales y de alcance mediante la resolución de un problema de optimización. Así mismo, este operador evaluó los desplazamientos rígidos de acimut y alcance de una imagen maestra considerando los desplazamientos de múltiples pares de imágenes. Este proceso crea una red en la que los nodos representaban los productos tras el correregistro y los arcos corresponden a los desplazamientos de los pares de imágenes (ya sea el rango o el acimut). En el caso de la red de integración de alcance, el par de imágenes se estimó mediante correlación cruzada, y en el caso de la red de integración de acimut, la estimación se calculó mediante el método de Divergencia Espectral Mejorada (ESD) (Yague-Martinez et al., 2016). El procedimiento ESD utilizó los datos en las zonas de superposición de las ráfagas adyacentes y aplicó los movimientos de alcance y acimut a cada ráfaga utilizando las estimaciones anteriores.

Los parámetros se establecieron dando importancia a las relaciones entre el tiempo de procesamiento y la estimación precisa. La Ventana de Registro representaba el tamaño del subconjunto de la imagen utilizado para la correlación cruzada. Search Window Accuracy in Azimuth and Range Direction significaba la precisión en ambas direcciones para la correlación máxima, y Cross-Correlation Threshold fue el umbral para el valor de correlación cruzada normalizado. El umbral de coherencia para la eliminación de valores atípicos se utilizó para determinar los píxeles con una coherencia superior al umbral en la estimación del desplazamiento acimutal, y la función de peso fue el valor para cada píxel que se calculó.

El interferograma se generó mediante la multiplicación cruzada de la conjugación entre las imágenes esclava y maestra. La amplitud se multiplicaba y la fase era el resultado de la diferencia entre ambas fuentes. Sin embargo, el interferograma computado tendría variación de fase por la curvatura de la Tierra, la topografía, las condiciones de la atmósfera, el ruido por el cambio en la dispersión, y eventualmente por la deformación de la superficie. Entonces, restando las fases de la tierra plana, el interferograma obtenido sólo tenía variación por la topografía, el desplazamiento, la atmósfera y el ruido. La fase de la tierra plana fue una estimación 2d, que utiliza la información orbital y de metadatos en varios puntos distribuidos en la imagen total.

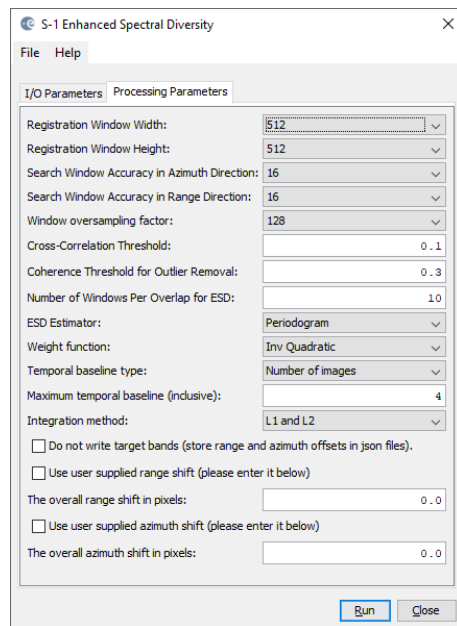


Figura 12. Divergencia espectral mejorada.

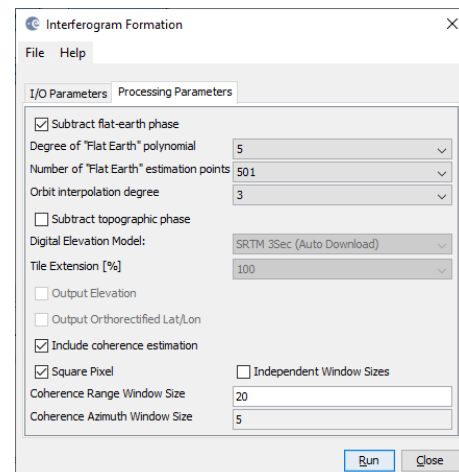


Figura 13. Parámetros de creación del interferograma.

El polinomio de grado 5 fue apto porque normalmente se utiliza para modelar una imagen SAR completa y el área de interés es sólo una pequeña región del producto. Además, 501 puntos de estimación fueron suficientes para el área de 3 ráfagas en una sub-banda, alrededor de 90x60km, porque regularmente este número de puntos se utiliza para una escena SAR de 1000x1000km. Al igual que antes, el grado de la órbita de interpolación fue de 3er orden, y la estimación de la coherencia por píxel cuadrado se incrementó a partir de un tamaño de ventana de 20x5 de rango y azimut, respectivamente.

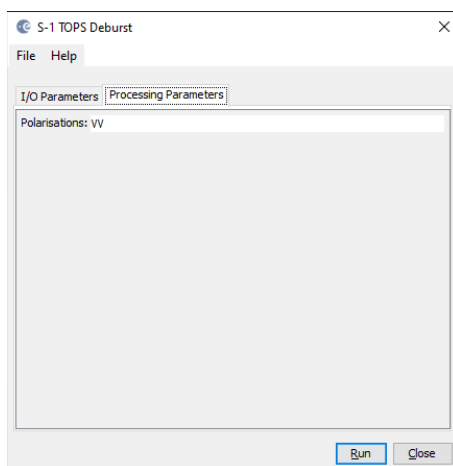


Figura 14. Polarización del Deburst.

Como se aclaró en la sección 4.2.1 (Nivel SLC 1), cada imagen de sub-trayectoria consiste en una serie de ráfagas con una demarcación en negro entre ellas. El deburst fue el proceso para unir todos los datos de las ráfagas en una sola imagen mediante la fusión de la sub-trayectoria adyacente con la misma etiqueta de tiempo en la dirección del alcance, y de acuerdo con los tiempos Doppler Cero en el acimut. En esta herramienta sólo se consideró la polarización para eliminar la zona de demarcación entre las ráfagas (Veci, 2016).

Para automatizar los pasos de esta etapa de la metodología, se hizo un modelo utilizando la herramienta graphBuilder de SNAP.

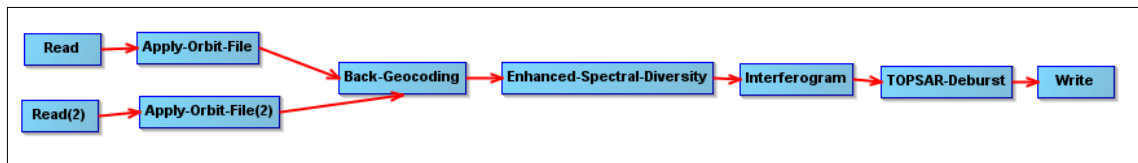


Figura 15. Modelo automatizado de InSAR.

5.3 Proceso DInSAR

Para reducir el tiempo de procesamiento, se realizó un subconjunto a partir del interferograma. Utilizando la herramienta Subconjunto, se recortó el producto fijando el borde a través de las coordenadas geográficas del área de interés.

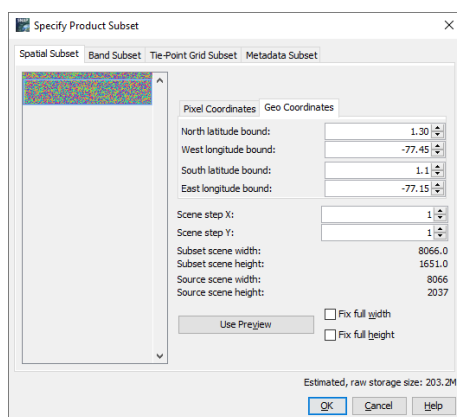


Figura 16. Parámetros del subconjunto.

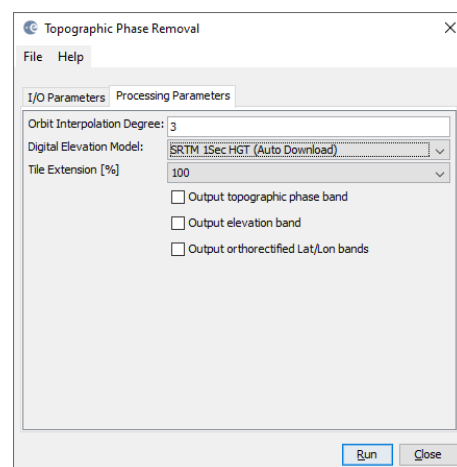
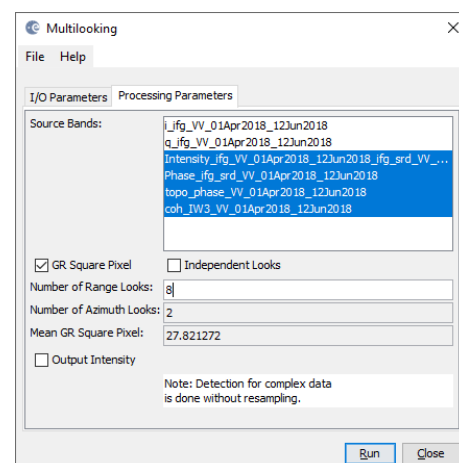


Figura 17. Parámetros para remover fase topográfica.

Se utilizó el método de eliminación topográfica para eliminar la fase inducida por la topografía del subconjunto del interferograma que también contiene componentes de deformación y atmosféricos. El DEM utilizado fue el SRTM con 1 arco-segundo de la resolución espacial al 100% de la extensión de sus baldosas. Finalmente, como en toda la investigación, se utilizó el tercer orden para la interpolación de los datos orbitales.

Las imágenes SAR originales estaban afectadas por el ruido inherente. La combinación incoherente de estas imágenes redujo el aspecto inherente del ruido, dado que los productos correspondían a diferentes aspectos de la misma escena. Además, este procesamiento generó un tamaño de imagen de píxel nominal mediante el cálculo del espaciamiento del alcance del suelo y el espaciamiento del acimut. El píxel cuadrado se determinó mediante el número de apuntamientos de rangos igual a 8, que se eligió teniendo en cuenta el tiempo de procesa-



miento y la escala de la resolución espacial de la imagen de desplazamiento. Figura 18. Parámetros Multilooking.

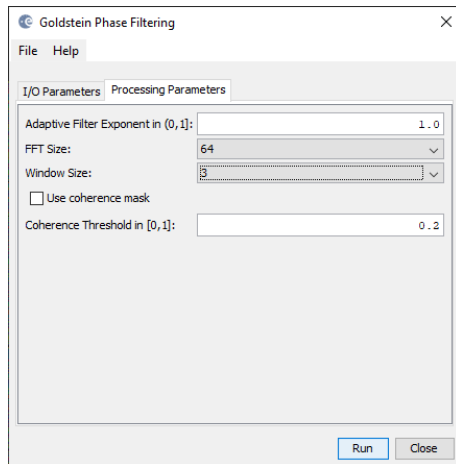


Figura 19. Parámetros de filtrado.

La fase interferométrica puede tener ruido procedente de la descorrelación temporal y geométrica, la dispersión de volumen y otros errores de procesamiento. Para aumentar la calidad del interferograma, se aplicó un filtro de fase especializado llamado Goldstein. Se utilizó la transformación rápida de Fourier (FFT) para aumentar la relación señal-ruido de la imagen (Mahdavi et al., 2018), y para reducir los residuos mejorando la precisión de la fase. El Exponente del Filtro Adaptativo fue de 1.0 para hacer el filtrado más fuerte, el tamaño de la FFT y el Umbral de Coherencia se tomaron por defecto para no gastar mucho tiempo de procesamiento y asegurar la precisión de los resultados.

La siguiente figura muestra los pasos de esta etapa utilizando la herramienta graphBuilder que fueron modelados para ejecutarse más ágilmente.

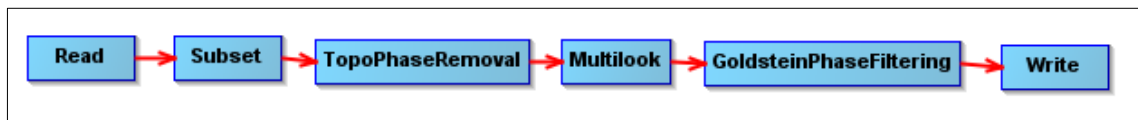


Figura 20. Modelo de automatización DInSAR.

5.4 Desarrollo de Fase

Desarrollo de fase fue el proceso de recuperación de datos de un conjunto bidimensional de valores de fase en unidades de radianes 2π a la altura topográfica. El desarrollo de fase proporcionó la altura relativa o el desplazamiento entre imagen maestra y las esclavas, porque la variación en el interferograma aplanado proporciona una medida de las diferencias de altitud. La fase de desarrollo de fase se obtuvo utilizando SNAP, que es una herramienta externa de SNAP. SNAP es una implementación del Algoritmo de Coste Estadístico y Flujo de Red para el Desarrollo de la Fase que se genera a partir de la máxima probabilidad de estimación. El objetivo de este algoritmo es calcular la solución desentrelazada más probable a partir de los datos de entrada. SNAP tiene tres modelos estadísticos incorporados, para datos de topografía (TOPO), datos de deformación (DEFO), y datos genéricos suaves (SMOOTH), y dos algoritmos; árbol de extensión mínima (MST) y flujo de coste mínimo (MCF), para generar la inicialización a su red interactiva. El MCF utiliza una red de flujo, que determina la posición de cada sección de cortes de rama en función del coeficiente de coste y de la estrategia global de minimización (Dudczyk & Kawalec, 2014), mientras que el MST se ha convertido en una herramienta esencial para filtrar la información incluida en las redes de correlación (Djauhari & Gan, 2015).

Inicialmente, se ejecutó la exportación de datos para que el interferograma sea legible por SNAPHU y para construir un archivo de configuración donde se almacenan los parámetros de procesamiento. Se seleccionó DEFO como modo de coste estadístico porque el objetivo principal del proyecto es determinar la deformación del terreno, MCF como método inicial y 200 píxeles para la superposición de filas y columnas.

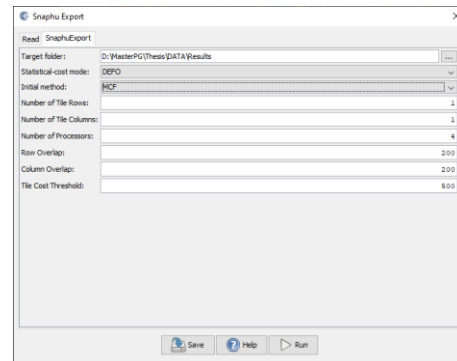


Figura 21. Parámetros de exportación.

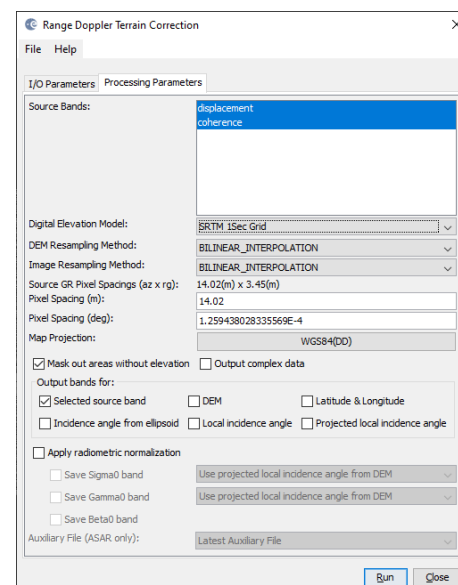
A continuación, se ejecutó la herramienta de desenvolvimiento estableciendo la carpeta donde se generó el archivo de configuración en el paso de exportación de datos. El proceso llevó una cantidad de tiempo considerable porque SNAPHU necesitaba dividir el raster en trozos más pequeños y después los fusionaba basándose en el solapamiento de píxeles seleccionado.

Por último, la fase desenvuelta se cargó en SNAP junto con la fase original en la herramienta de importación del plugin SNAPHU.

5.5 Mapa de Desplazamiento

Debido a que los puntos de dispersión cambian su posición relativa en el intervalo de tiempo entre un par de observaciones SAR, aparece un término de fase aditivo en la fase interferométrica. Sin embargo, la fase aditiva podría ser proporcional a la altitud del terreno, a las diferencias de rango de inclinación o al desplazamiento relativo de la dispersión. Como en los pasos anteriores, el desplazamiento de la superficie se generó restando la influencia del terreno por el DEM y la fase de la Tierra plana, de las diferencias de rango de inclinación, los datos. En consecuencia, se utilizó la herramienta "Phase to Displacement" para convertir la unidad de radianes en un mapa de desplazamiento absoluto en unidades de metros, dando valores positivos por elevación del terreno y negativos por hundimiento de la superficie.

Las distancias estaban distorsionadas por las variaciones topográficas y por la inclinación del sensor del satélite. Los datos de las imágenes que no se registraron en el nadir del sensor presentaban una distorsión y debían rectificarse mediante la herramienta de corrección de terreno Range Doppler. Esta herramienta implementó el método de ortorectificación Range Doppler (Small & Schubert, 2008), utilizando el vector de estado de la órbita, las anotaciones de tiempo del radar, el parámetro de conversión de inclinación a rango de tierra y el DEM, es posible geocodificar las imágenes SAR. Al igual que en los pasos anteriores, se utilizó el DEM del SRMT con una resolución espacial de 1 segundo de arco, interpolación bilineal como método de remuestreo y



un espaciado entre píxeles lo más mínimo posible debido a los parámetros de los metadatos.

Figura 22. Parámetros de corrección del terreno.

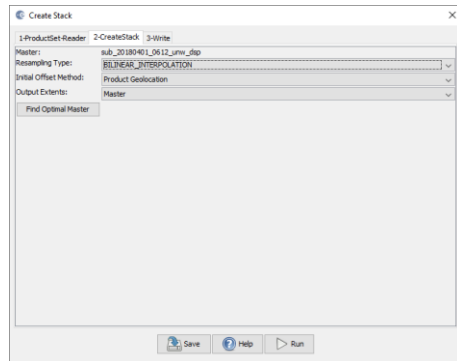


Figura 23. Parámetros del Stack.

Además, el interferograma desenvuelto y el producto del desplazamiento se rectificaron para poder unificarlos en una sola imagen. La herramienta Create Stack permitió almacenar la fase envuelta, la coherencia del interferograma, la fase desenvuelta y el desplazamiento por remuestreo en una trama geográfica.

5.6 Preprocesamiento Datos Ópticos

Los productos MOD02 y MYD02, de los satélites Terra y Aqua, respectivamente, son empleados en el presente proyecto y fueron encontrados en el portal MODIS, <http://ladsweb.nascom.nasa.gov>. Se validó la utilidad de los dos tipos de productos para ampliar la temporalidad y encontrar la imagen más próxima al evento sísmico.

Después de suministrar los parámetros de búsqueda, como localización, fecha, día o noche de captura y tipo de producto a emplear, el portal MODIS enseña las imágenes disponibles online, para posteriormente, luego de un chequeo, seleccionar las adecuadas y proceder a la descarga.

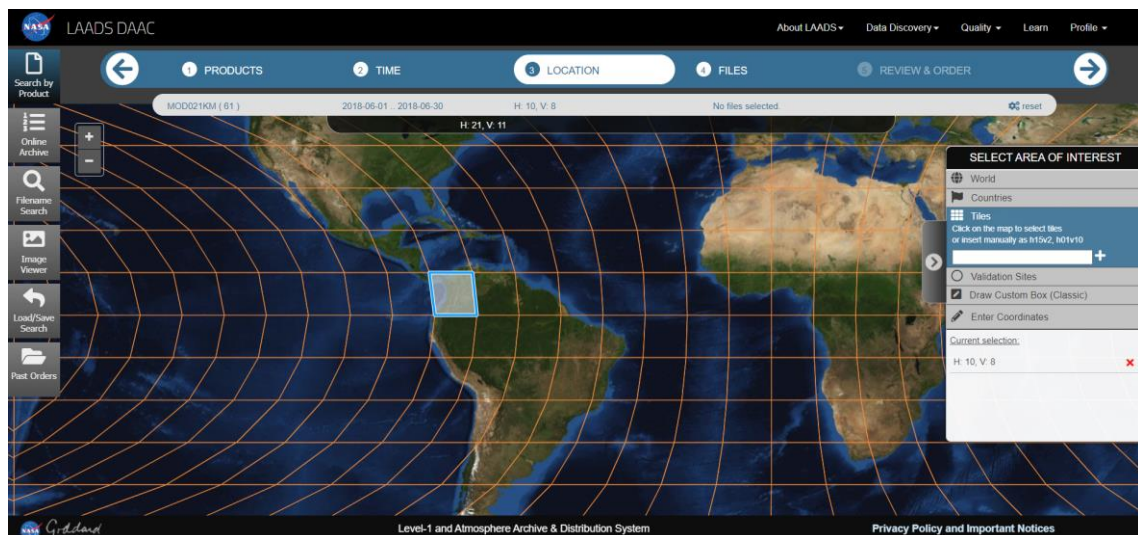


Figura 24. Porta de búsqueda MODIS.

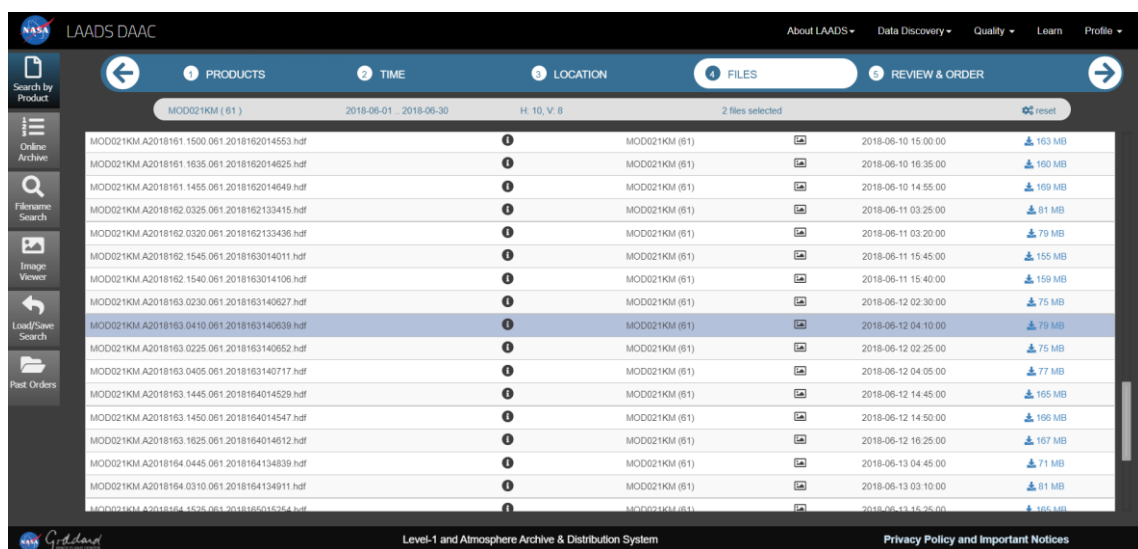


Figura 25. Portal de descarga.

En la descripción del volcán Galeras se encontró que tiene un cráter de 300 m de diámetro y una zona de influencia cerca de 24 km concéntrica al cráter ubicado en latitud $1^{\circ} 13' 43.8''$ y longitud $77^{\circ} 21' 33.0''$ en el sistema de referencia WGS 84, bajo esta premisa se determinó la parte requerida de la imagen por medio de la herramienta Inquire Box del software ERDAS IMAGINE. Las siguientes son las coordenadas de que delimitan el área requerida de la imagen.

ULX: -77,706752
 ULY: 1,569086
 LRX: -77,011093
 LRY: 0,873427

De igual manera, para las imágenes del Volcán Kilauea se delimitó el área según las siguientes coordenadas.

ULX: -155,637830
 ULY: 19,767830
 LRX: -154,942171
 LRY: 19,072171

Donde:

ULX: Muestra la coordenada X de la esquina superior izquierda de la caja.
ULY: Muestra la coordenada Y de la esquina superior izquierda de la caja.
LRX: Muestra la coordenada X de la esquina inferior derecha de la caja.
LRY: Muestra la coordenada Y de la esquina inferior derecha de la caja.

Luego de acotada cada una de las imágenes a procesar, se ejecutó el recorte mediante la herramienta Subset Image de ERDAS IMAGINE.

5.7 Corrección de Escalamiento

Como se mencionó anteriormente los datos de los productos MODIS, MOD02 y MYD02 de los satélites Terra y Aqua, respectivamente, vienen escalados a un sistema entero con el fin de ocupar menos memoria, 16 bits, para encontrar los valores flotantes originales, 32 bits, es necesario realizar una corrección de escalamiento que viene dada por la ecuación:

$$R = CCS * (SI - CCO) \quad (188)$$

Donde R es el valor de radiancia, CCS (Corrected Counts Scales) es el factor de escalamiento, SI entero escalado y CCO (Corrected Counts Offset) es el factor de desplazamiento.

Al revisar los metadatos para cada uno de estos productos, MOD02 y MYD02, se observa que los valores de offset y de escala son igual para cada fecha, su variación solo cambia de banda a banda. Los valores para esta corrección son:

Tabla 4. Factores de escalamiento y offset para bandas 21 y 32 de los productos MOD02 y MYD02.

PRODUCTO	CCS	CCO
MOD02 BANDA 21	0,00314951	2730,583
MOD02 BANDA 32	0,0007296976	1658,221
MYD02 BANDA 21	0,003466903	2730,583
MYD02 BANDA 32	0,0005710013	1658,221

5.8 Modelamiento de las Radiancias para Cálculo de NTI

Utilizando la herramienta Modeler de ERDAS IMAGINE, se consigue calcular el índice termal normalizado (NTI), el cual permite detectar los valores térmicos de los píxeles utilizando los valores del infrarrojo medio y termal. El Modelamiento de esta función se esquematiza a continuación:

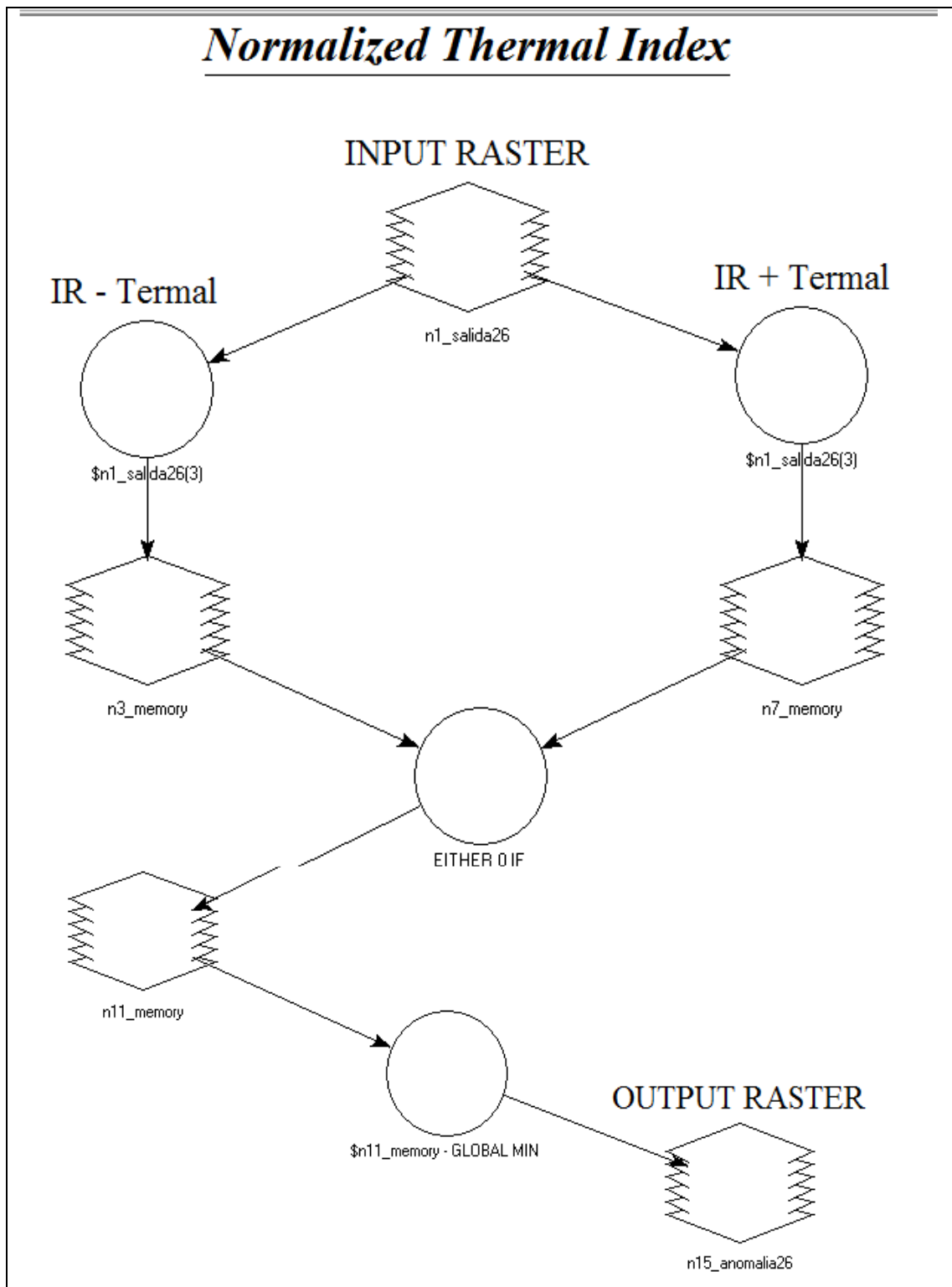


Figura 26. Esquema de modelamiento NTI.

5.9 Mapa Térmico

Finalmente, los valores del índice térmico fueron mapeados junto con objetos cartográficos para un mejor entendimiento de dónde se encuentran ubicados los puntos más calientes. La espacialización de esta información permitió determinar si los puntos calientes obedecían a algún patrón de distribución y que comunidades se verían más afectadas en una posible erupción.

5.10 Regresión Lineal

Los valores de desplazamiento y temperatura fueron registrados con el fin de realizar una comparación con los registros de volcanes permanentemente activos como Kilauea, Cleveland o Nyiragongo. De esta manera, y teniendo en cuenta variables espaciales como altura sobre el nivel del mar, tamaño de cráter y temperatura del edificio volcánico, se extrajo el modelo para determinar el valor del umbral MODVOLC en Galeras con la implementación de la técnica de regresión lineal.

5.11 Propuesta Umbral

Como se explicó en 3.6.2, el umbral propuesto por el HIGP para determinar anomalías térmicas asociadas a erupciones volcánicas es -0.80. Sin embargo, con la hipótesis de que cada edificio volcánico se comporta de manera singular obedeciendo a características propias de localización, temperatura y magnitud de la actividad interna, se planteó un modelo estadístico que permitiera determinar un valor de umbral específico para Galeras. El modelo diseñado asume que el valor de HIGP sigue la siguiente ecuación:

$$NTI = \beta_0 + \beta_1 Temp + \beta_2 Alt + \beta_3 Crat \quad (19)$$

Donde β_0 es la intercepción de la función en el eje de NTI , β_1 es el coeficiente para la variable temperatura, β_2 el coeficiente para la altitud del cráter y β_3 para el diámetro del cráter del edificio volcánico. De esta manera, luego del cálculo de los coeficientes de la regresión lineal para cada variable, se pudo determinar el valor de umbral NTI para el volcán en Nariño.

5.12 Mapa de Anomalías Térmicas

Como último paso del flujo metodológico de este trabajo, se presentaron las anomalías térmicas, luego de evaluar el valor termal con el umbral propuesto, junto con los valores de desplazamiento, en una figura. La finalidad de esta salida final es representar en que sitios se presentó mayor actividad volcánica y como se distribuyen los desplazamientos de la superficie debido a esta.

6. Resultados

Este capítulo contiene los resultados obtenidos siguiendo los pasos descritos en la metodología. Con el fin de mostrar de mejor manera los valores obtenidos, se agrupan los resultados según el tipo de imagen utilizada, óptica o radar.

6.1 Series de Tiempo RADAR

Las imágenes empleadas se enumeran en la Tabla 5. La deformación se calculó como un promedio del desplazamiento entre cada escena y la última (fecha del movimiento telúrico), por ejemplo 1+15, 2+15, 3+15, y así sucesivamente, resultando un total de 14 productos de desplazamiento geocodificados. En el proceso fue posible saber si se minimiza el impacto de las perturbaciones de la fase atmosférica y los errores de desenvolvimiento.

Tabla 5. Imágenes Sentinel-1.

ID	Date	Name
1	08.11.2017	S1B_IW_SLC__1SDV_20171108T232824_20171108T232851_008196_00E7D0_D64B
2	20.11.2017	S1B_IW_SLC__1SDV_20171120T232824_20171120T232851_008371_00ED28_6B36
3	02.12.2017	S1B_IW_SLC__1SDV_20171202T232824_20171202T232851_008546_00F2A5_E4E4
4	14.12.2017	S1B_IW_SLC__1SDV_20171214T232823_20171214T232850_008721_00F832_0425
5	26.12.2017	S1B_IW_SLC__1SDV_20171226T232823_20171226T232850_008896_00FDCD_3ACB
6	19.01.2018	S1B_IW_SLC__1SDV_20180119T232822_20180119T232849_009246_010933_A9FA
7	12.02.2018	S1B_IW_SLC__1SDV_20180212T232822_20180212T232848_009596_0114B9_F583
8	24.02.2018	S1B_IW_SLC__1SDV_20180224T232821_20180224T232848_009771_011A78_EBF5
9	08.03.2018	S1B_IW_SLC__1SDV_20180308T232821_20180308T232848_009946_012056_6269
10	20.03.2018	S1B_IW_SLC__1SDV_20180320T232821_20180320T232848_010121_01260A_0613
11	01.04.2018	S1B_IW_SLC__1SDV_20180401T232822_20180401T232849_010296_012BB5_9260
12	13.04.2018	S1B_IW_SLC__1SDV_20180413T232822_20180413T232849_010471_01315C_7ED9
13	19.05.2018	S1B_IW_SLC__1SDV_20180519T232824_20180519T232851_010996_01423D_CE86
14	31.05.2018	S1B_IW_SLC__1SDV_20180531T232825_20180531T232851_011171_0147EE_38C7
15	12.06.2018	S1B_IW_SLC__1SDV_20180612T232826_20180612T232852_011346_014D5C_9BED

6.1.1 Formación Interferograma

Uno de interferogramas formado a partir del par de escenas se muestra en la Figura 27. El rango de valores varía entre $-3,14$ y $3,14$ porque la fase de la imagen SAR tiene valores de $-\pi$ a π . Además, las líneas entre las ráfagas son fácilmente identificables y la relación señal-ruido es muy alta, lo que hace que la implementación del filtro y la herramienta Debursting sean muy útiles. Del mismo modo, hay algunas zonas claramente localizables en la imagen de coherencia (Figura 28) que no se indican en el interferograma. Es posible que estas regiones con valores cercanos a 1 tengan un efecto de desplazamiento de fase. De igual manera, la Figura 27 muestra que 3 ráfagas en un conjunto de datos es una región más grande que el área de interés, por lo que la aplicación de la herramienta de subconjuntos reduciría el tiempo de procesamiento y centraría el análisis en el volcán y la ciudad junto a él.

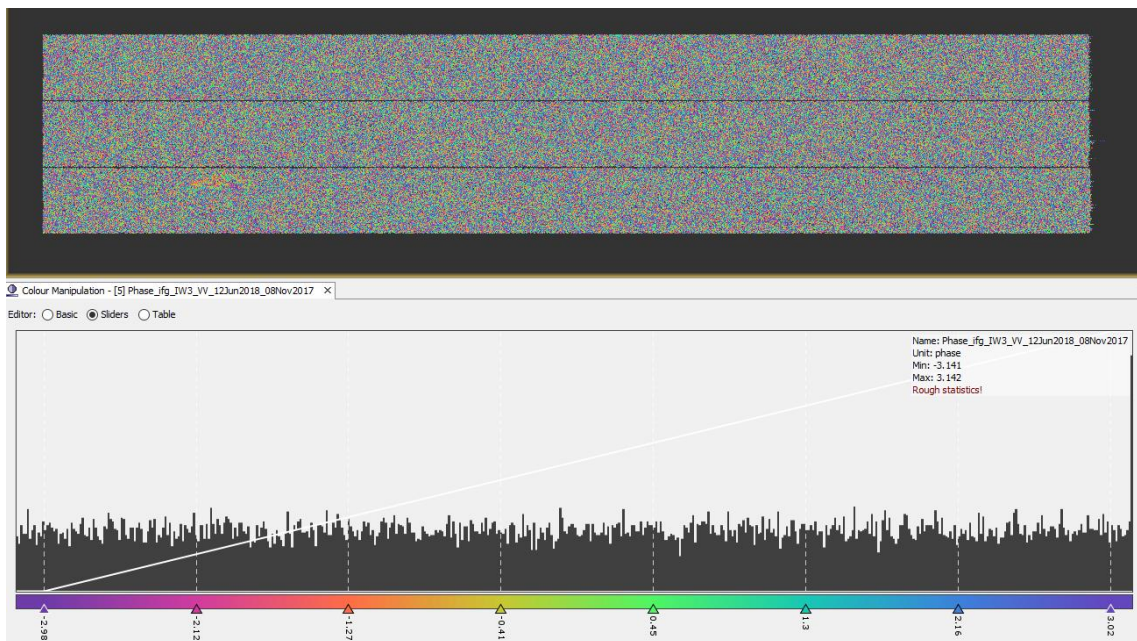


Figura 27. Inteferograma formado.

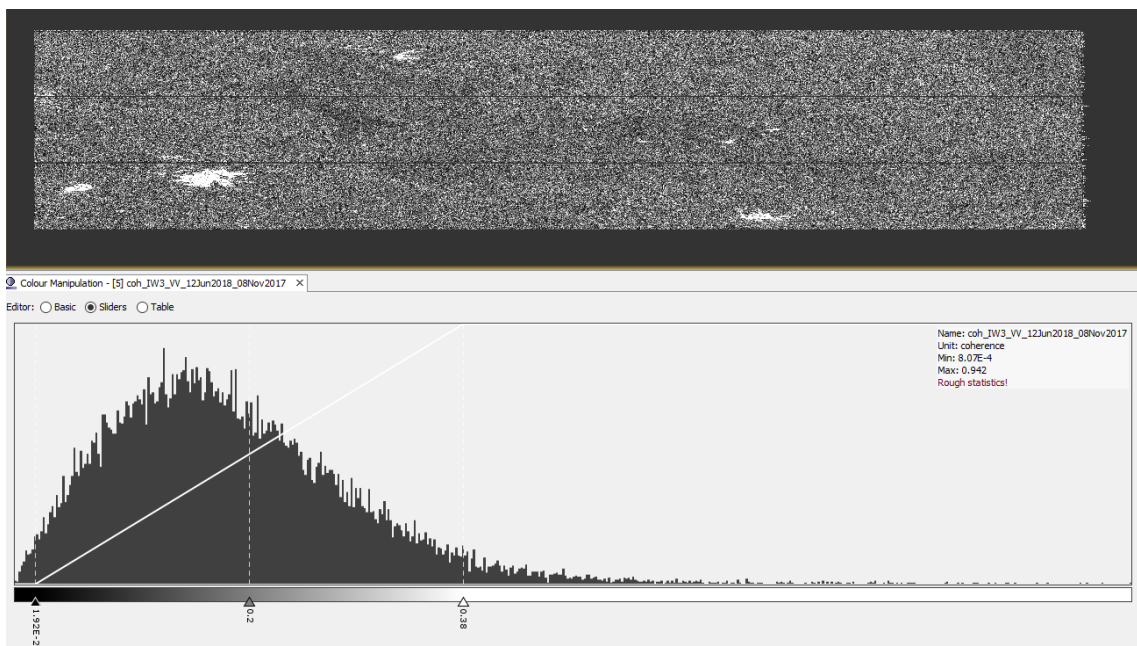


Figura 28. Coherencia formada.

6.1.2 Interferograma Diferencial Filtrado

La Figura 29 muestra el subconjunto obtenido tras recortar el interferograma utilizando las coordenadas de la Tabla 6. Además, se muestra el interferograma con la fase topográfica eliminada, generando el producto principal del DInSAR. En la zona suroeste, la ciudad y el volcán se exponen claramente, pero el filtro aún no está funcionando, y el ruido hace casi imposible una breve interpretación visual.

Tabla 6. Límites del subconjunto.

Límite	Valor
Latitud norte	1.3
Longitud oeste	-77.45
Latitud sur	1.1
Longitud este	-77.15

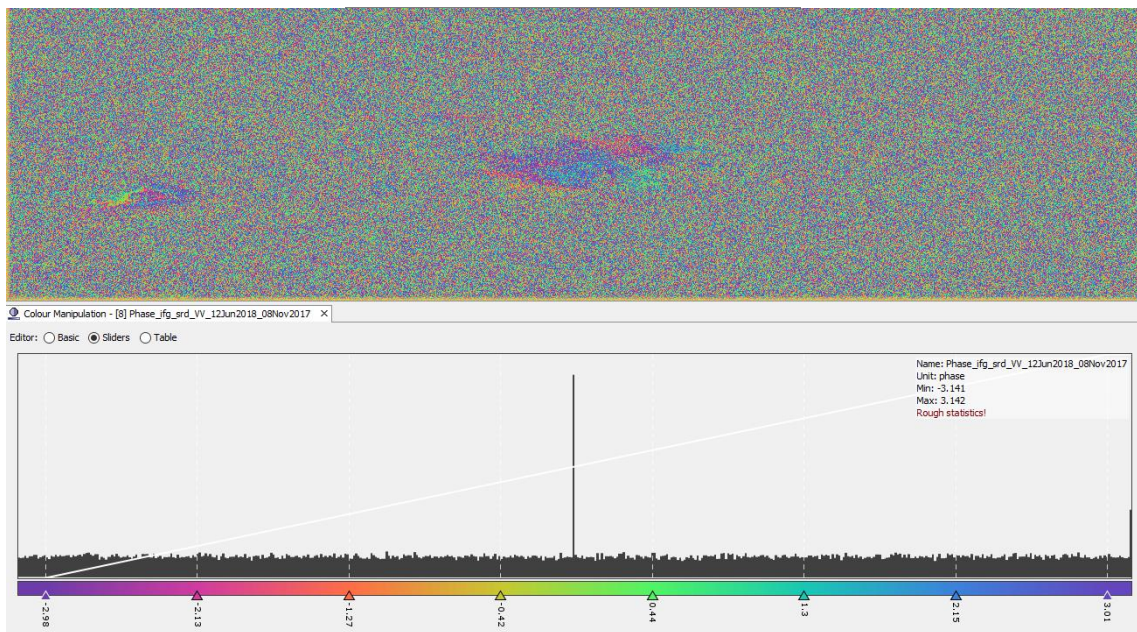


Figura 29. Fase topográfica removida.

Como se explica en Metodología, un proceso de Multilooking hace que la información se acerque mucho más a una imagen de píxeles nominales. Por esta razón, los bordes y la ubicación de los objetos espaciales se representan en la Figura 30 de forma similar a un producto óptico. Además, el interferograma tiene una mayor calidad en aquellas zonas donde la coherencia es mayor debido al filtro aplicado, pero en las regiones de vegetación la coherencia es baja, y la fase incluso filtrada no es muy clara.

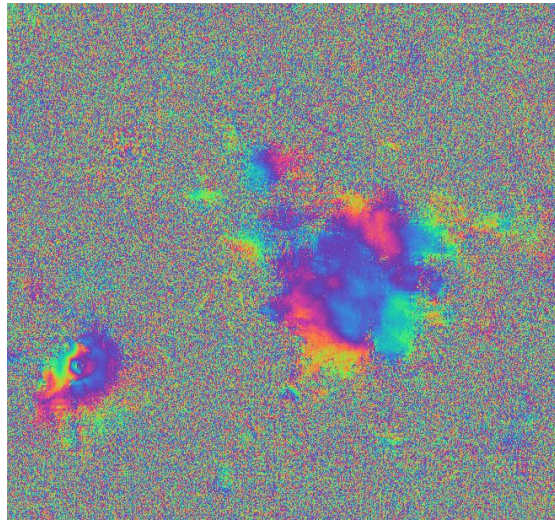


Figura 30. Fase filtrada en registro Multilook.

6.1.3 Fase Desenvuelta

Después de ejecutar el proceso para manipular y mejorar la fase, se desenvolvió la señal para convertir los datos de unidades de fase a radianes. La Figura 31 (izquierda) muestra el resultado del producto filtrado del DInSAR sin envolver y la conversión de la fase a una unidad de desplazamiento en metros. Como se muestra en la imagen de la derecha, el desplazamiento tiene hundimiento (valores inferiores a 0) y levantamiento (valores superiores a 0) porque tiene deformaciones entre -13,9 y 12,4 centímetros.

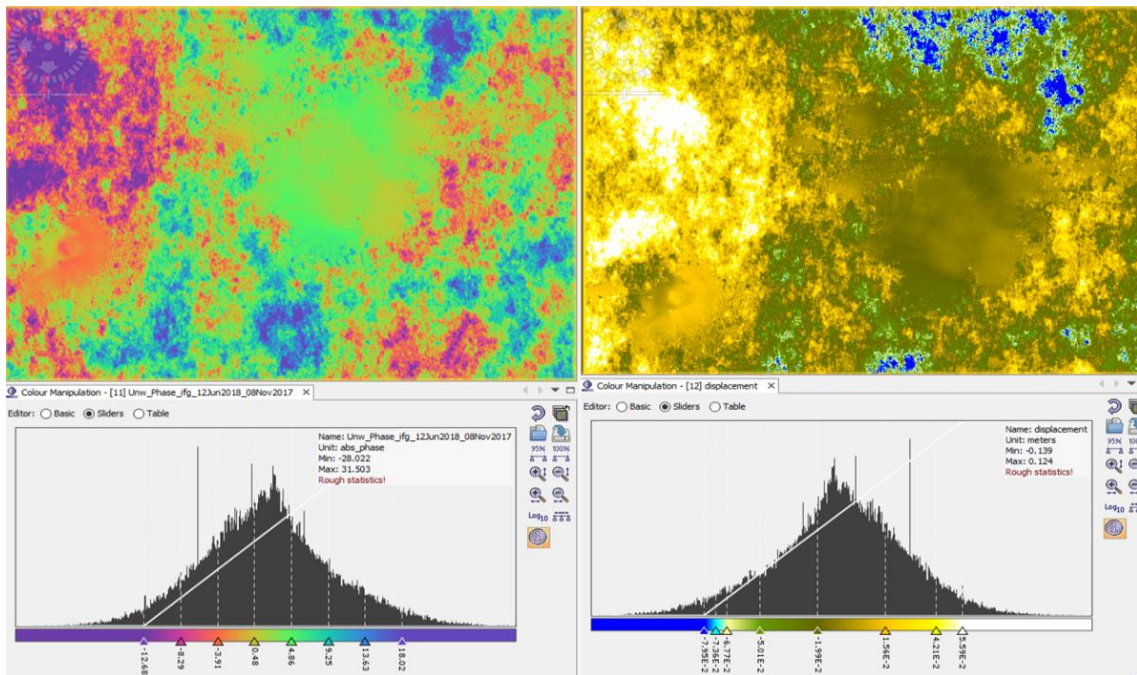


Figura 31. Fase desenvuelta (izquierda) y desplazamiento (derecha).

6.1.4 Desplazamiento Geocodificado

Finalmente, el desplazamiento se apiló con la información de coherencia en un producto al que se le asignó un sistema de referencia de coordenadas en la corrección del terreno. La Figura 32 (izquierda) muestra el producto final geocodificado a WGS84 y en color rojo para los movimientos de subsidencia y azul para la elevación del terreno. Además, en la Figura 32 (derecha) se muestra la información después de ejecutar la máscara de los valores de baja coherencia. Así, se muestra que la deformación del suelo debida al movimiento telúrico es la mayoría de las veces en valores negativos y mucho más fuerte en la zona del volcán.

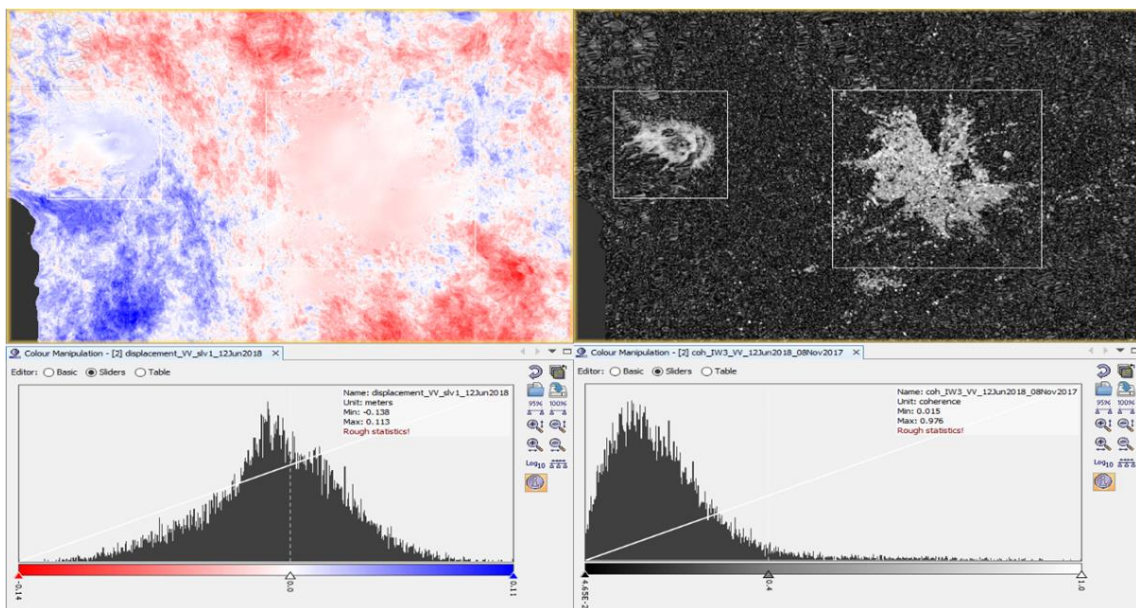


Figura 32. Desplazamiento geocodificado (izquierda) y coherencia (derecha)

Se realizaron los interferogramas diferenciales entre cada imagen SAR (esclavas) y la imagen cuando se produjo el movimiento telúrico (maestra) para obtener el cálculo del resultado medio. Finalmente, el promedio de desplazamiento de 14 pares de imágenes SAR tiene valores entre -0,027 metros (hundimiento) y 0,024 (levantamiento). Asimismo, se realizó un proceso de premediación para extraer los valores de coherencia, que fueron de 0,109 a 0,967.

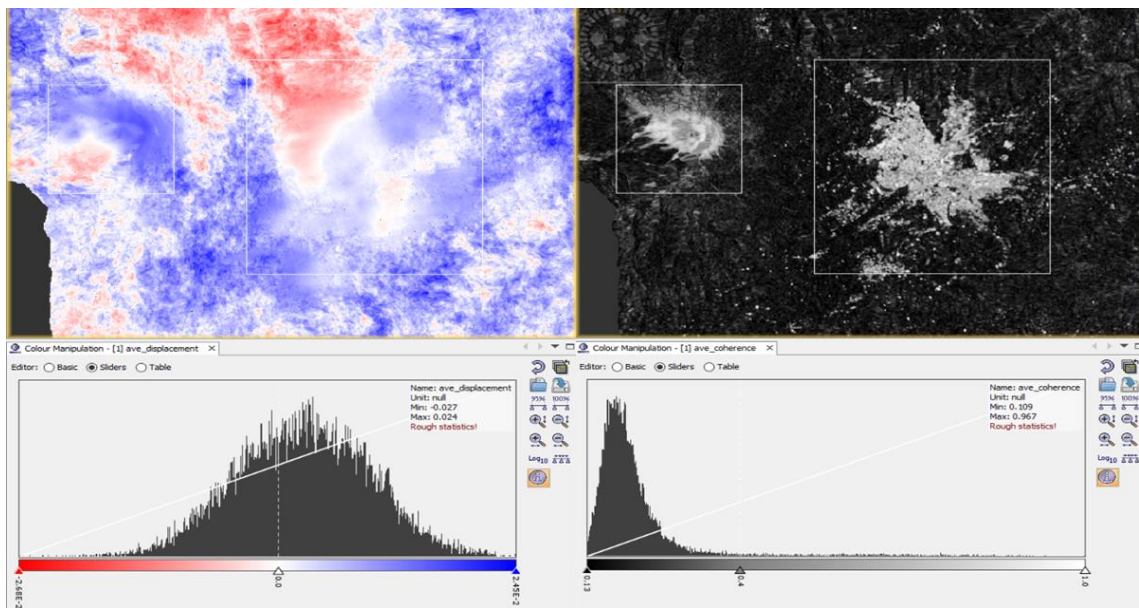


Figura 33. Desplazamiento medio geocodificado (izquierda) y coherencia media (derecha).

Cabe destacar que el valor de desplazamiento en el cráter de Galeras mediante este procesamiento efectuado fue de 0.019 metros y que las áreas que presentaron desplazamiento fueron las mostradas a continuación en la Figura 34.

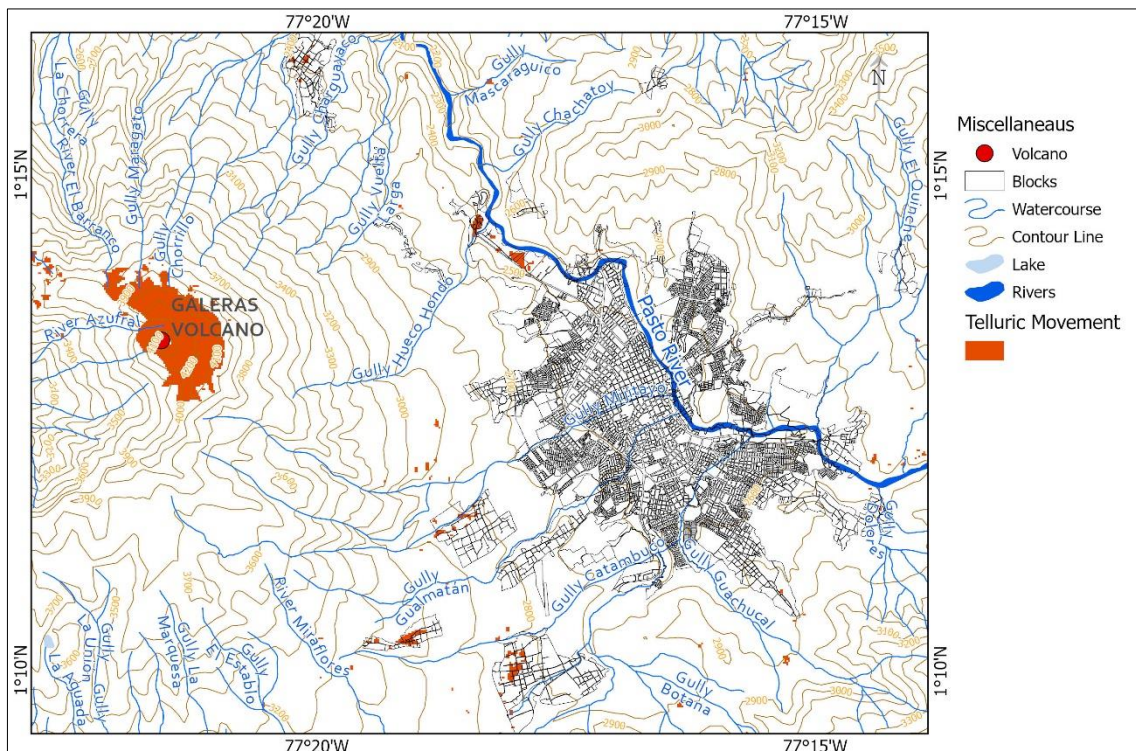


Figura 34. Movimiento telúrico detectado con DInSAR.

6.2 Procesamiento Imágenes Ópticas

La imagen MODIS procesada es la identificada con MOD021KM_20180612_21.hdf. Este producto TERRA contenía las bandas 21 (MIR) y 32 (TIR) para ser operadas y obtener los valores de anomalías termales. Sin embargo, con el fin de disminuir los tiempos de procesamiento primero fue recortada la imagen al área de interés.

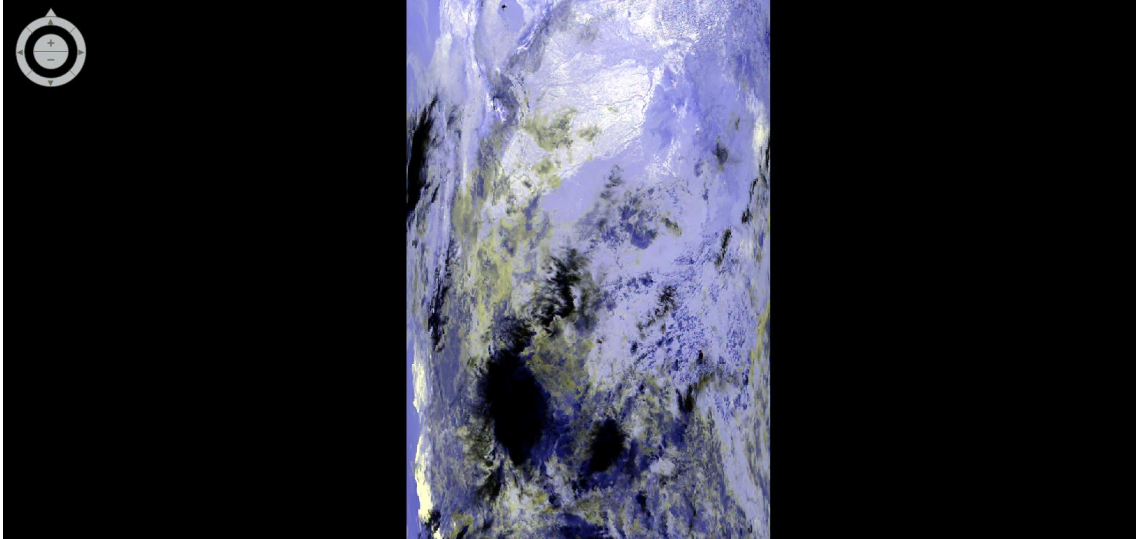


Figura 35. Imagen MODIS para el día eruptivo.

6.2.1 Máscara del Área de Amenaza

La Figura 36 muestra el recorte realizado a la zona de interés, que son las áreas de amenaza delimitadas por el Servicio Geológico Colombiano en el documento de descripción del volcán Galeras. La Tabla 7 muestra los valores que se introdujeron para enmascarar el producto completo.

Tabla 7. Límite área de interés.

Límite	Valor
Latitud norte	1.81
Longitud Oeste	-78.34
Latitud sur	0.89
Longitud este	-76.84

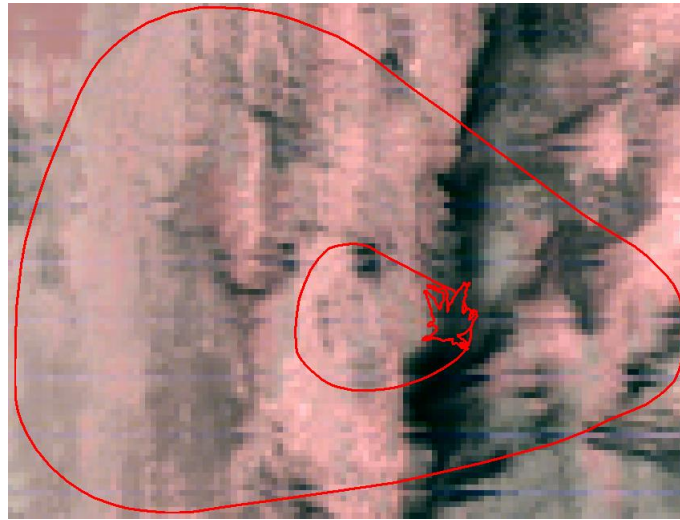


Figura 36. Área de influencia volcán Galeras.

6.2.2 Cálculo NTI

Los valores de NTI fueron calculados siguiendo el procedimiento explicado en la metodología. Este índice muestra la relación existente entre el infrarrojo medio y termal, para determinar anomalías termales relacionadas con la actividad volcánica en la corteza terrestre. Según la documentación presentada por el HIGP, el umbral para anomalías termales debido a la actividad volcánica es -0.80 . Sin embargo, debido a que el mínimo valor termal de NTI para la zona es -0.76 , el umbral preliminar tomado fue -0.7 . En la Figura 37, se muestra la imagen obtenida de los NTI junto con el histograma de distribución de los valores alrededor de la zona de interés.

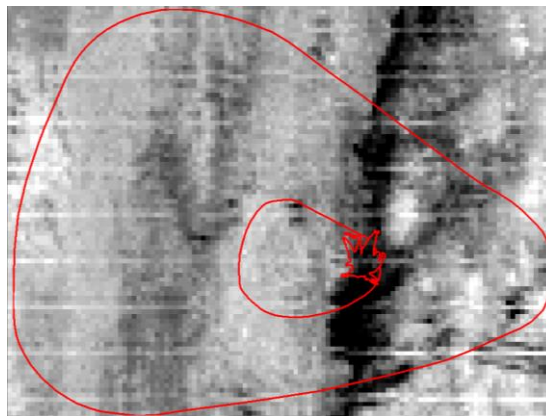


Figura 37. Imagen de NTI.

6.2.3 MODVOLC

La Figura 38 muestra los píxeles de anomalías termales usando -0.70 como valor de umbral para NTI. Se puede visualizar que este valor de umbral preliminar no registra anomalías en la

zona de amenaza alta, por consiguiente, es necesario determinar un valor de umbral acorde a la zona de influencia y que referencie la deformación debida a la actividad volcánica, así como la temperatura registrada por el sensor óptico.

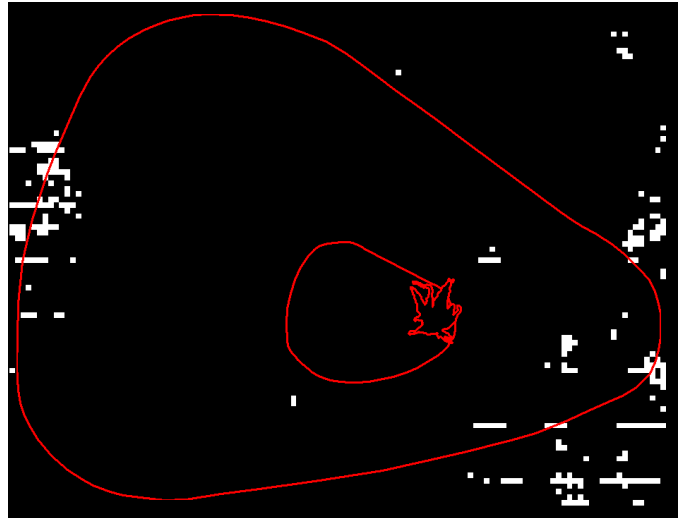


Figura 38. Anomalías térmicas con NTI menor a -0.74.

6.3 Cálculo de Umbral Propuesto por Regresión Lineal

Para el cálculo del umbral propuesto se utilizó la información descriptiva y temática de 22 volcanes monitoreados por el proyecto MODVOLC. Luego de incluida los datos en Tabla 8, fueron cargado en el software RStudio para determinar los coeficientes de la ecuación propuesta en 5.11 por medio de la técnica de regresión lineal.

Tabla 8. Parámetros de volcanes.

Volcán	NTI	Temperatura (°C)	Altitud (m)	Diámetro crater (m)
Ambrym	-0,80	292,7	1334	12000
Bezymianny	-0,80	276,8	3020	2800
Cleveland	-0,79	266,2	1730	8500
Colima	-0,79	283	3820	140
Dukono	-0,8	293	1335	570
Erta 'Ale	-0,66	301,7	613	145
Karymsky	-0,79	280,8	1486	250
Kilauea	-0,8	287,4	1247	920
Klyuchevskoy	-0,8	249,7	4754	700
Krakatau	-0,77	295	813	600
Langila	-0,80	292,1	1330	380
Láscar	-0,78	267,8	5592	800
Manam	-0,8	295	1807	10000
Mayon	-0,79	290,7	2463	250
Michael	-0,79	267,4	843	700
Nyamuragira	-0,78	279,1	3470	2000
Nyiragongo	-0,53	288,8	3470	2000

Pacaya	-0,77	285,2	2552	160
Popocatepetl	-0,79	275,3	5426	360
Rabaul	-0,79	302,1	688	8000
Reventador	-0,68	280,4	3562	480
Shiveluch	-0,8	261,4	3283	350

6.3.1 Determinación de Modelo y Coeficientes

La Tabla 9 muestra el código ejecutado y el resultado obtenido de la regresión lineal. Se puede observar que el modelo no se ajusta a los datos de la Tabla 8 y por esta razón el valor de probabilidad es 0.3833, haciendo que sea necesario rechazar la hipótesis nula (H_0 : el modelo de regresión ajusta los datos). Así mismo, el único parámetro que tiene significancia es el intercepto, mostrando que la regresión lineal sugiere adoptar un valor constante de NTI para cualquier volcán que entre en el modelo.

Tabla 9. Modelo lineal.

```
> regresion <- lm(NTI ~ Temperatura + Altitud + Diametro_crater, data = data)
> summary(regresion)

Call:
lm(formula = NTI ~ Temperatura + Altitud + Diametro_crater, data = data)

Residuals:
    Min       1Q   Median       3Q      Max
-0.049756 -0.030447 -0.016947  0.002566  0.210882

Coefficients:
            Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
(Intercept) -1.396e+00  3.863e-01  -3.614  0.00198 **
Temperatura  2.140e-03  1.306e-03   1.639  0.11868
Altitud      1.253e-05  1.180e-05   1.062  0.30207
Diametro_crater -3.055e-06  4.060e-06  -0.752  0.46152
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 0.06435 on 18 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.1523, Adjusted R-squared:  0.01105
F-statistic: 1.078 on 3 and 18 DF, p-value: 0.3833
```

Debido al resultado obtenido en el modelo anterior, se decidió ejecutar nuevamente la regresión lineal asumiendo que el modelo no tiene coeficiente de corte en la abscisa como lo muestra la siguiente ecuación.

$$NTI = \beta_1 Temp + \beta_2 Alt + \beta_3 Crat \quad (20)$$

En contraste al modelo anterior, esta nueva prueba evidencia la importancia de la variable temperatura con el valor más alto de significancia. Así mismo, el valor para evaluar la utilidad del modelo es $2.2e-16$ lo que lleva a aceptar la hipótesis nula y por ende se reconoce las bondades de ajuste del modelo. La muestra el código ejecutado junto con los resultados obtenidos.

Tabla 10. Modelo lineal ajustado.

```
> regresion_noInter <- lm(NTI ~ 0 + Temperatura + Altitud + Diametro_crater, data = data)
> summary(regresion_noInter)

Call:
lm(formula = NTI ~ 0 + Temperatura + Altitud + Diametro_crater,
    data = data)
```

```

Residuals:
    Min       1Q   Median       3Q      Max
-0.090238 -0.041595 -0.008755  0.002387  0.266185

Coefficients:
              Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
Temperatura  -2.564e-03  1.359e-04 -18.871  9.13e-14 ***
Altitud       -1.444e-05  1.168e-05  -1.236   0.232
Diametro_crater -2.789e-06  5.190e-06  -0.537   0.597
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 0.08227 on 19 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.9902, Adjusted R-squared:  0.9886
F-statistic: 637.3 on 3 and 19 DF,  p-value: < 2.2e-16

```

Sin embargo, y bajo la premisa que la altitud de los volcanes influye en valor que se obtiene de anomalía termal en los productos satelitales, se considero evaluar un modelo polinomial que incluyera la temperatura y altitud registrada por los edificios volcánicos.

$$NTI = \beta_1 Temp + \beta_2 Temp^2 + \beta_3 Alt + \beta_3 Alt^6 \quad (21)$$

Los resultados se muestran en la Tabla 11, al igual que en el modelo inmediatamente anterior la temperatura juega un papel fundamental en el modelo. Sin embargo, para este modelo propuesto la altitud se considera significativa si se asume el valor de evaluación a 10%.

Tabla 11. Modelo polinomial ajustado.

```

> regresion_Inter <- lm(NTI ~ 0 + Temperatura + I(Temperatura^2) + Altitud +
I(Altitud^6), data = data)
> summary(regresion_Inter)

Call:
lm(formula = NTI ~ 0 + Temperatura + I(Temperatura^2) + Altitud +
    I(Altitud^6), data = data)

Residuals:
    Min       1Q   Median       3Q      Max
-0.06012 -0.03405 -0.01712  0.01330  0.19100

Coefficients:
              Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
Temperatura  -8.309e-03  1.489e-03  -5.582  2.68e-05 ***
I(Temperatura^2)  1.899e-05  4.977e-06   3.816  0.00127 **
Altitud       2.885e-05  1.634e-05   1.766  0.09434 .
I(Altitud^6)   -3.079e-24  2.621e-24  -1.175  0.25529
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 0.06289 on 18 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.9946, Adjusted R-squared:  0.9933
F-statistic: 821.8 on 4 and 18 DF,  p-value: < 2.2e-16

```

6.3.2 Implementación de Umbral Propuesto

Debido a que el valor de deformación en la cobertura terrestre mediante la técnica de interferometría diferencial es en el sentido perpendicular al terreno (hundimiento o levantamiento), el valor obtenido de desplazamiento del cráter debió incluirse en la altitud del volcán para determinar el valor de umbral NTI en Galeras.

Así, al operar el modelo polinomial ajustado con los valores descriptivos del volcán Galeras el resultado para el umbral de evaluación de los valores de NTI se expresa en la ecuación 24.

$$NTI = -8.309e^{-3} * Temp + 1.899e^{-5} * Temp^2 + 2.885e^{-5} * Alt \quad (22)$$

$$NTI = -8.309e^{-3} * 275.5 + 1.899e^{-5} * (275.5)^2 + 2.885e^{-5} * (4276 + 0.019) \quad (23)$$

$$NTI = -0,72442060435 \quad (24)$$

6.3.3 Validación Umbral Propuesto

El nuevo valor limitante para la evaluación de NTI permitió el ingreso de más píxeles al conjunto de áreas con anomalías termales referentes a actividad volcánica. En la Figura 39 se puede observar, dentro del círculo de línea punteada, que se encuentran nuevas áreas de anomalías termales después de la implementación del nuevo valor de umbral justo en el área de amenaza alta por la presencia cercana del cráter.

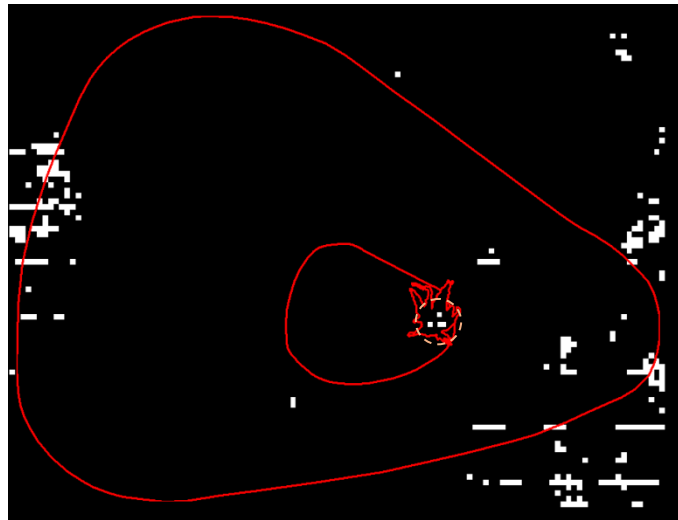


Figura 39. Anomalías térmicas con NTI menor a -0.72442060435.

7. Discusión

7.1 Series de Tiempo DInSAR

Las series temporales son una metodología creada para determinar los valores de fase constante que afectan a la señal en el área de interés, y cómo mitigar esos efectos para obtener fases de deformación lo más puras posibles.

Tabla 12. Línea base espacial y temporal.

Interferograma	Perpendicular BL (m)	Temporal BL (days)
12062018 - 08112017	36.21886826	216.0000153
12062018 - 20112017	-14.26364231	204.0000153
12062018 - 2122017	36.38747406	192.0000153
12062018 - 14122017	25.88388824	180.0000305
12062018 - 26122017	-27.16358948	168.0000305
12062018 - 19012018	-26.89306831	144.0000458
12062018 - 12022018	-30.81625175	120.0000458
12062018 - 24022018	61.66443253	108.0000458
12062018 - 8032018	80.58447266	96.00004578
12062018 - 20032018	85.89850616	84.00004578
12062018 - 1042018	-25.03209114	72.00004578
12062018 - 13042018	-23.92248535	60.00003815
12062018 - 19052018	42.46197128	24.00001907
12062018 - 31052018	87.95640564	12.00001144

Los residuos de las señales orbitales y topográficas podrían estar en el interferograma diferencial incluso después de ser eliminados mediante la sustracción de efecto de tierra plana y el modelo de elevación digital cuando la línea de base es mayor de 1000 m. Sin embargo, la Tabla 12 muestra que los interferogramas se formaron utilizando pares de imágenes SAR con una distancia orbital inferior a 100 m, esta interpretación hace que se centre el análisis a las otras contribuciones de fase.

La contribución de fase relacionada con el ruido se atribuye generalmente al error de los pasos de corrección e interpolación y se supone que no está correlacionada en el espacio y el tiempo (Agram & Simons, 2015). Sin embargo, estas contribuciones fueron mitigadas por el filtrado Multilooking y Golsteing, que aumentan la relación señal-ruido y elevan el espectro de potencia.

Junto al volcán Galeras existe una reserva natural cuya cobertura terrestre no puede ser cambiada por modificaciones humanas debido a la normativa gubernamental, y que además se mantuvo igual cuando se probó en imágenes ópticas. Aun así, esta biorreserva tiene una cubierta terrestre mayoritariamente de vegetación herbácea en diferentes densidades y bosques, que generan dispersión de volumen y baja coherencia perturbando la obtención de la fase de deformación.

El retraso atmosférico fue mitigado por las series de tiempo. Al tener un interferograma para cada fecha contemplada, fue posible evaluar todas las posibles situaciones atmosféricas durante el periodo establecido. La interferometría multitemporal utilizada en las series temporales, permite separar el factor de desplazamiento de la otra componente de fase como el contenido de agua, la presión atmosférica y la temperatura (Sousa et al., 2016). Por el contrario,

un solo par de imágenes no da información sobre las condiciones regulares del entorno, ya que sólo se ven afectadas por la comparación de dos fases de ruido atmosférico y no relacionadas.

La etapa de desenvolvimiento de la fase también puede ser una fuente de propagación del error que proviene de las etapas anteriores. Este operador proporciona la fase en una constante aditiva continua, pero hay discontinuidades bruscas o interferogramas ruidosos que generan residuos erróneos.

7.2 Límite del Valor de Coherencia

Los valores bajos de coherencia correspondían a zonas de vegetación en las que las mediciones de fase no eran precisas. Por lo tanto, la banda de desplazamiento del producto de la pila debe filtrarse utilizando como máscara esas zonas de bosque. La literatura sugiere utilizar 0,4 como umbral de coherencia para discriminar el desplazamiento erróneo de las fases ruidosas (Yunjun et al., 2019), Sin embargo, al disponer de información sobre el desplazamiento calculado a partir de la red de GPS alrededor del volcán Galeras, fue posible comparar y evaluar este límite.

La Tabla 13 indica los valores de coherencia y desplazamiento a partir del resultado de las series temporales del DInSAR, que son positivos en las zonas de levantamiento y negativos en las de hundimiento. Así mismo, se incluyen los valores de desplazamiento a partir de las coordenadas registradas en los informes del GPS del SGC junto con la desviación estándar de las mediciones. En consecuencia, la deformación registrada por BARA, CUFI y KRAT en ambas metodologías sería más o menos similar, dando como conclusión preliminar que el umbral podría estar en las deformaciones en las que la coherencia es mayor de 0,33.

Tabla 13. Movimientos de tierra registrados por GPS y DInsar.

Punto GPS	Nombre	Coherencia	Movimiento DInSAR (cm)	Movimiento GPS (cm)
NARI	Narino	0.15201411	-0.5275	0.76 ± 0.1
CHIG	Chiguaco	0.211929	-0.0472	0.92 ± 0.06
BARA	Barranco	0.704057	0.9005	1.06 ± 0.1
CUFI	Cufino	0.359361	1.0209	1.01 ± 0.1
SCAN	San Cayetano	0.178751	0.8589	0.57 ± 0.2
KRAT	Crater	0.337933	0.4550	0.58 ± 0.03
COBP	Cobanegra	0.21846	0.7114	0.36 ± 0.04

La Tabla 14 muestra la dirección del movimiento por las diferencias de coordenadas Z que se encuentran en la subsidencia de las estaciones CUFI y KRAT, valor negativo, a pesar de que representan el levantamiento por DInSAR en la Tabla 13. En consecuencia, no hay ningún apoyo numérico para cambiar el umbral sugerido para los valores de coherencia inferiores a 0,4.

Tabla 14. Delta en la coordenada Z del registro GPS.

Estación	ΔZ
BARA	0.00134+0.00015
CUFI	-0.0009+0.0002
KRAT	-0.00006+0.00075

7.3 Umbral NTI Propuesto

Asumir la relación lineal de la temperatura, diámetro del cráter y altitud, al NTI fue incorrecto. Por dicha razón el modelo inicial con intercepto y linealidad, no presentaba significancia en ninguna de las variables y en general el modelo no respondía al cálculo deseado. El análisis individual de cada parámetro con la variable dependiente, permitieron el hallazgo que el modelo obedecía a una función polinómica, y rediseñando este fue posible determinar la significancia en temperatura y la variable altitudinal.

Dado que DInSAR enriquece la precisión de la altura para cada edificio volcánico, se corrigió esta dimensión para el volcán Galeras antes de ser modelada en la solución propuesta, generando anomalías térmicas mucho más detalladas y precisas. Sin embargo, la variable temperatura aun sigue condicionada a las condiciones de captura del sensor Terra o Aqua, por consiguiente, el modelo se podría enriquecer aún más con los valores de temperatura registrados en sitio por el SGC.

El valor de umbral obtenido permitió la inclusión de nuevos puntos calientes alrededor del volcán Galeras. Previamente se clasificaron como anomalías térmicas solo los valores de NTI inferiores a -0.74 ya que el valor sugerido por el HIGP, -0.80, no registraba ninguna diferencia termal en las inmediaciones del cráter. Sin embargo, la generación del modelo y el resultado, mostraron la tendencia a incluir nuevos valores en la zona de amenaza alta, lo que corroboró que el análisis se había efectuado de manera correcta y que la incorporación de la variable temperatura y altura del volcán enriquecía la detección de puntos calientes.

7.4 Limitaciones y Trabajos Futuros

Técnica de Píxeles Coherentes (CPT) (Navneet, Kim & Lu, 2018), InSAR de Dispersión Permanente (PSInSAR) (Antonielli et al., 2016), Pares de Dispersión Persistente (PSP) (Costantini et al., 2009), Dispersión Cuasi Persistente (QPS) (Crosetto et al., 2016), S Subconjunto de Línea de Base Pequeña (SBS) (Novellino et al., 2015), Red de Puntos Estables (SPN) (Kuehn et al., 2010), SqueeSAR (Alessandro Ferretti et al., 2011), y Método Stanford de Dispersión Persistente (StaMPS) (Osmanoğlu et al., 2016), son algunos de los diversos algoritmos para el análisis de series temporales de la metodología InSAR. Todas estas técnicas tienen como objetivo relacionar la fase envuelta con la deformación mediante el análisis de la persistencia y distribución de las dispersiones. Para ejecutar estas metodologías, es necesario disponer de información atmosférica previa y de grandes recursos de memoria no disponibles para las máquinas estándar, por lo que se recomienda el uso de potentes micro-estaciones que eliminen los elementos de ruido de la fase por series temporales.

Conclusiones

En esta investigación se desarrolló un modelo de detección de anomalías térmicas derivadas de la actividad volcánica. Para ello se consideran las series temporales de interferometría diferencial usando productos Sentinel-1, la altitud del edificio volcánico y la temperatura extraída de imágenes satelitales MODIS.

El umbral propuesto por el HIGP de -0.8 no permite detectar ninguna anomalía térmica en Galeras, por esta razón es necesario emplear la regresión lineal sobre 22 volcanes con diferentes características. Sin embargo, el modelo polinómico es el que tiene mayor probabilidad de acierto en la predicción de valores de NTI.

Las variables con significancia estadística para el modelo fueron altimetría, la cual incluye el hundimiento o levantamiento del terreno, detectado mediante DInSAR, y la temperatura computada por medio del procesamiento digital de MODIS. De esta manera, el valor límite que determina anomalías térmicas debidas a actividad volcánica para Galeras es -0.72442060435.

El umbral propuesto en esta investigación permitió incluir nuevas áreas de anomalías térmicas cercanas al cráter del volcán. Estas áreas coinciden con la zona categorizada como amenaza alta en la clasificación realizada por el SGC, por consiguiente, el cambio de valor del umbral definido por el HIGP hace que se puedan determinar alertas tempranas en el volcán Galeras por medio de la técnica MODVOLC.

Referencias

- Ager, T. (2013). An Introduction to Synthetic Aperture Radar Imaging. *Oceanography*, 26(2). <https://doi.org/10.5670/oceanog.2013.28>
- Agram, P. S., & Simons, M [M.] (2015). A noise model for InSAR time series. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(4), 2752–2771. <https://doi.org/10.1002/2014JB011271>
- Al-Ahmadi, K., Al-Amri, A., & See, L. (2014). A spatial statistical analysis of the occurrence of earthquakes along the Red Sea floor spreading: clusters of seismicity. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(7), 2893–2904. <https://doi.org/10.1007/s12517-013-0974-6>
- Antonielli, B., Monserrat, O., Bonini, M., Cenni, N., Devanthery, N., Righini, G., & Sani, F. (2016). Persistent Scatterer Interferometry analysis of ground deformation in the Po Plain (Piacenza-Reggio Emilia sector, Northern Italy): seismo-tectonic implications. *Geophysical Journal International*, 206(2), 1440–1455. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw227>
- Baek, W.-K., & Jung, H.-S. (2020). Precise Three-Dimensional Deformation Retrieval in Large and Complex Deformation Areas via Integration of Offset-Based Unwrapping and Improved Multiple-Aperture SAR Interferometry: Application to the 2016 Kumamoto Earthquake. *Engineering*, 6(8), 927–935. <https://doi.org/10.1016/j.eng.2020.06.012>
- Bamler, R [R.] (2000). Principles Of Synthetic Aperture Radar. *Surveys in Geophysics*, 21(2/3), 147–157. <https://doi.org/10.1023/A:1006790026612>
- Bousta, M., & Ait Brahim, L. (2018). Weights of evidence method for landslide susceptibility mapping in Tangier, Morocco. *MATEC Web of Conferences*, 149, 2042. <https://doi.org/10.1051/mateconf/201814902042>
- Braun, A., & Veci, L. (2016). TOPS Interferometry Tutorial, ESA.
- Burgos, V., Solorza, R., & Salcedo, A. P. (2017). LA INTERFEROMETRÍA SAR EN LA MODELACIÓN HIDRÁULICA: ESTADO DEL ARTE Y APLICACIÓN. *XXVI Congreso Nacional Del Agua*.
- Cambridge Core. (2021, February 20). *Introduction to Radar Systems. Merrill I. Skolnik. McGraw-Hill Book Co., London and New York. 1962. 648 pp. Illustrated. £5 12s. 6d. | The Aeronautical Journal | Cambridge Core*.
- Chen, W., Sun, Z., & Han, J. (2019). Landslide Susceptibility Modeling Using Integrated Ensemble Weights of Evidence with Logistic Regression and Random Forest Models. *Applied Sciences*, 9(1), 171. <https://doi.org/10.3390/app9010171>
- Chuvieco, E. (2019). Teledetección ambiental: La observación de la Tierra desde el Espacio. ISBN 13: 9788412031546.
- CORPONARIÑO (Ed.). (2017). *Plan de Gestión Ambiental Regional 2016-2036*.
- Costantini, M., Falco, S., Malvarosa, F., Minati, F., & Trillo, F. (2009). Method of persistent scatterer pairs (PSP) and high resolution SAR interferometry. In *2009 IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium: Cape Town, South Africa*, (III-904-III-907). IEEE. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2009.5417918>
- Crosetto, M., Monserrat, O., Cuevas-González, M., Devanthery, N., & Crippa, B. (2016). Persistent Scatterer Interferometry: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 115, 78–89. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.10.011>

-
- Dahal, R. K., Hasegawa, S., Nonomura, A., Yamanaka, M., Masuda, T., & Nishino, K. (2008). GIS-based weights-of-evidence modelling of rainfall-induced landslides in small catchments for landslide susceptibility mapping. *Environmental Geology*, 54(2), 311–324. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0818-3>
- DANE. (2019). *Resultados Censo Nacional de Población y Vivienda 2018* [Press release]. Gobierno de Colombia. <https://www.dane.gov.co/files/censo2018/informacion-tecnica/presentaciones-territorio/190726-CNPV-presentacion-Narino-Pasto.pdf>
- Djauhari, M. A., & Gan, S. L. (2015). Optimality problem of network topology in stocks market analysis. *Physica a: Statistical Mechanics and Its Applications*, 419, 108–114. <https://doi.org/10.1016/j.physa.2014.09.060>
- Dudczyk, J., & Kawalec, A. (2014). Optimizing the minimum cost flow algorithm for the phase unwrapping process in SAR radar. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences Technical Sciences*, 62(3), 511–516. <https://doi.org/10.2478/bpasts-2014-0055>
- ESA. (2020a). *Introducing Sentinel-1*. European Space Agency. http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/Copernicus/Sentinel-1/Introducing_Sentinel-1
- ESA. (2020b). *Level SLC 1*. European Space Agency. <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar/product-types-processing-levels/level-1>
- ESA. (2020c). *SNAP*. European Space Agency. <http://step.esa.int/main/toolboxes/snap/>
- ESA. (2020d). *SNAPHU*. European Space Agency. <https://step.esa.int/main/snap-supported-plugins/snaphu/>
- Fattahi, H., Agram, P., & Simons, M [Mark] (2017). A Network-Based Enhanced Spectral Diversity Approach for TOPS Time-Series Analysis. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(2), 777–786. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2614925>
- Ferretti, A., Rucci, A., Tamburini, A., Del Conte, S., & Cesa, S. (2014). Advanced InSAR for Reservoir Geomechanical Analysis. In *EAGE Workshop on Geomechanics in the Oil and Gas Industry*. European Association of Geoscientists & Engineers. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20140459>
- Ferretti, A [Alessandro], Fumagalli, A., Novali, F., Prati, C., Rocca, F., & Rucci, A [Alessio] (2011). A New Algorithm for Processing Interferometric Data-Stacks: SqueeSAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(9), 3460–3470. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2124465>
- Fletcher, K. (2007a). *InSAR principles: Guidelines for SAR interferometry processing and interpretation*. ESA TM: Vol. 19. ESA Publications ESTEC.
- Fletcher, K. (2007b). *InSAR principles: Guidelines for SAR interferometry processing and interpretation*. ESA TM: Vol. 19. ESA Publications ESTEC.
- Gan, B.-R., Yang, X.-G., Zhang, W., & Zhou, J.-W. (2019). Temporal and Spatial Evolution of Vegetation Coverage in the Mianyuan River Basin Influenced by Strong Earthquake Disturbance. *Scientific Reports*, 9(1), 16762. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-53264-5>
- García-Ayllón, S., Tomás, A., & Ródenas, J. L. (2019). The Spatial Perspective in Post-Earthquake Evaluation to Improve Mitigation Strategies: Geostatistical Analysis of the Seismic Damage

-
- Applied to a Real Case Study. *Applied Sciences*, 9(15), 3182.
<https://doi.org/10.3390/app9153182>
- Garthwaite, M. C., Miller, V. L., Saunders, S., Parks, M. M., Hu, G., & Parker, A. L. (2019). A Simplified Approach to Operational InSAR Monitoring of Volcano Deformation in Low- and Middle-Income Countries: Case Study of Rabaul Caldera, Papua New Guinea. *Frontiers in Earth Science*, 6, Article 240. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00240>
- Ingeominas (1991). MEMORIA EXPLICATIVA GEOLOGÍA DE LAS PLANCHA 429 - PASTO.
- Jafarzadeh, F., Shahrabi, M. M., & Farahi Jahromi, H. (2015). On the role of topographic amplification in seismic slope instabilities. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 7(2), 163–170. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2015.02.009>
- Kim, J.-R., Lin, S.-Y., Yun, H.-W., Tsai, Y.-L., Seo, H.-J., Hong, S., & Choi, Y. (2017). Investigation of Potential Volcanic Risk from Mt. Baekdu by DInSAR Time Series Analysis and Atmospheric Correction. *Remote Sensing*, 9(2), 138. <https://doi.org/10.3390/rs9020138>
- Kuehn, F., Albiol, D., Cooksley, G., Duro, J., Granda, J., Haas, S., Hoffmann-Rothe, A., & Murdohardono, D. (2010). Detection of land subsidence in Semarang, Indonesia, using stable points network (SPN) technique. *Environmental Earth Sciences*, 60(5), 909–921. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0227-x>
- Li, Z., & Bethel, J. (2008). IMAGE COREGISTRATION IN SAR INTERFEROMETRY. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37, 433–438.
- Mahdavi, S., Salehi, B., Moloney, C., Huang, W., & Brisco, B. (2018). Speckle filtering of Synthetic Aperture Radar images using filters with object-size-adapted windows. *International Journal of Digital Earth*, 11(7), 703–729. <https://doi.org/10.1080/17538947.2017.1351582>
- Massonnet, D., & Feigl, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36(4), 441–500. <https://doi.org/10.1029/97RG03139>
- Mayorga, T. (2013). *Determinación de la deformación del terreno por movimientos en masa usando interferometría SAR (Radar de Apertura Sintética)*.
- Novellino, A., Cigna, F., Sowter, A., Syafiudin, M. F., Di Martire, D., Ramondini, M., & Calcatera, D. (2015). Intermittent small baseline subset (ISBAS) InSAR analysis to monitor landslides in Costa Della Gaveta, Southern Italy. In *2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* (pp. 3536–3539). IEEE / Institute of Electrical and Electronics Engineers Incorporated. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7326584>
- Osmanoğlu, B., Sunar, F., Wdowinski, S., & Cabral-Cano, E. (2016). Time series analysis of InSAR data: Methods and trends. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 115, 90–102. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.10.003>
- Pamela, Sadisun, I. A., & Arifianti, Y. (2018). Weights of Evidence Method for Landslide Susceptibility Mapping in Takengon, Central Aceh, Indonesia. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 118, 12037. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/118/1/012037>
- Pepe, A., & Calò, F. (2017). A Review of Interferometric Synthetic Aperture RADAR (InSAR) Multi-Track Approaches for the Retrieval of Earth's Surface Displacements. *Applied Sciences*, 7(12), 1264. <https://doi.org/10.3390/app7121264>

-
- Pradhan, B., Oh, H.-J., & Buchroithner, M. (2010). Weights-of-evidence model applied to landslide susceptibility mapping in a tropical hilly area. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 1(3), 199–223. <https://doi.org/10.1080/19475705.2010.498151>
- Sánchez, P. B., Arciniegas, G. B., & Abaunza, D. O. (2010). *La Interferometría Diferencial DinSAR - Una Técnica Para El Monitoreo de la Subsistencia En Bogotá DC*.
- Saranya, P., & Vani, K. (2017). Deformation Monitoring of Volcanic Eruption Using DInSAR Method. In H. S. Behera & D. P. Mohapatra (Eds.), *Advances in Intelligent Systems and Computing. Computational intelligence in data mining: Proceedings of the International Conference on CIDM, 10-11 December 2016* (Vol. 556, pp. 715–727). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-981-10-3874-7_68
- Small, D., & Schubert, A. (2008). Guide to ASAR Geocoding. *Remote Sensing Laboratories University of Zurich*.
- Sousa, J. J., Ruiz, A. M., Bakoň, M., Lazecky, M., Hlaváčová, I., Patrício, G., Delgado, J. M., & Perissin, D. (2016). Potential of C-Band SAR Interferometry for Dam Monitoring. *Procedia Computer Science*, 100, 1103–1114. <https://doi.org/10.1016/j.procs.2016.09.258>
- Susaki, J., Tsujino, M., & Anahara, T. (2017). Fusion of Different Frequency Sar Images for DInSAR-Based Land Subsidence Monitoring. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 945–948. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2017.8127109>
- Wright, R., M. Blackett, and C. Hill-Butler. (2015). Some observations regarding the thermal flux from Earth's erupting volcanoes for the period of 2000 to 2014, *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2014GL061997
- Vaka, D. S., Sharma, S., & Rao, Y. S. (2017). Comparison of HH and VV Polarizations for Deformation Estimation using Persistent Scatterer Interferometry. *The 38th Asian Conference on Remote Sensing*.
- Yague-Martinez, N., Prats-Iraola, P., Rodriguez Gonzalez, F., Brcic, R., Shau, R., Geudtner, D., Eineder, M., & Bamler, R [Richard] (2016). Interferometric Processing of Sentinel-1 TOPS Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54(4), 2220–2234. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2497902>
- Yastika P. E., Ibara, T., Shimizu, N., Iwata, N., Takahashi, Y., & Araki, Y. (2019). *Application of DInSAR for Monitoring the Ground Deformation Due to Volcanic Activity: A Case Study of Sakurajima, Japan: 10th Asian Rock Mechanics Symposium : the ISRM International Symposium for 2018, 29 Oct - 03 Nov 2018, Singapore* [Society for Rock Mechanics & Engineering Geology].
- Yunjun, Z., Fattahi, H., & Amelung, F. (Eds.) (2019). *Small baseline InSAR time series analysis: Unwrapping error correction and noise reduction*. : Vol. 133.
- Zhao, F., Deng, M., Zhang, G., Zhao, R., Li, J., & Li, S. (2019). Slant-range accuracy assessment for the YaoGan 13. *The Journal of Engineering*, 2019(19), 5957–5961. <https://doi.org/10.1049/joe.2019.0302>