



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Interferometría de radar de apertura  
sintética (InSAR) para la observación  
de eventos sísmicos en el sur de  
México**

**TESIS**

Que para obtener el título de

**Ingeniero Geofísico**

**P R E S E N T A**

Joel Beltrán Gracia

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. Darío Emmanuel Solano Rojas



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2022

## Agradecimientos

A mi universidad, la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y a la Facultad de Ingeniería por todas las oportunidades y herramientas para mi crecimiento que me fueron proporcionadas durante mi formación.

Al proyecto PAPIIT con clave IA105921 por el apoyo económico y al proyecto LANCAD-UNAM-DGTIC-380 por los recursos computacionales, así como Leobardo Itehua Rico de la Coordinación de Supercómputo de la DGTIC, UNAM.

A mi asesor, profesor y consejero, el Dr. Darío Emanuel Solano Rojas, por todo su apoyo, su infinita paciencia y confianza, fue un placer haber trabajado con usted.

A mis sinodales, M.C. Manuel de Jesús Aguilar Velázquez, Ing. Marco Antonio Rubio, Dra. Sara Ivonne Franco Sánchez y Dr. Víctor Manuel Cruz Atienza por sus comentarios y observaciones a este trabajo.

A los maestros de la Facultad de Ingeniería por su tiempo y dedicación a mi enseñanza.

A mis padres por siempre apoyarme y alentarme a ser mejor, por enseñarme que todo lo que uno aprende tiene utilidad y por decirme “levántate y vuélvelo a intentar” cuando lo necesité.

A mi hermano y su pareja por escucharme, contarme sus experiencias, sus consejos y ayudarme en mis proyectos.

A mis demás familiares que siempre me hicieron sentir lo orgullosos que están de mí

A mis amigos de la facultad, con quienes siempre sentí que éramos equipo, apoyándonos en nuestras dudas e informándonos de eventos importantes como convocatorios o cursos, con quienes compartí muchas risas y experiencias importantes.

A mis amigos de otras áreas que nunca dudaron en apoyarme en lo que les fuera posible.

A las familias de la Ciudad de México que me adoptaron y estuvieron para mí mientras estuve estudiando.

Al Ing. Químico Antonio Torres Arellano por sus consejos de vida, y apoyo para elegir mi carrera.

## Contenido

Agradecimientos.....	3
Capítulo 1. Introducción.....	6
Estructura de la tesis.....	7
Capítulo 2. Marco Teórico .....	8
Percepción remota .....	8
Radiación electromagnética.....	10
Radar .....	12
SAR.....	15
Características del sistema SAR.....	16
InSAR.....	21
Contexto Geológico.....	28
Capítulo 3. Metodología .....	33
Capítulo 4. Resultados .....	40
Oaxaca 2020 magnitud 7.4 .....	40
Guerrero 2021 magnitud 7.1 .....	45
Oaxaca 2018 magnitud 7.2 .....	50
Enjambre sísmico de Michoacán del 2020.....	55
Capítulo 5 Discusión.....	62
Capítulo 6. Conclusiones y Recomendaciones .....	64
Referencias .....	72

## Capítulo 1. Introducción

En la Tierra existen procesos que tienen como resultado una deformación en su superficie, como son los eventos sísmicos, movimientos magmáticos, subsidencia, deslizamientos de terreno, movimiento de glaciares, entre otros. Muchos de estos eventos producen que extensas áreas se deformen. Para caracterizar correctamente el fenómeno es necesario analizar la deformación asociada. La herramienta más utilizada para analizar deformaciones en áreas extensas es la percepción remota, principalmente el conjunto de técnicas particularmente útiles denominadas *Interferometric Synthetic Aperture Radar* (InSAR), las cuales permiten calcular un mapa de deformación del terreno utilizando imágenes satelitales de Radar.

Generar estos mapas de deformación requiere de algoritmos que procesen la gama de datos y la elaboración adecuada de imágenes satelitales. Existen muchos programas que llevan a cabo estos algoritmos; uno de los más completos es el *InSAR Scientific Computing Environment* (ISCE), debido a la gran variedad de satélites con los que puede trabajar y las diferentes variables durante el proceso que se pueden controlar. El proceso que realiza el software de ISCE es complicado y requiere equipos de cómputo de alto rendimiento con grandes capacidades de almacenamiento.

El objetivo de este trabajo es analizar los mapas de deformación (referidos en este trabajo como interferogramas) de diferentes eventos que pudieron provocar una deformación en la superficie de la Tierra como: el sismo de Mw 7.4 en Oaxaca el 2020, el sismo de Mw 7.1 en Guerrero el 2021, el sismo de Mw 7.2 en Oaxaca el 2018 y el enjambre sísmico de Michoacán del 2020. Estos mapas fueron generados utilizando recursos de la supercomputadora de la Universidad Nacional Autónoma de México, Miztli. Los interferogramas de estos eventos permitieron mejorar su caracterización y a definir los alcances y limitaciones de la técnica de interferometría de Radar de apertura sintética en zonas de riesgo sísmico del territorio mexicano.

## Estructura de la tesis

Después de este capítulo de introducción la estructura de este trabajo está pensada en 5 capítulos más: En el segundo capítulo se expone el marco teórico del trabajo, empezando por los conceptos básicos de percepción remota, luego se explican los fundamentos de la teoría electromagnética haciendo énfasis en los conceptos de la onda para poder introducir el sistema Radar, hablando de su origen, características, ventajas. A continuación, se explica el sistema SAR, su definición, ventajas respecto al sistema Radar, sus características como geometría, y polarización, así como sus implicaciones y los efectos que se pueden presentar en las imágenes SAR como *Layover*, *Sombras*, *Speckle* (sal y pimienta) así como las misiones satelitales que generan este tipo de imágenes. Luego se explica el principio, matemática y proceso detrás de la técnica de InSAR así como sus fuentes de ruido y como medirlo. Por último, se abarca el contexto geológico, en donde se explica la tectónica en México, el tipo de eventos que suceden con frecuencia, la importancia de estudiarlos y como InSAR nos puede ayudar a entenderlos mejor.

En el tercer capítulo se explica: el equipo de cómputo que se empleó, el *software* utilizado, las características de las imágenes utilizadas, así como sus órbitas, el proceso teórico para generar interferogramas y el proceso detallado con el que se generaron los interferogramas utilizados en este trabajo.

En el cuarto capítulo se describen las características e historia de la zona de 4 eventos de origen tectónico y se describen las particularidades los mejores interferogramas que se pudieron generar para cada evento.

En el quinto capítulo se analizan los interferogramas de los eventos en aspectos como el movimiento de los bloques de falla y como este concuerda con la información de los eventos. También se discute la calidad de los interferogramas y sus implicaciones.

Por último, en el sexto capítulo se habla de la importancia de InSAR, se resumen los resultados obtenidos y se presentan las recomendaciones con sus ejemplos de los aspectos a considerar cuando se quiere generar un interferograma.

## Capítulo 2. Marco Teórico

### Percepción remota

La percepción remota se define como la medición y adquisición de información sobre ciertas propiedades de algún fenómeno o material mediante algún instrumento de medición que no esté en contacto físico con el objetivo de interés (Khorram et al., 2012). En un contexto donde el objetivo de estudio es la superficie de la Tierra, el principal objetivo de la percepción remota es analizar los datos obtenidos de un área terrestre utilizando la radiación electromagnética emitida y reflejada a distancia para entender sus características físicas (Richards, 2009).

Existen dos formas principales de hacer esta medición de radiación, la forma “pasiva” y la forma “activa”. En la medición pasiva se utilizan sensores que detectan la radiación natural emitida por la superficie, o la radiación reflejada de una fuente ajena al instrumento (normalmente el Sol). En la medición activa se utiliza una fuente artificial que “ilumine” la superficie deseada (Shunlin & Jindi, 2020). En la Tabla 1 se enlistan, para ejemplificar, algunos de los sensores que se utilizan en la percepción remota, tanto pasiva como activa. En este trabajo nos enfocaremos en el sistema Radar.

Tabla 1: Diferentes tipos de sensores con los que se puede realizar la percepción remota. Fuente: NASA Applied Sciences Remote Sensing Training Program., 2021

Percepción Remota			
Pasiva	Descripción	Activa	Descripción
<i>Spectrometer</i>	Instrumento que detecta, mide y analiza el contenido espectral de radiación electromagnética incidente	<i>Laser altimeter</i>	Instrumento que usa Lidar para medir la altura de una nave o un avión respecto a la Tierra y determina topografía.
<i>Radiometer</i>	Es un instrumento que mide la intensidad de la radiación electromagnética en algunas bandas del espectro electromagnético (Visible, infrarrojo, microonda)	<i>Lidar</i>	Es un sensor de distancia y detección de luz que utiliza un radar láser para transmitir un pulso de luz y recibir su reflexión
<i>Spectroradiometer</i>	Mide la intensidad de la radiación en múltiples bandas de longitud de onda	<i>Radar</i>	Es un sensor de alcance y detección de radiación electromagnética. El instrumento envía un pulso de microondas y recibe la reflexión de este.
<i>Hyperspectral radiometer</i>	Un sensor avanzado que detecta cientos de bandas espectrales delgadas en el espectro electromagnético visible e infrarrojo	<i>Ranging Instrument</i>	Instrumento que solo mide la distancia entre el instrumento y el objetivo utilizando el tiempo entre la emisión de un pulso electromagnético y la recepción de la reflexión.
<i>Imaging radiometer</i>	Muy similar al <i>radiometer</i> pero con la capacidad de generar un arreglo bidimensional de píxeles para generar una imagen	<i>Scatterometer</i>	Instrumento que solo mide la radiación retrodispersada
<i>Sounder</i>	Es un instrumento que mide la distribución vertical de los parámetros de la atmósfera (Temperatura, presión y composición)	<i>Sounder</i>	Es un instrumento que mide la distribución vertical de los parámetros de la atmósfera (Temperatura, presión y composición)
<i>Accelerometer</i>	Es un instrumento que mide la aceleración del terreno, puede ser aceleración angular o lineal		



## Radiación electromagnética

Se le llama radiación electromagnética a la energía con diferentes longitudes de onda y cuyas distorsiones eléctricas y magnéticas que viajan a través del espacio a la velocidad de la luz ( $2.998 \times 10^8$  [m/s]) y no contiene masa ni carga. El comportamiento de la radiación electromagnética se puede representar de dos diferentes formas, tanto como partícula y como onda, a esto se le conoce como principio de dualidad. Las dos interpretaciones explican el mismo fenómeno, pero para el caso de la percepción remota activa se aprovecha en mayor medida el principio de la onda, en especial para explicar los fenómenos de refracción, difracción, interferencia, polarización y dispersión (Woodhouse, 2017).

Al considerar la radiación electromagnética como una onda, la expresión matemática que la describe es la *Ecuación 1*, donde la función ( $\Psi$ ) depende tanto del tiempo ( $t$ ), como de la distancia ( $z$ ). Esta ecuación describe todos los elementos de una onda; su comportamiento oscilatorio al ser una función sinusoidal, su dirección (al usar la representación compleja), la fase inicial ( $\phi_0$ ) (el ángulo que describe la etapa del ciclo en el que la onda comenzó, ver *Figura 1*), la frecuencia angular ( $\omega$ ) que es la tasa de cambio del ángulo de fase respecto al tiempo, número de onda ( $\kappa$ ) que es la tasa de cambio del ángulo de fase respecto a la distancia y la amplitud ( $A$ ) que nos indica el “tamaño” de la señal. De la teoría electromagnética se sabe que las ondas son el resultado de la combinación de una componente eléctrica y una magnética perpendiculares entre sí. Por convención solo se considera la componente eléctrica de la onda, convirtiendo la amplitud  $A$  en  $E_0$  en la *Ecuación 1* (Woodhouse, 2017).

$$\Psi(z, t) = Ae^{i(\omega t - kz + \phi_0)} = Ae^{i\phi} = A(\cos \theta + i \sin \theta)$$

Ecuación 1

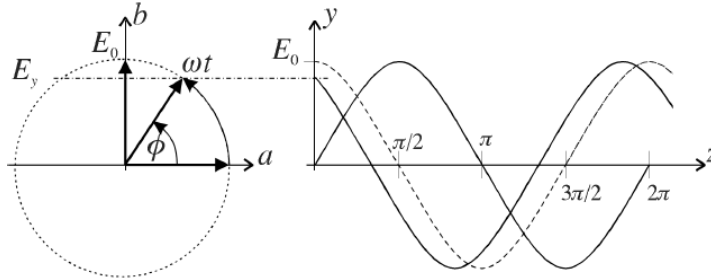


Figura 1: Diagrama que ilustra como una onda sinusoidal en un tiempo fijo puede ser representada por un puntero que gira en direcci3n antihoraria. La amplitud de la onda es la proyecci3n del puntero en el eje y. La fase  $\phi$  es el 3ngulo que el puntero forma con el eje horizontal. La fase inicial  $\phi_0$  es el 3ngulo en el tiempo 0. Figura obtenida de (Woodhouse, 2017).

En la pr3ctica, las caracter3sticas de la onda de mayor inter3s an3lítico son la amplitud y la longitud de onda. Los instrumentos de medici3n de ondas electromagn3ticas miden la potencia de incidencia de la onda en watts, si conocemos esta energ3a incidente, es posible conocer la amplitud de la onda utilizando la relaci3n que se muestra la *Ecuaci3n 2*, ya que la potencia de la onda ( $P$ ) es el cuadrado de la energ3a de esta  $|E(z, t)|^2$  y tambi3n es el cuadrado de la amplitud de la onda ( $E_0$ ) entre la constante de impedancia  $\eta$  que depende del material por el que est3 viajando (Woodhouse, 2017).

$$P = |E(z, t)|^2 = \frac{E_0^2}{2\eta} [W]$$

Ecuaci3n 2

La longitud de onda tiene un papel muy importante dado que, dependiendo su valor, se tienen diferentes utilidades y caracter3sticas, pero tambi3n diferentes complicaciones, tal es el caso de la atm3sfera, considerando que para algunas frecuencias las ondas tienen muchas dificultades para transmitirse, pero para otras no hay problema (*Figura 2*) (Woodhouse, 2017).

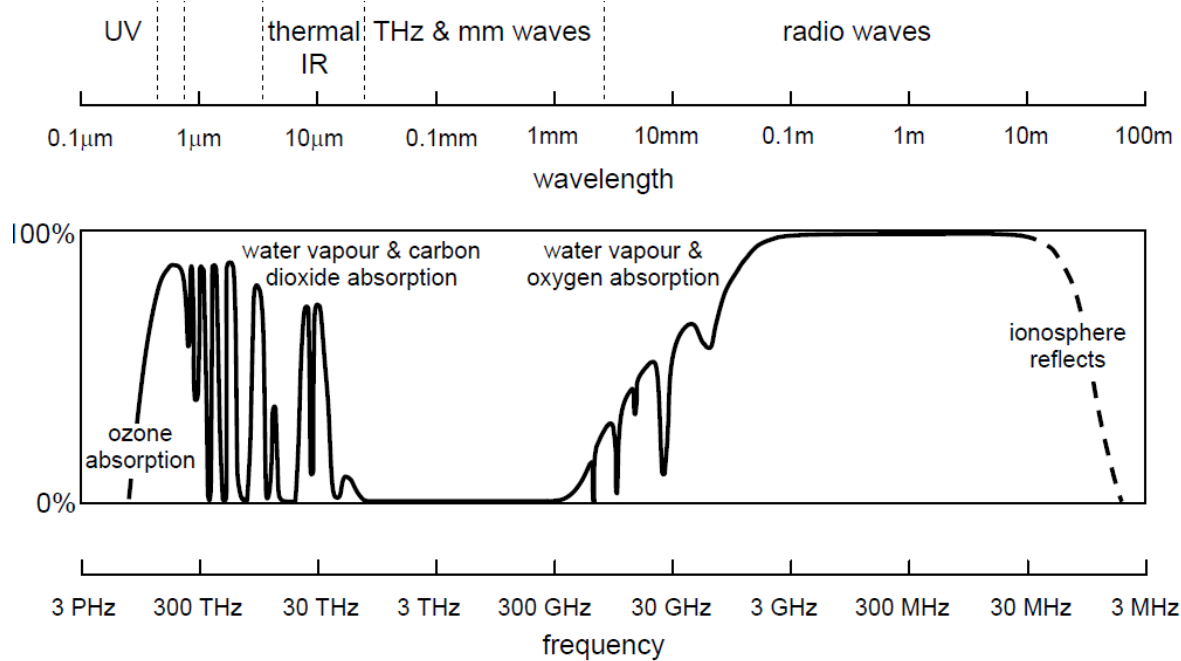


Figura 2: Espectro electromagnético y la transmitancia de la atmósfera terrestre. Figura obtenida de: Richards, 2009.

Si se observase la Tierra con un detector (sensor) que pudiera captar todo el espectro electromagnético de las ondas, notaríamos que hay más contribución de algunas longitudes de onda que de otras. Por ejemplo, en el sector en que están incidiendo los rayos del Sol habría mucha contribución por parte del espectro de amplitud visible. Pero, si nos enfocamos en la medición de las longitudes de las ondas de radio la señal sería muy débil. Es por esta diferencia de intensidad que son necesarios tanto los sistemas pasivos, que solo capten las señales como los sistemas activos, que generan una señal deseada para observar la respuesta una vez que ha interactuado con la Tierra (Richards, 2009).

## Radar

El Radar (*R*Adio *D*etection *A*nd *R*anging) es un sistema de percepción remota activa que consiste en iluminar el objetivo de interés con pulsos electromagnéticos en intervalos de frecuencias de microondas conocidas y registrar el tiempo que tarda en viajar de ida y vuelta la señal (distancia), así como la amplitud y la fase de la onda de la señal reflejada (Bürgmann et al., 2000). Esta técnica fue ideada originalmente por Robert Watson Watt

durante la segunda guerra mundial con el propósito de localizar aviones enemigos y dar alerta de evacuación, obteniendo la ubicación de los aviones aún en la noche y con tormentas. Además de la distancia, con el sistema de Radar es posible conocer algunas características físicas como el tamaño, la rugosidad, o las propiedades dieléctricas de la superficie reflejada (Woodhouse, 2017).

Los sistemas de Radar usan frecuencias de 1 a 90 GHz, cuyo espectro en diferentes secciones o bandas se define de acuerdo con las propiedades de las frecuencias de interés. Como esta tecnología fue desarrollada durante tiempos de guerra, los nombres utilizados para cada banda son crípticos y no siguen una lógica (*Tabla 2*).

Tabla 2: Designación de bandas de radio y de microondas. Las columnas a la izquierda son la terminología estándar para Radar, pero estas son frecuentemente referidas por designaciones pasivas. Ultra High Frequency (UHF) es referido actualmente como banda P. Nótese que las frecuencias reales asignadas para el uso de Radar por la Unión internacional de Telecomunicaciones (ITU) son bandas más pequeñas dentro de estas amplias clasificaciones. Tabla obtenida de: Woodhouse, 2017.

<i>Standard Radar Nomenclature</i>		<i>ITU Nomenclature</i>		
Band	Freq. range		Band	Freq. range
HF	3–30 MHz	Dekametric (HF)	7	3–30 MHz
VHF	30–300 MHz	Metric (VHF)	8	30–300 MHz
P (UHF)	0.3–1 GHz	Decimetric (UHF)	9	0.3–3 GHz
L	1–2 GHz	"		
S	2–4 GHz	"		
C	4–8 GHz	Centimetric	10	3–30 GHz
X	8–12 GHz	"		
Ku	12–18 GHz	"		
Ka	18–27 GHz	Millimetric	11	30–300 GHz
V	27–40 GHz	"		
W	75–110 GHz	"		
mm	110–300 GHz	"		

Con las ventajas del sistema Radar, como lo son la posibilidad de operar en la noche o no tener dificultades en cualquier clima, surgió la idea de generar imágenes. Para lograrlo, primero se desarrolló una forma de generar un haz electromagnético lo más estrecho posible. Se logro gracias al “principio de superposición de las ondas”, que nos dice que las ondas interactúan entre sí en todas las direcciones de forma constructiva y destructiva (*Figura 3a*). Al utilizar muchas fuentes es posible lograr una amplitud máxima en una sola dirección y amplitudes mucho más pequeñas en otras. Como no es posible hacer un patrón con una línea de dirección, sin importar cuántas fuentes se utilicen, llamamos “apertura” al ángulo del patrón generado que es más sensible y de mayor amplitud (*Figura 3b*). Este patrón generado a veces puede ser distorsionado por el medio que atraviesa, provocando ruido y que la señal se vea afectada, como en la *Figura 3c* (Woodhouse, 2017).

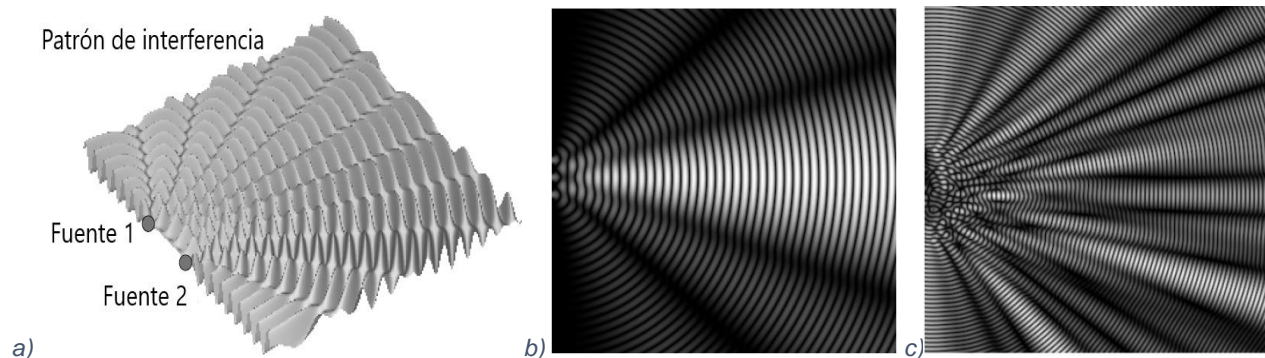


Figura 3: a) Ilustra el patrón de interferencia que se encuentra frente a dos fuentes de ondas idénticas (coherentes). Nótese que esta imagen es solo un momento, las ondas se alejan continuamente de la fuente. b) Patrón de interferencia utilizando 10 fuentes más cercanas que la longitud de onda generada por las fuentes vecinas. Nótese que la mayor parte de la energía termina en un rayo central, aunque si hay algo de energía en los lóbulos laterales. c) Patrón de interferencia que se genera cuando se mueven ligeramente (menos que una longitud de onda) las fuentes. Este patrón se ve caótico e irregular pero aún mantiene cualidades de b), por lo que se puede considerar parcialmente coherente. Imágenes obtenidas de (Woodhouse, 2017).

## SAR

*Synthetic Aperture Radar* (SAR) significa Radar de Apertura Sintética, se le llama así al método que consiste en generar imágenes procesando los reflejos de ondas de radio sobre la Tierra. El objetivo con el que se crearon las imágenes SAR fue para mejorar la resolución azimutal simulando una antena más grande, ya que otra consecuencia de no obtener un rayo de amplitud totalmente puntual es un poder de resolución óptica (o angular) muy malo (Bürgmann et al., 2000). Aunque la resolución espacial depende tanto de las características del instrumento utilizado, como de la frecuencia que esté utilizando dicho instrumento, la mejor resolución espacial que pueden alcanzar otros sistemas de Radar de imágenes es de hasta 5 km. Esta es una resolución espacial muy mala comparada con la resolución de menos de 10 metros que es posible alcanzar con SAR (Maître, 2008).

Las imágenes SAR tienen las mismas ventajas de los sistemas Radar. La capacidad de penetración de los sistemas SAR depende de la longitud de onda y del tipo de material que la onda está penetrando. Como se ve en la *Tabla 2*, todas las bandas de frecuencias corresponden a las microondas, por lo que su penetración en la atmósfera es similar. En

general entre mayor sea la longitud de onda mayor será la penetración, pero menor la resolución, de manera que dependiendo del objetivo se preferirán unas bandas a otras. Por ejemplo: la banda L se prefiere para la estimación de biomasa, la banda X al tener alta resolución se prefiere para realizar cartografía en zonas urbanas. La banda C, al encontrarse entre la banda L y X, es una buena opción para todas las aplicaciones, al ofrecer un buen balance entre penetración y resolución (Maître, 2008).

#### Características del sistema SAR

La geometría del sistema SAR se puede observar en la *Figura 4*. La dirección que va del satélite al objetivo que retorna la señal se le llama *Line Of Sight (LOS)* o *Slant Range*, el punto que se encuentra sobre la tierra debajo del satélite es el nadir. El ángulo  $\theta_l$  se le conoce como *off-nadir*. A la dirección sobre la que viaja el satélite se le dice azimut y la dirección perpendicular a ésta se le dice rango. El ángulo de incidencia ( $\theta_i$ ) es el ángulo formado entre la LOS y la vertical sobre el objetivo. Estas características afectan la calidad de la imagen (particularmente el ángulo de incidencia), ya que la resolución y algunos artefactos que se pueden generar en la imagen dependen de él (Woodhouse, 2017). Si un sistema Radar que maneja información de distancia tuviera una geometría vertical (*Figura 5 inciso a*), se tendrían dos puntos a la misma distancia, dando como resultado que se mezclen los reflectores localizados a los lados del instrumento. Para evitar dicha mezcla de reflectores se utiliza una geometría de lado (*Figura 5 inciso b*) (Maître, 2008).

Otra característica de la fuente que afecta la imagen SAR (además de la longitud de onda) es la polarización, la cual describe la dirección de vibración de la onda. Se pueden distinguir normalmente 4 tipos; HH, HV, VV y VH. Esta nomenclatura H y V se refieren a Horizontal o Vertical. La primera letra denota la polarización transmitida y la segunda letra la recibida. La diferencia entre estas configuraciones se puede ver en la *Figura 6* (Maître, 2008).P

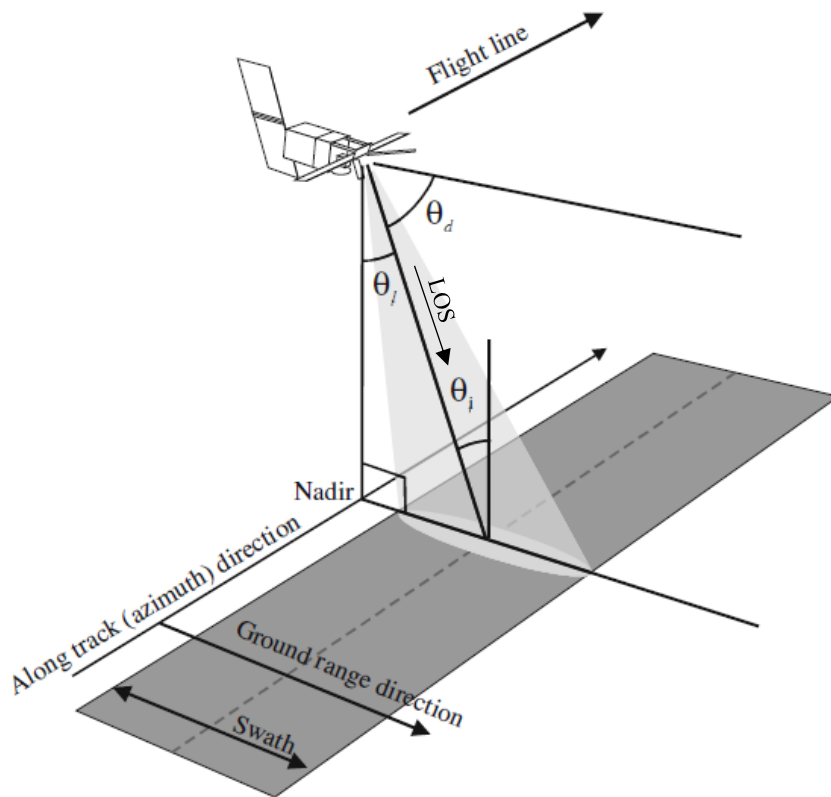


Figura 4: Geometría de un generador de imágenes de Radar mirando de lado. Nótese que el rayo del Radar es relativamente ancho en la dirección range (dando un swath grande) y angosto en la dirección de azimuth (dando solo una rebanada delgada de datos). El movimiento del instrumento permite la construcción de una imagen bidimensional. Imagen obtenida de (Woodhouse, 2017)

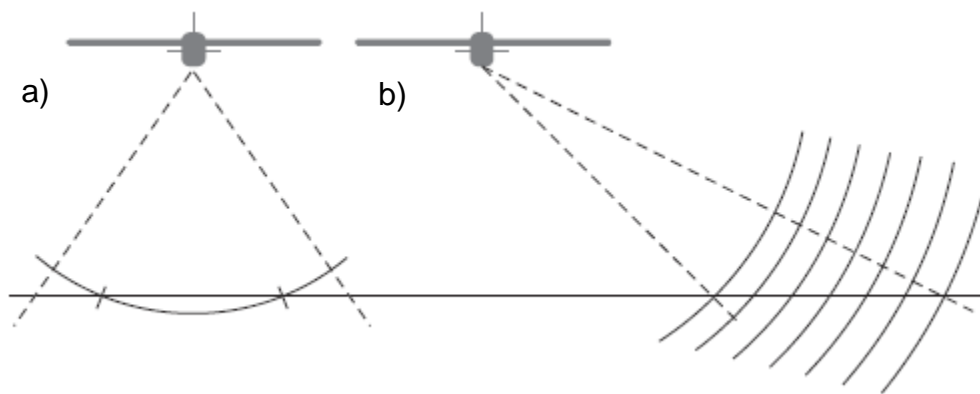
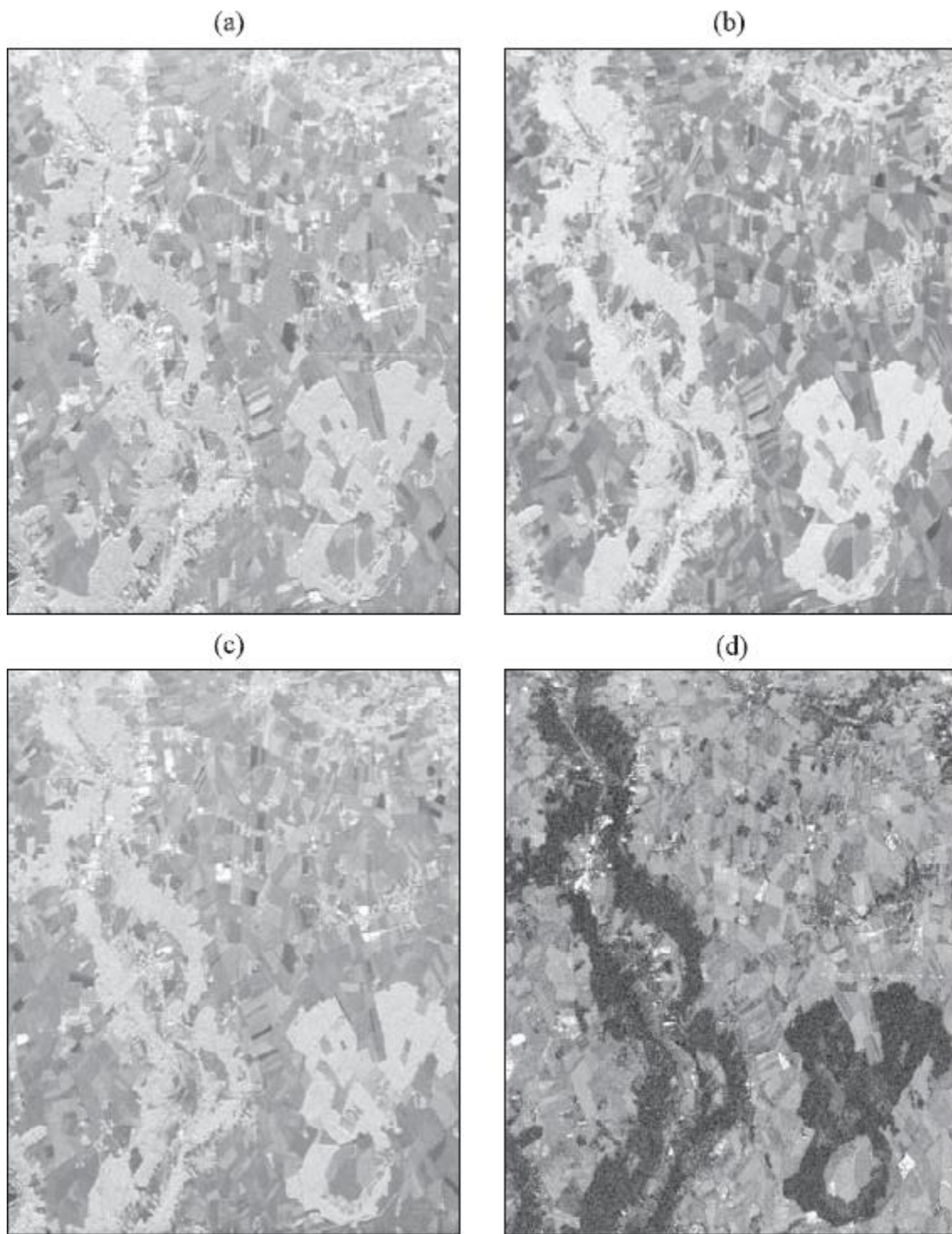


Figura 5: Radar de imágenes aerotransportado: a) Geometría vertical y b) Geometría de lado. Geometría vertical causa image folding. Obtenido de (Maître, 2008)





*Figura 6:* Diferentes configuraciones polarimétricas del mismo sitio (Orgeval, Francia): (a) HH, (b) HV, (c) VV y (d) máximo grado de polarización. Imagen obtenida de (Maître, 2008).

En las imágenes SAR frecuentemente se generan diferentes efectos, la mayoría de ellos no deseados. Por ejemplo, la geometría de lado combinada con una topografía elevada puede generar artefactos como *foreshortening*, *layover*, y *shadowing* (Figura 7). Se le llama *foreshortening* a la distorsión que se sucede en las pendientes por el pronto retorno provocado por la altura (Richards, 2009). El *layover* es un caso extremo del *foreshortening*, por ejemplo, cuando el eco de la punta de una montaña regresa antes que el de la base de la montaña se genera una superposición. Se le dice *shadowing* cuando hay zonas donde los ecos no pueden llegar y, por lo tanto, no hay información de esas áreas (Woodhouse, 2017).

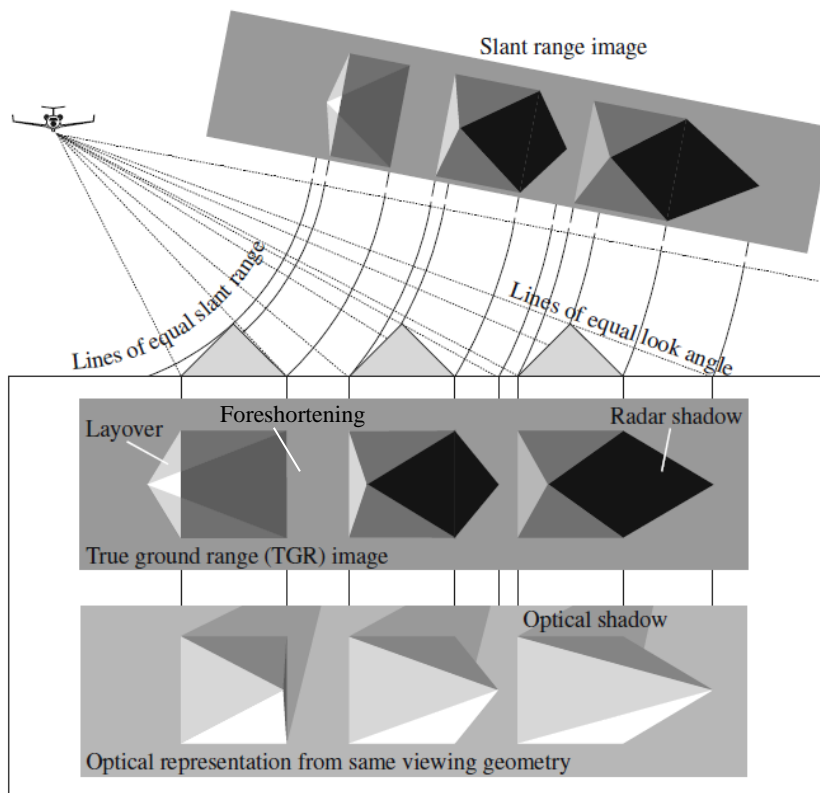


Figura 7: Ejemplificación de cómo ocurren los efectos de *layover*, *foreshortening* y *shadowing* con una comparación de cómo se vería la imagen si hubiera sido captada con un instrumento óptico. Imagen obtenida de (Woodhouse, 2017).

Otro fenómeno que ocurre en las imágenes es el efecto *speckle* el cual se ve como un puntillado de puntos negros y blancos, provocando que la imagen se vea mucho menos clara. Este efecto es producido debido a una celda de resolución de la imagen obtenida

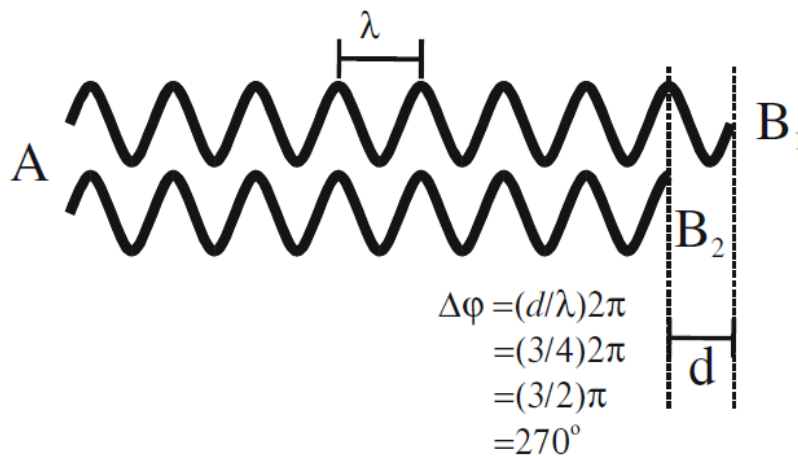
que solo puede contener un solo valor de fase y amplitud de onda, pero la celda es formada con la combinación de varios reflectores, es decir, diferentes amplitudes y fases de onda (Ferretti et al., 2007). El *speckle* es considerado un ruido aleatorio y se cuentan con diferentes soluciones para reducirlo, tanto prácticas como estadísticas (Woodhouse, 2017).

Originalmente las imágenes SAR se desarrollaron por su potencial uso militar, pero gracias a las misiones civiles/comerciales, esta tecnología ha avanzado mucho. La primera misión de categoría civil fue SEASAT (*SEA SATellite*) por la *National Aeronautics and Space Administration (NASA)* en 1978, pero solo operó por 100 días (Maître, 2008). Después, otras agencias espaciales fueron lanzando sus propias misiones comerciales con sistemas SAR. Las principales de estas agencias son la ERS (*European Remote-sensing*), JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*), CSA (*Canadian Space Agency*), DLR (*German Aerospace Center*) y la ASI (*Italian Space Agency*). Las misiones que estas agencias espaciales tienen o han tenido se diferencian entre sí principalmente por: Banda de frecuencia en la que operaba la misión, fechas de adquisición de las imágenes, modo de adquisición y órbitas de operación de la misión (Lu & Dzurisin, 2014).

Actualmente una de las pocas misiones con un modo de adquisición que permite la captura de imágenes amplias y con una frecuencia de repetición buena en México es la misión de Sentinel-1 (European Space Agency, 2021). El 3 de abril del 2014 se lanzó el Sentinel-1A, el primero de una constelación de dos satélites con un sistema de imágenes de Radar por la serie *Copernicus Sentinel*. Los satélites de esta constelación operan la banda C, y adquieren las imágenes de diferentes modos; *stripmap (SM)*, *Interferometric Wide swath (IW)*, *Extra-wide swat (EW)*, *wave (WV)*. La principal adquisición sobre tierra es con el modo IW, los datos adquiridos son tres *swaths* de 250 m con una resolución de 5 m por 20 m. Los productos generados son generados directamente de productos de nivel 0, que son los datos comprimidos y sin procesar (European Space Agency, 2022).

## InSAR

Los sistemas SAR tienen muchas ventajas, pero también cuentan con límites. No se pueden caracterizar distancias con una resolución menor a la de la longitud de onda utilizada debido a que no se conoce el número de veces que se repitió el ciclo de la onda en todo su trayecto. No obstante, se conocen con mejor resolución los cambios entre dos señales siempre y cuando se hagan con el mismo instrumento y tengan buena coherencia. Las ondas cambian respecto al tiempo y al espacio, y con los cambios de fase se pueden medir cambios de distancia, por ejemplo, si tenemos dos ondas que van de un punto A un punto B, pero se permite que una onda viaje un poco más lejos, podremos observar un cambio de fase (*Figura 8*) (Woodhouse, 2017).



*Figura 8: Calcular la diferencia de fase entre los detectores  $B_1$  y  $B_2$  nos da información de la distancia de separación,  $d$ . En este caso una diferencia de fase es de  $3\pi/2$  equivale a una diferencia de distancia de  $3/4$  de la longitud de onda. Sabiendo el valor de la longitud de onda entonces nos da un valor de  $d$ , siempre y cuando  $d < \lambda$ . Obtenido de (Woodhouse, 2017).*

Cuando hacemos la combinación de señales en el espacio, se genera un patrón al que se le llama interferograma. Dicho patrón es generado con una multiplicación cruzada píxel a píxel entre dos imágenes SAR (*Ecuación 3*), donde  $C$  son las señales,  $A$  las amplitudes y  $\phi$  las fases. La amplitud del interferograma es la multiplicación de amplitudes de las imágenes y la fase del interferograma es la diferencia de fases entre las imágenes y esta se compone de varias contribuciones (Woodhouse, 2017). Los interferogramas cuentan con dos contribuciones principales (*Ecuación 4*). La parte izquierda de la ecuación 4 está relacionada con alguna diferencia de altitud en algún punto entre las dos imágenes y la parte derecha de la *Ecuación 4* se relaciona con una variación en la dirección en la línea de inclinación (*slant-range*). En la *Ecuación 4*  $\Delta\phi$  es la variación de fase interferométrica,  $B_n$  es la distancia perpendicular que hay entre los satélites y se obtiene de las órbitas,  $\lambda$  es la longitud de onda y se obtiene de la banda que se esté utilizando,  $R$  es la distancia del instrumento al objetivo,  $\theta$  es el ángulo de incidencia,  $q$  es la diferencia de altura referida a un plano horizontal y  $s$  es el desplazamiento sobre el *slant-range* *Figura 9* (Ferretti et al., 2007).

$$C_1 C_2^* = A_1 A_2 e^{i(\phi_1 - \phi_2)} \dots \text{Ecuación 3}$$

$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q}{R \sin \theta} - \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n s}{R \tan \theta} \dots \text{Ecuación 4}$$

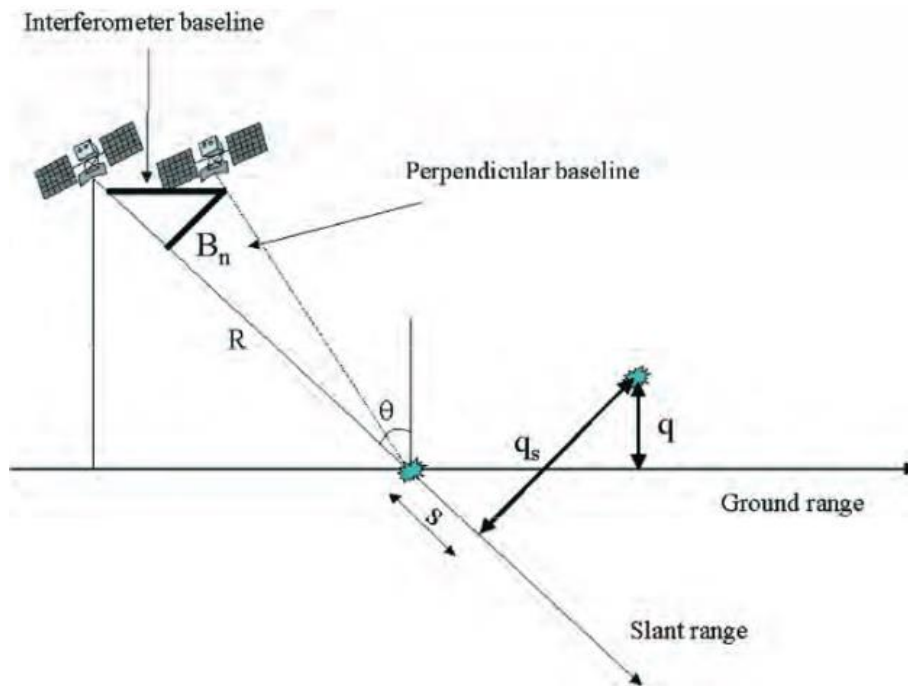


Figura 9: Parámetros geométricos de un sistema SAR interferométrico satelital. Tomado de (Ferretti et al., 2007).

Cuando lo que nos interesa son las variaciones de altura y no las que ocurren sobre la dirección de inclinación provocadas por la curvatura de la Tierra, el segundo término de la Ecuación 4 se sustrae de la fase del interferograma generando la Ecuación 5, generando un interferograma aplanado (*interferogram flattening*). En la Figura 10 podemos observar el efecto obtenido de “aplanar” un interferograma, logrando que el patrón de discontinuidades se pueda asemejar a las líneas de contorno. Al espacio que se genera entre dos discontinuidades se le llama “altura de ambigüedad” y es definida como la altura que genera un cambio de fase de  $2\pi$  una vez que se haya aplanado el interferograma. Esta altura depende de diferentes factores como la distancia entre los satélites que tomaron las imágenes (*baseline*), el ángulo de incidencia con la Tierra, la longitud de onda, la distancia entre el satélite y la Tierra.

$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q}{R \sin \theta} \dots \text{Ecuación 5}$$

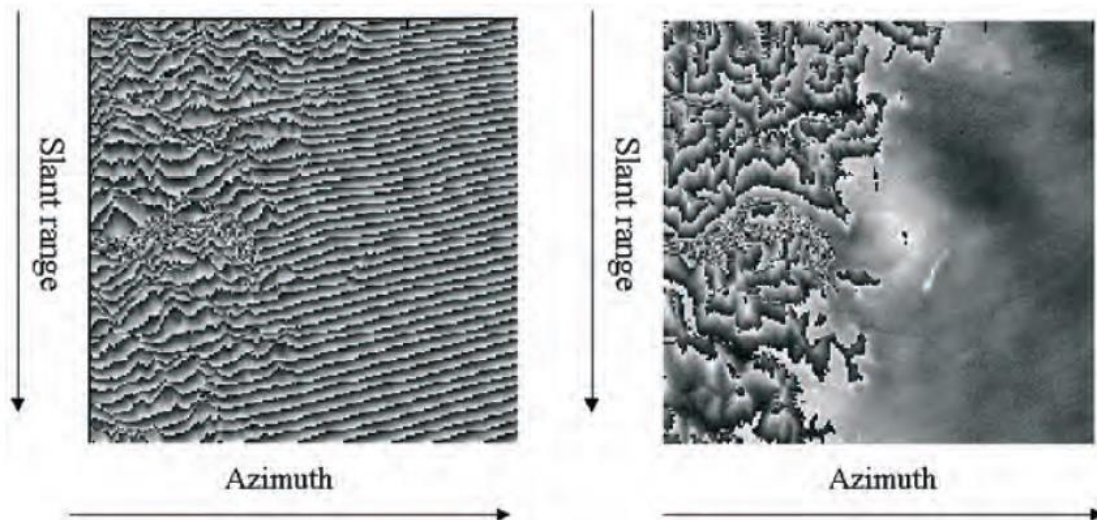


Figura 10: Izquierda: Interferograma de una porción de los Alpes de Italia y la Pianura Padana que fue obtenida de los datos de ERS. Derecha: Interferograma aplanado, aquí las discontinuidades de fase parecen líneas de contorno. Obtenido de (Ferretti et al., 2007).

Una vez que el interferograma esté aplanado se puede usar para obtener productos útiles dependiendo de lo que se busque y de las imágenes que se tengan. Por ejemplo, se puede obtener un modelo digital de elevación (DEM) o si se tienen imágenes tomadas en un intervalo de tiempo prolongado, y si en ese periodo de tiempo la superficie se movió, es posible cuantificar el desplazamiento; a este procedimiento se le denomina interferometría diferencial. Cuando lo que ocurre es un desplazamiento, a la fase interferométrica de la *Ecuación 5* se le agrega un término, resultando en la *Ecuación 6*, donde  $d$  es el desplazamiento relativo proyectado sobre la dirección de inclinación. Es posible sustraer el término de la izquierda de la *Ecuación 6* cuando se cuenta con un DEM (pues este término es el que corresponde a la diferencia de fase causada por los cambios de altura) y generar un interferograma diferencial (Ferretti et al., 2007).

$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}q}{R \sin\theta} + \frac{4\pi}{\lambda} d \dots \text{Ecuación 6}$$

Aunque ya se hayan eliminado todos los elementos principales para generar un interferograma diferencial, aún faltarían hacer algunas correcciones para poder tener un producto final. Una de las fuentes de ruido más grandes es la contribución de la atmósfera, ya que las condiciones de esta siempre están cambiando, y como las imágenes suelen

ser adquiridas en momentos diferentes, la humedad, la temperatura y la presión cambian, provocando que la radiación viaje de manera diferente produciendo un cambio en la fase. Este efecto normalmente tiene una magnitud de un solo ciclo ( $2\pi$ ) en un área de unos cuantos kilómetros. Existen otras fuentes de ruido, si los reflectores se mueven entre una imagen y otra provocara una señal no deseada como sería el caso de vegetación o de una cuenca hidrológica. Otra fuente de ruido muy importante se encuentra en las limitaciones del equipo ya que depende mucho de la geometría del satélite, de manera que si la línea base (*baseline*) entre los satélites que tomaron las imágenes llega a una distancia crítica, la fase será únicamente ruido. Existen muchas más fuentes de ruido, y no todas son posibles de eliminar o controlar, por lo que cuando se genera un interferograma también se genera un mapa de coherencia, el cual nos ayuda a identificar que tan confiable y libre de ruido es el interferograma (Ferretti et al., 2007).

Un mapa de coherencia es generado por el producto de la correlación cruzada entre dos imágenes SAR y lo que mide es la similitud entre estas imágenes que están separadas por espacio o tiempo. El rango de valores que tiene es entre 0 y 1, si las imágenes fueran iguales su coherencia sería de 1. La coherencia está relacionada con la cantidad de error de fase en un interferograma por lo que nos ayuda a determinar la precisión del mapa de deformación generado (Lu & Dzurisin, 2014).

Una vez que tenemos un interferograma, notamos que las “líneas de contorno” que se forman tiene un rango limitado que va de  $-\pi$  a  $\pi$ , cuando se presenta de esta forma se dice que la fase esta empaquetada (*wrapped*) (Figura 11). El rango de valores de la fase se encuentra entre  $\pi$  y  $-\pi$  radianes, pero lo que realmente nos interesa es cuanta deformación absoluta ocurrió, misma que podemos cuantificar a partir de una imagen obtenida al emparejar los ciclos de la fase con la longitud de onda utilizada. (Ferretti et al., 2007). Si únicamente relacionamos la longitud de onda con las franjas solo sabríamos la deformación entre franjas y como lo que nos interesa es la deformación absoluta hay que “desempaquetar” (*unwrapped*) el interferograma. El principio del desempaquetamiento (*unwrapping*) consiste en asumir una superficie continua (que no tiene cambios abruptos) y se van sumando las fases escalonadas hasta tener una suma total de las fases (Figura



12). Esta suma tiene muchas complicaciones tanto numéricas como prácticas, como lo es la posición exacta de los satélites, los patrones de franjas independientes entre sí, el tamaño de las franjas también afecta, problemas con la topografía y otros problemas como la coherencia (Woodhouse, 2017). Debido a que se trata de un problema complicado es un tema de investigación profundo y a la fecha existen algoritmos con diferentes formas de abordarlo, los más comunes son “GRASS” (Goldstein et al., 1988), “ICU” (Hensley et al., 2002) y “SNAPHU” (Chen & Zebker, 2001). La diferencia entre ellos es principalmente el tiempo de procesado, pero en general obtienen un resultado muy similar entre sí.

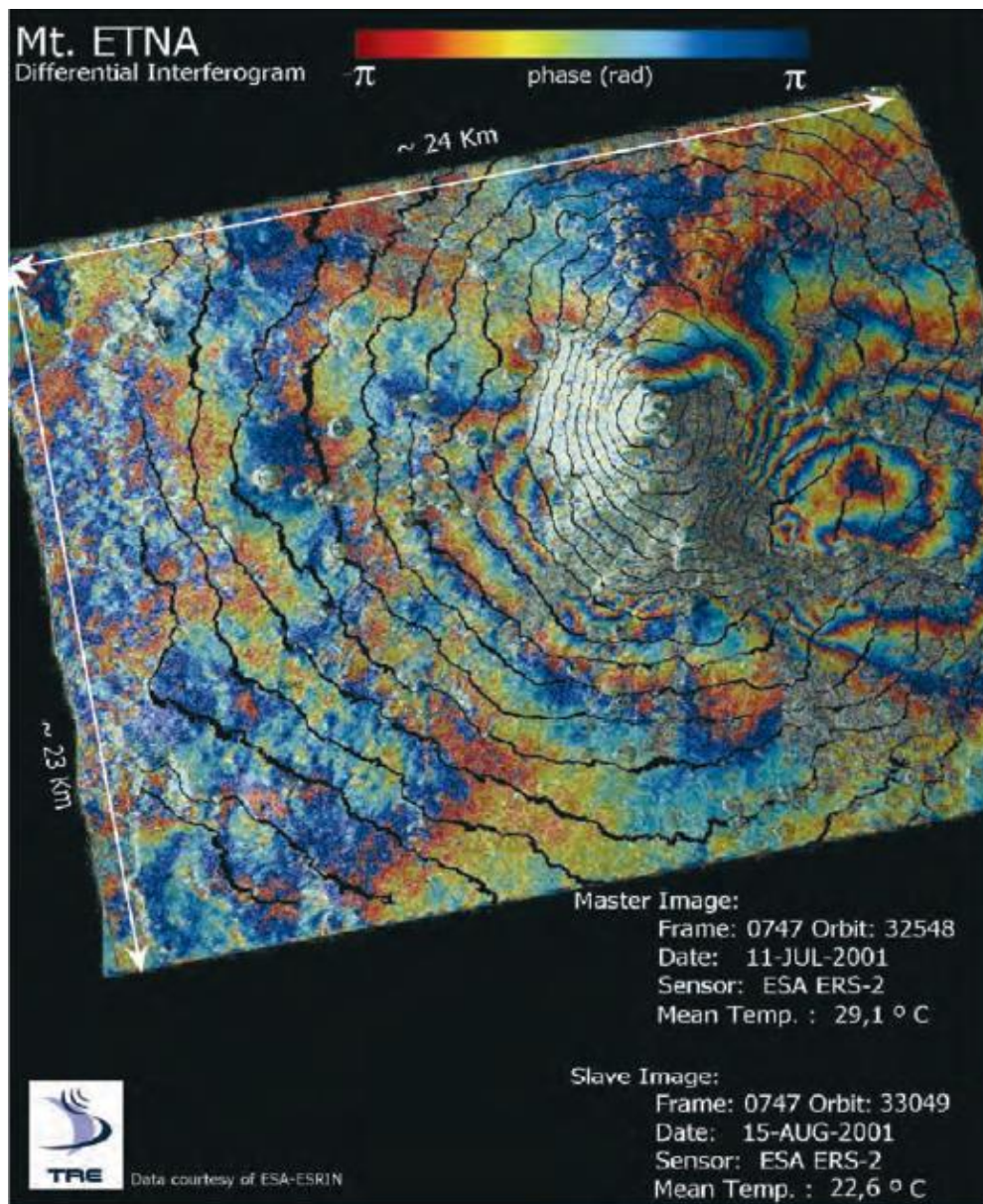


Figura 11: Interferograma diferencial de la erupción del Mt Etna que ocurrió en julio del 2001. El interferograma fue generado utilizando dos imágenes de la ERS tomadas antes (11 de julio del 2001) y después (15 de agosto del 2001) de la erupción. La topografía ha sido removida con un DEM disponible. Las líneas de contorno del DEM se muestran en negro. Imagen obtenida de (Ferretti et al., 2007).

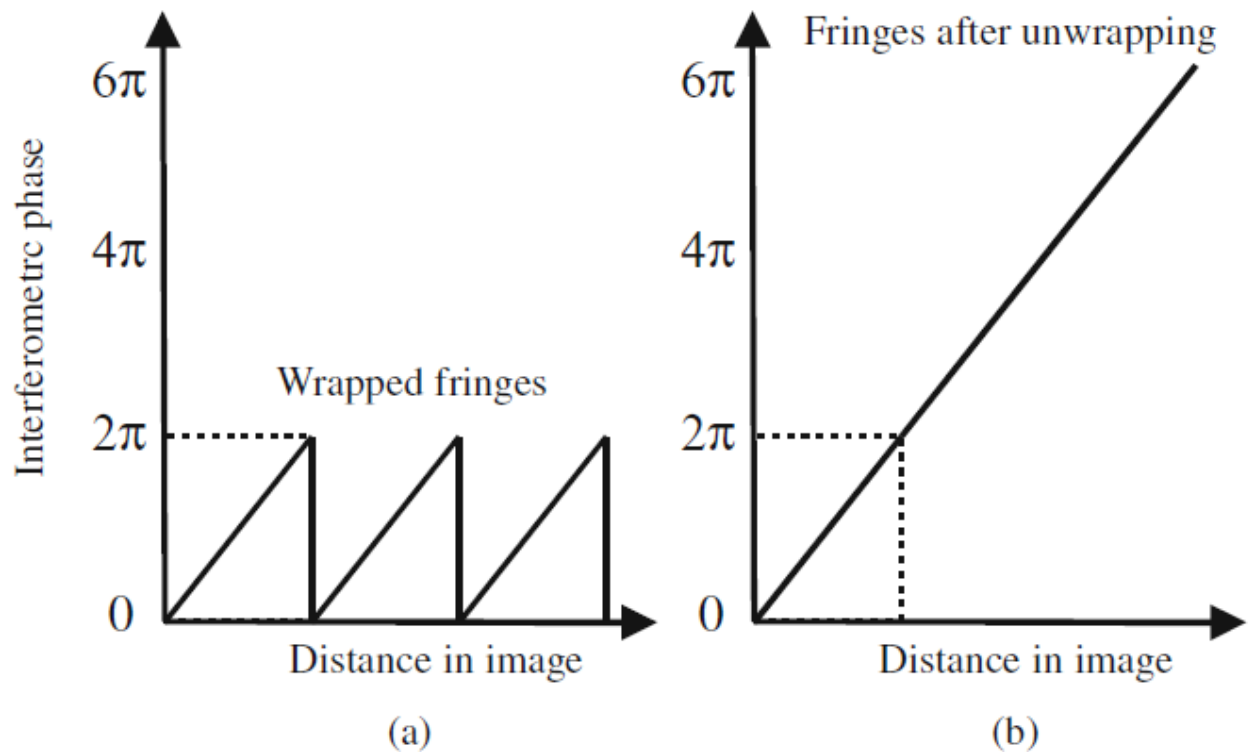


Figura 12: Si consideramos un perfil que atraviese las franjas del interferograma veríamos que cada vez que se llega a  $2\pi$  se repite el ciclo (a). Para determinar la fase absoluta es necesario “desenvolver” (*unwrapped*) las franjas como se ve en (b). Esto es solo posible si se tiene una sucesión no interrumpida de las franjas para que se puedan sumar los ciclos de  $2\pi$ . Imagen obtenida de (Woodhouse, 2017).

## Contexto Geológico

La corteza terrestre se divide en bloques, llamados placas tectónicas. Los límites de placas son zonas donde entran en contacto 2 placas que tienen un movimiento relativo entre ellas. La interacción de las placas en los límites tectónicos produce acumulación y liberación de energía, este último efecto se traduce en generación de temblores. Por lo tanto, los límites de placas son los sitios donde se generan la mayoría de los temblores terrestres.

Los límites de placas se pueden clasificar de acuerdo con el tipo de movimiento que ocurre entre pares de placas a partir de un sistema de desplazamiento cuya referencia es el centro de rotación de una placa. De manera simplificada, si las placas se están alejando entre sí se dice que es un límite divergente, cuando la distancia que separa las placas no

se modifica, sino que el movimiento genera un roce entre ellas, se dice que es un límite transformante y si las placas están empujándose entre sí, de manera que la distancia que las separa decrece, se dice que es un límite convergente. En el caso del límite convergente existen 3 tipos de colisiones: cuando el límite ocurre entre dos placas oceánicas o entre una oceánica y una continental, la placa más densa subduce a la otra, pero cuando el límite ocurre entre dos placas continentales no hay subducción, en cambio ocurre una deformación vertical formando una zona de sutura (Servicio Geológico Mexicano, 2017).

El sur de México es una zona tectónicamente activa, ya que existen tres tipos de límites entre placas. El límite de placas más importante en México es el que ocurre entre la placa de Cocos y la de Norteamérica, ya que es ahí en donde se generan la mayoría de los eventos sísmicos que afectan el centro de México. En dicho límite, la Placa de Cocos, la cual es de tipo oceánica por lo que es más densa, subduce debajo la Placa Norteamericana, (Kostoglodov & Pacheco, 2003). Los sismos generados a lo largo de dicho límite pueden ser principalmente de tres tipos: corticales, interplaca e intraplaca (*Figura 13*) (Aguirre et al., 2021).

El proceso en el que se generan estos sismos en este tipo de límite de placas se le llama “Ciclo sísmico de subducción” y consta de 3 etapas o fases, llamadas Intersísmica, Cosísmica, y Postsísmica: La Fase Intersísmica, es en donde ocurre el mayor desplazamiento asísmico pues es el periodo en que se acumula energía y puede durar décadas o siglos; La Fase Cosísmica, es cuando se liberan las energías acumuladas por el movimiento de una falla geológica que puede ser normal (cuando el bloque que esta encima del plano de falla se cae), inversa (cuando el bloque que está por encima del plano de falla sube) o desplazamiento (cuando el desplazamiento es paralelo al rumbo del plano de falla); Por último, se encuentra la Fase Postsísmica, la cual es la fase de relajación de esfuerzos después del terremoto, por lo que las zonas aledañas se reacomodan causando réplicas durante meses o incluso años (Marta Béjar Pizarro, 2015).

Además de ser tectónicamente activo, en México hay una importante actividad volcánica, cuya principal expresión sería la Faja Volcánica Transmexicana, pues en ella se encuentran la mayoría de los volcanes activos de México (*Figura 14*). Es importante

también considerar la actividad volcánica, pues en ocasiones generan sismos e incluso enjambres sísmicos (Aguirre et al., 2021).

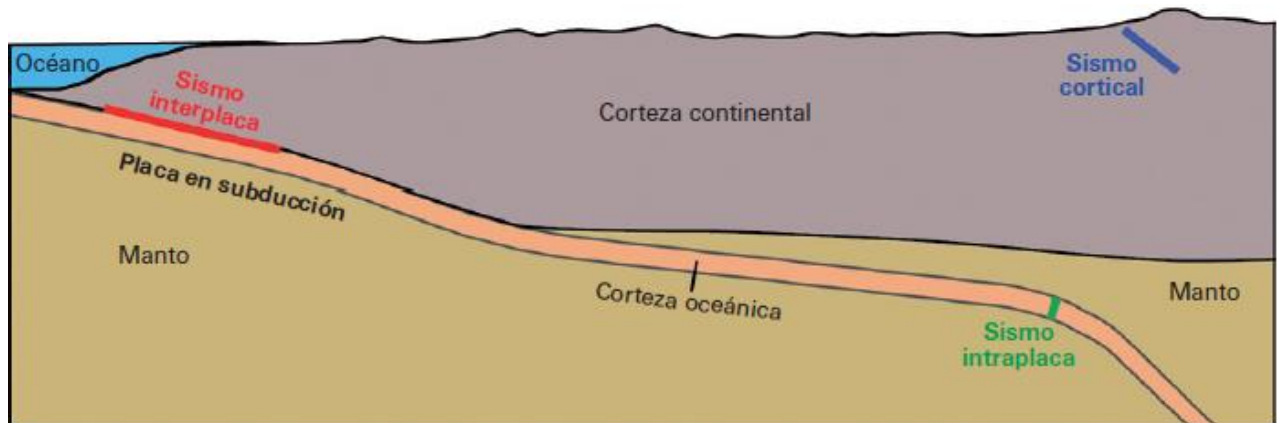


Figura 13: Tipo de sismos por su origen: interplaca (entre placas), intraplaca (dentro de la placa subducida) y cortical (dentro de la placa superior). Imagen tomada de (Aguirre et al., 2021).

Los eventos sísmicos implican riesgos de pérdidas económicas y de vidas humanas para las sociedades modernas. En consecuencia, existe la necesidad de localizar la ubicación precisa de los sismos, así como de cuantificar la energía liberada durante los mismos. Para dicho fin, las sociedades modernas utilizan redes de instrumentación, principalmente basada en sismómetros, para poder localizar y caracterizar con precisión la ocurrencia de eventos potencialmente devastadores.

Con las señales registradas por estas redes de instrumentos es posible determinar parámetros importantes de un sismo, como la ubicación, magnitud, tiempo de origen y el mecanismo focal. Sin embargo, la precisión con la cual se pueden resolver esos parámetros depende de la distribución y cobertura de los instrumentos de medición sísmica.

Para intentar modelar y comprender el origen de los sismos, además de los datos provenientes de sismómetros se utilizan los datos recolectados por GPS, para poder observar la deformación de la superficie causada por los sismos. Desafortunadamente, la densidad y la extensión del muestreo disponible de las redes de instrumentación de GPS

pueden llegar a ser insuficientes para capturar de manera adecuada el campo de desplazamientos en la superficie derivado de un sismo.

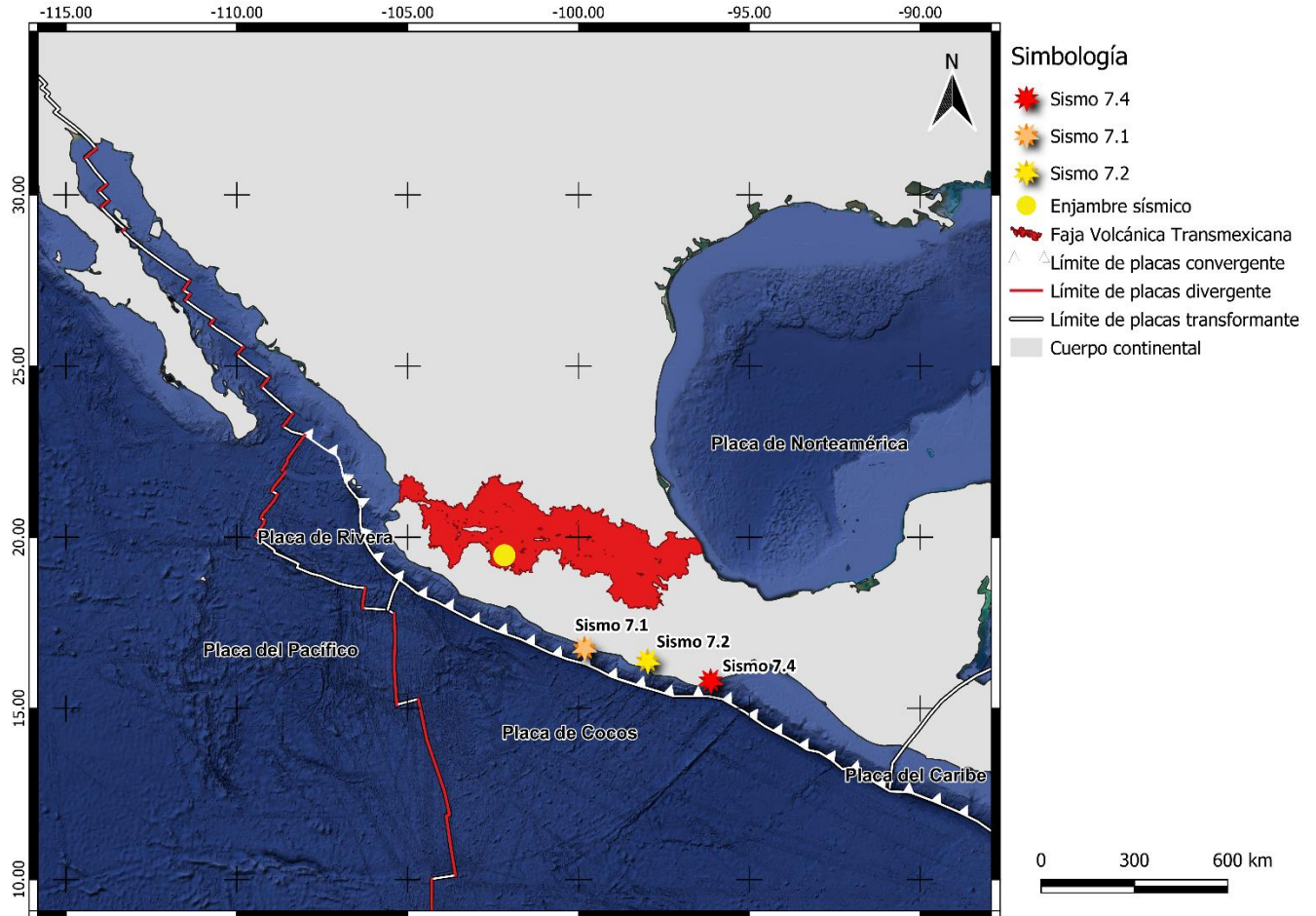


Figura 14: Mapa del contexto tectónico de México, con los sismos que estudiaron en este trabajo.

Afortunadamente, las técnicas InSAR basadas en adquisiciones satelitales tienen el potencial de complementar la información que se tiene de instrumentos en campo, lo cual facilita la generación de modelos más precisos de los eventos sísmicos (Mirwald et al., 2019). El primer ejemplo de esto fue en 1992 en el sismo de magnitud 7.3 en Landers, California. El interferograma generado para este sismo incluso llegó a ser la portada de la revista Nature, en esta publicación se generaron varios interferogramas y se los compararon con los datos de las estaciones geodésicas de la zona llegando a la conclusión de que los datos coincidían extremadamente bien, las pocas diferencias se atribuyeron en su mayoría a la órbita y el DEM. (Massonnet et al., 1993). Hoy en día los

satélites, su cobertura y los DEMs han mejorado mucho desde entonces por lo es posible obtener mucha más información sobre los sismos utilizando InSAR. Principalmente información sobre el origen de los sismos, ayudando a identificar y modelar las fallas que los generaron. Conforme siga mejorando la tecnología será posible incluso generar mapas de alta resolución de esfuerzos tectónicos acumulados (Biggs & Wright, 2020).

### Capítulo 3. Metodología

Para la elaboración de este trabajo y considerando el tiempo de proceso para el análisis, se utilizó la supercomputadora de la UNAM, Miztli (LANCAD Laboratorio Nacional de Cómputo de Alto Desempeño, 2015). El uso de una computadora de tales capacidades de procesamiento fue necesario pues el espacio requerido para realizar un solo interferograma puede tomar desde unas cuantas decenas hasta cientos de gigas dependiendo del tamaño del área de interés y de la resolución que se requiera. Para la utilización del programa ISCE hubo algunas dificultades, principalmente con la instalación del programa ya que no es completamente automática. También surgieron problemas relacionados con las bases de datos donde las agencias suben información de los satélites y con las diferentes versiones de ISCE pues es un programa que, al momento de la elaboración de este trabajo, aun contaba con actualizaciones.

El *Interferometric synthetic aperture radar Scientific Computing Environment* (ISCE) es una herramienta de código abierto desarrollada por el Laboratorio de Propulsión a Chorro (JPL) y el Instituto de Tecnología de California (Caltech). Esta herramienta está desarrollada principalmente en el lenguaje de programación de Python y de manera general lo que hace es utilizar imágenes SAR de diferentes misiones para obtener un interferograma diferencial. ISCE puede trabajar con productos de los satélites: ALOS, ALOS2, COSMO\_SKYMED, ENVISAT, ERS, KOMPSAT5, RADARSAT1, RADARSAT2, RISAT1, Sentinel-1, TERRASARX, UAVSAR and SAOCOM1A. (California Institute of Technology, 2021).

Las imágenes SAR, así como sus órbitas y modelos de elevación digitales (DEM) fueron obtenidas de las bases de datos de la ASF (*Alaska Satellite Facility*) (NASA, 2022) y de Copernicus Open Access Hub (ESA, 2022). Ambas bases de datos cuentan con las mismas imágenes del satélite Sentinel-1, aunque la plataforma de la ASF tiene más tiempo en operación. Las imágenes SAR vienen en formatos variados y es difícil trabajar con los datos crudos obtenidos de los satélites haciendo necesario que sean procesados primero con un software especializado para poder hacer uso de estas. En general se puede esperar que las imágenes SAR ya estén calibradas, y corregidas, solo en casos de



misiones anteriores al 2015 y productos muy específicos es que se necesita contar con un archivo de calibración, pero de no ser el caso no son necesarios. El formato que más se acerca a los datos crudos es el SLC (*Single Look Complex*); este formato tiene la mayor resolución espacial en la dirección azimutal, pero por lo mismo tiene el máximo efecto de “sal y pimienta” (Woodhouse, 2017). Este ruido en forma de “sal y pimienta” (*speckle*) es debido a que una celda de resolución de la imagen obtenida solo puede contener un solo valor de fase y amplitud de onda, pero la celda es formada con la combinación de varios reflectores y por lo tanto diferentes amplitudes y fases de onda (Ferretti et al., 2007). Existen varias maneras de encargarse de este efecto, pero en general provoca que disminuya la resolución.

El programa de ISCE tiene diferentes opciones de configuración según sea el producto con el que se vaya a tratar. Una de las características importantes de las imágenes SAR es el modo de adquisición que se usó para capturarla. Uno de los métodos de adquisición más importantes es el TOPS (*Terrain Observation with Progressive Scans*) (de Zan & Monti Guarnieri, 2006), en el cual la imagen se adquiere utilizando un sensor que gira, barriendo la superficie de la Tierra en una banda definida (*subswath*), una vez que la antena ha terminado su recorrido vuelve a su lugar y se vuelve a realizar el barrido en una zona adyacente para incrementar la cobertura de la imagen; este proceso se realiza muchas veces hasta obtener una imagen continua. El barrido se realiza de tal manera que exista una pequeña área de superposición en los bordes. Este método de adquisición, para el caso del Sentinel-1, hace que los productos obtenidos tengan un tamaño de 250x250 km de cobertura (*Figura 15*).

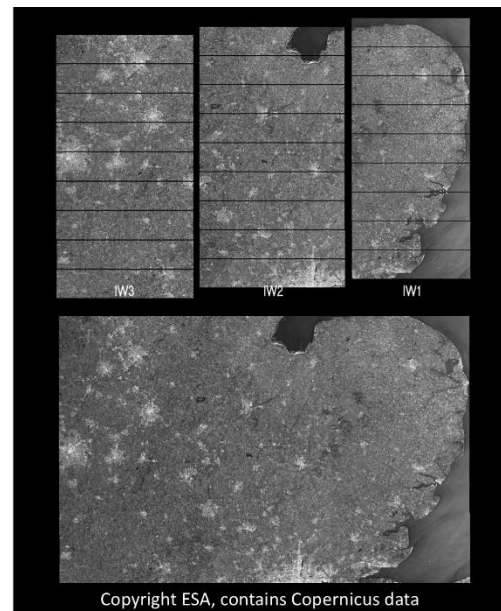
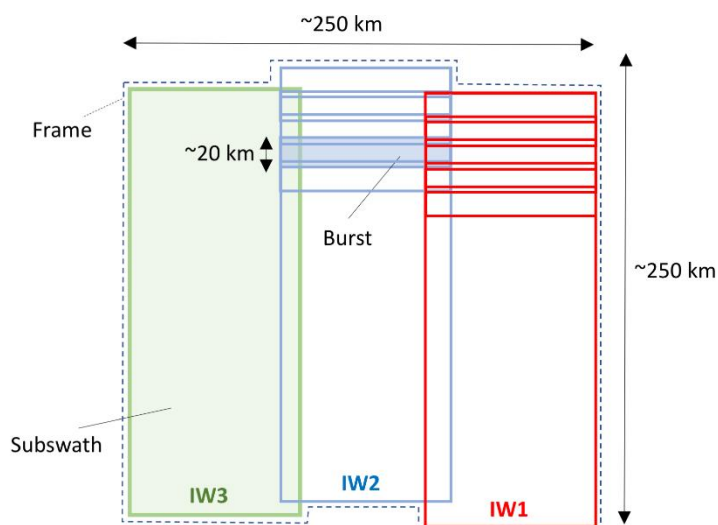


Figura 15: A la izquierda se muestra un esquema de las partes en las que se dividen las imágenes adquiridas por el método TOPS y a la derecha un ejemplo de una imagen en el dominio de la amplitud. Los *burst* tienen un ancho aproximado de 20 km y un empalme de 2 km.

Una vez que tenemos las imágenes SAR, también se necesitan las órbitas del instrumento que las registró. Las órbitas de las constelaciones satelitales no están fijas, además de que estas sufren pequeñas variaciones que son significativas para los productos, por lo que si es necesario que cada imagen este bien referida a la órbita del satélite que la adquirió. Para el caso del Sentinel-1 la órbita tiene un ciclo de 12 días y 175 órbitas por ciclo por cada satélite, pero como la constelación de Sentinel-1 cuenta con dos satélites, se produce una imagen cada 6 días. Para realizar interferogramas se requieren tener las órbitas lo más exactas posibles, lo cual es una limitante ya que las órbitas más exactas que se pueden obtener tardan 20 días después de la adquisición y estas tienen una precisión típica de 1 [cm]. Entonces si necesitáramos hacer un interferograma lo más pronto posible lo que usaríamos serían las órbitas restituidas que son generadas 180 minutos después de la adquisición y distribución con una precisión típica de 5 [cm] (ESA, 2021).

El proceso para generar un interferograma adquirido en modo TOPS se lleva a cabo en los *bursts*, y se muestra en la *Figura 16*, para luego unirlos y generar una imagen completa. Se aplica la técnica ESD (*Enhanced Spectral Diversity*) (Prats-Iraola et al., 2012) para obtener la desviación fina (o rígida) en azimuth. Se hace un corregistro geométrico con el DEM y la información de las órbitas (Wang et al., 2015) para asegurarse de que no haya pérdida de coherencia y calcular el interferograma diferencial en las áreas de superposición entre *bursts*. Después se hace una interpolación en los *bursts* de la imagen más antigua (*slave* o *secondary*) para que coincida con la imagen más reciente (*master* o *reference*). También se realiza un filtrado espectral en una banda en común para incrementar la coherencia (Yague-Martinez et al., 2016).

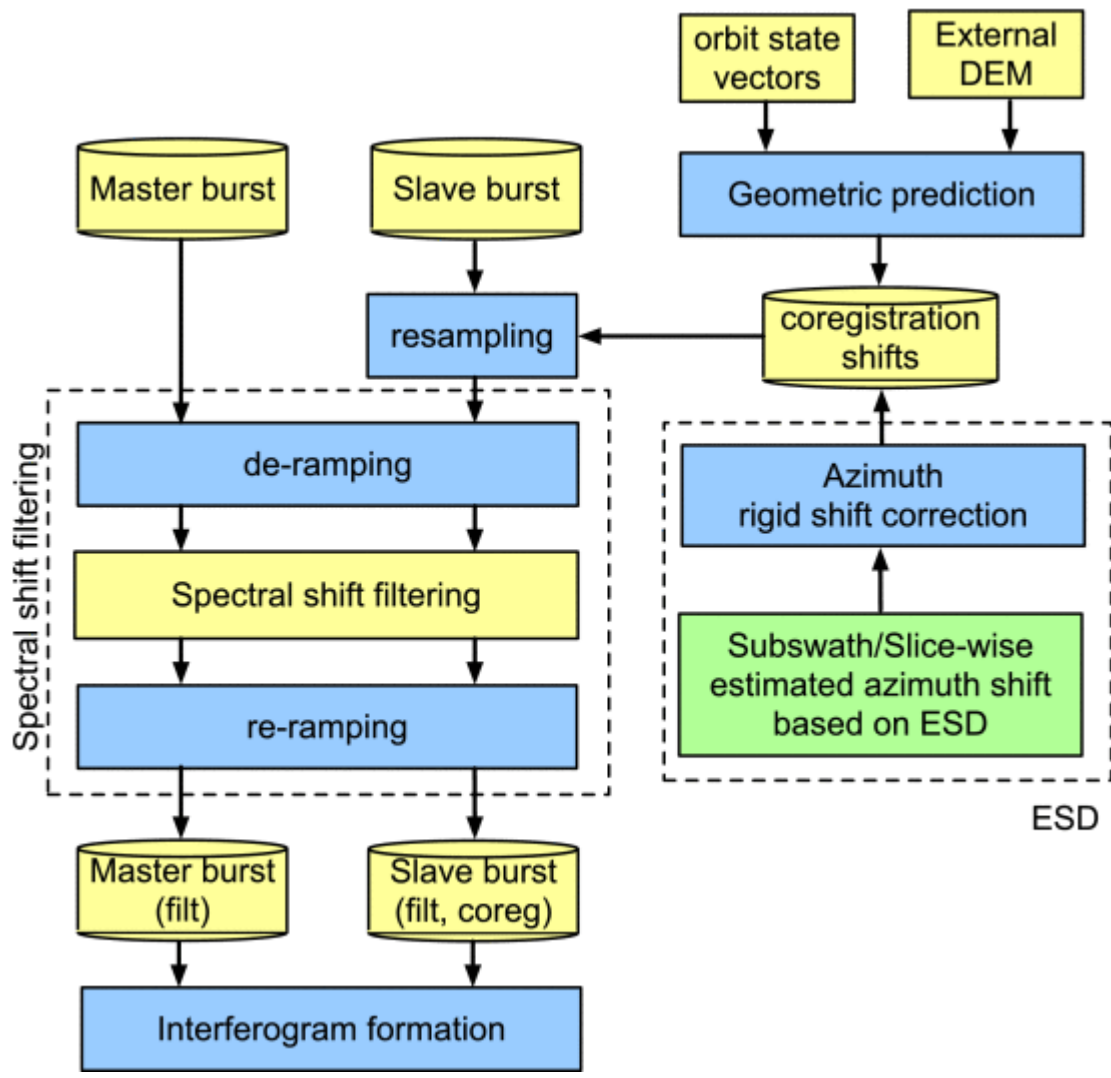


Figura 16: Proceso de interferometría al nivel de los bursts. Remuestreo, filtro de desplazamiento espectral, en range y azimuth y la formación del interferograma son calculados en a este nivel. Un coregistro geométrico se realiza, el cual es corregido utilizando ESD. Imagen obtenida de (Yague-Martinez et al., 2016).

En el cálculo de un interferograma utilizando el software de ISCE, lo primero que se hace es extraer la información de las imágenes y las órbitas. Después se calculan las líneas base (“*baselines*”) utilizando las órbitas de las imágenes; estas se calculan para todos los “*burst*” dentro de cada *subswath*. Lo siguiente que se hace es descargar un DEM directamente de la base de datos de la Administración Nacional de Aeronáutica y el Espacio (NASA) de Estados Unidos, en caso de no contar con uno. Lo que se hace a continuación con el DEM es generar un mapa de correlación de la imagen SAR de referencia, de manera que cada píxel cuente con coordenadas, altura, y ángulo de incidencia. Lo anterior es un paso muy importante ya que es el paso en el que se hacen coincidir las dos imágenes SAR y asegurar que tienen las mismas dimensiones y corresponden exactamente a la misma área geográfica; por lo mismo es el paso que más tiempo consume (Bekaert et al., 2020).

Como la adquisición TOPS tiene un efecto Doppler significativo se tiene que hacer un procesamiento ESD (*Enhanced Spectral Diversity*) en donde se hace uso del área encimada entre de los *bursts* (Figura 17). En esta área lo primero que se hace es un corrección geométrica utilizando solo las órbitas. Después se hacen coincidir en geometría las áreas de superposición del *master/reference* y el *slave/secondary*. Se generan entonces un par de interferogramas utilizando las dos partes de los *bursts* que se superponen. Ahora se calcula un interferograma de doble diferencia, a este proceso se le conoce como *spectral diversity*. Este interferograma solo captura desplazamientos en la dirección azimutal, y lo que se hace con él es que su fase se convierte en una compensación para cada píxel, con lo que después se juntan todas las compensaciones cuya coherencia sea mayor al 0.85 y el promedio de la distribución es tomado como la compensación de corrección en *azimuth* para toda el área de superposición. En el siguiente paso lo que se hace ahora es estimar la compensación en la dirección *range* mediante una correlación cruzada de las amplitudes en las zonas de superposición (Bekaert et al., 2020).

## Enhanced Spectral Diversity (fine azimuth misregistration)

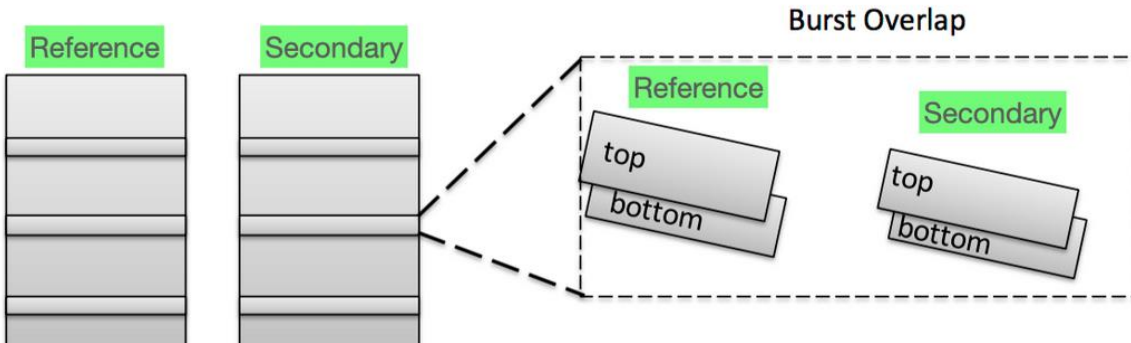


Figura 17: Área de superposición entre bursts.

Una vez que se tienen las compensaciones tanto en la dirección azimut como *range* de todas las áreas de superposición se procede a aplicarlas a todos los *bursts*. Con los *bursts* ya compensados se remuestran los *bursts* de la imagen SAR secundaria para que coincidan con los de la imagen de referencia. En general el efecto de la Ionosfera es despreciable pues solo hace falta considerarlo cuando las imágenes fueron adquiridas con una longitud de onda pequeña, a latitudes bajas ( $0^{\circ}$ - $20^{\circ}$ ) con satélites ascendentes con alta coherencia entre las imágenes (Bekaert et al., 2020).

Con todo lo anterior hecho, podemos empezar a realizar los interferogramas de todos los bursts para después combinarlos y tener una sola imagen. A esta imagen completa se le aplica un filtro con el objetivo de reducir el ruido en forma de sal y pimienta. Lo siguiente en la rutina es realizar un desempaquetamiento (*unwrapping*) para poder determinar el desplazamiento máximo en radianes. Ahora que se tienen todos los productos pertinentes a la elaboración de un interferograma, se procede a georreferenciarlos para poder ubicarlos en un mapa y hacer una interpretación (Bekaert et al., 2020).

## Capítulo 4. Resultados

Se obtuvieron imágenes complejas SLC-SAR, adquiridas por el sistema de Radar Sentinel-1 antes y después de diferentes eventos sísmicos ocurridos al sur de México. Con estas imágenes se generó un interferograma *wrapped* y un mapa de coherencia, en el caso de presentar una señal se procedió a realizar el *unwrapping*. Los eventos sísmicos que se eligieron fueron aquellos cuyas características hiciera probable se presentara una señal (*Tabla 3*). En el proceso de elaboración de estas imágenes se generaron diferentes rutinas para automatizar procesos como: preparación del ambiente del programa, preparación de las imágenes para fácil visualización y exportación, enmascarado y recorte.

*Tabla 3:* Información general de los eventos sísmicos de los que se realizaron interferogramas para este trabajo

Lugar	Fecha	Magnitud	Latitud	Longitud	Profundidad (Km)
Oaxaca	23/6/2020	7.4	15.78	96.12	22.6
Guerrero	7/8/2021	7.1	16.82	99.78	10
Oaxaca	16/2/2018	7.2	16.25	98.03	12
Michoacán	5/1/2020	4.1	19.43	102.17	5 o 29

### Oaxaca 2020 magnitud 7.4

El día 23 de junio de 2020 el Servicio Sismológico Nacional reportó un sismo cuya magnitud originalmente se reportó como 7.4. El sismo fue localizado en las cercanías de La Crucecita, en las costas del estado de Oaxaca. Las coordenadas del epicentro fueron 15.784° Latitud Norte y 96.120° Longitud Oeste y la profundidad fue de 22.6 km. El mecanismo focal del sismo muestra una falla de tipo inverso, este tipo de fallas son características de los sismos interplaca entre la Placa de Cocos que, en esta región del Pacífico, subduce por debajo de la Placa de Norteamérica (SSN, 2020b).

Oaxaca es uno de los estados con mayor sismicidad en la República Mexicana. El origen de esta sismicidad se debe al desplazamiento de corteza oceánica hacia el NE y a lo largo de un límite tectónico convergente entre dos importantes placas en donde la Placa de Cocos subduce bajo la Placa de Norteamérica.

Con el objetivo de cuantificar la deformación ocasionada por el sismo se realizó un interferograma con la primera imagen tomada (*secondary/slave*) el 16 de junio del 2020 (*Figura 18*, izquierda) y la segunda imagen (*reference/master*) tomada el 28 de junio del 2020 con órbita descendente (*Figura 18*, derecha). Ambas imágenes presentan algunas sutiles diferencias en sus magnitudes, lo que hace que luzcan muy similares. En efecto, las diferencias de interés ocurren en la fase y son apreciables solamente a partir de la observación de un interferograma. La zona que abarcan estas imágenes presenta una topografía contrastante, con un relieve significativamente elevado en la zona central y NW, fungiendo como parteaguas del sector norte y sur y geoformas elevadas alejados de la costa (*Figura 19*). La señal del interferograma (*Figura 20*, arriba) se hace evidente cuando la comparamos con un interferograma de la zona en donde no haya ocurrido un evento (*Figura 21*). En la *Figura 20*, arriba se puede observar algunas zonas en las que la imagen sufre una distorsión, haciendo borrosos los límites entre los contrastes de  $-\pi$  y  $\pi$ . En estas zonas la coherencia tiene un valor pequeño (*Figura 20*, abajo), y eso nos indica ruido en la zona, afortunadamente este ruido no es lo suficientemente relevante como para ocultar la señal. Una vez obtenido el interferograma “*wrapped*” se procedió a obtener el “*unwrapped*” utilizando el método snaphu con un algoritmo de inicialización de flujo de costo mínimo (*Figura 22*) (C. W. Chen & H. A. Zebker, 2000). En la *Figura 22* se aprecia que el desplazamiento máximo proyectado sobre la dirección LOS, fue de 44.7 [cm] en la superficie y producido por el evento sísmico día 23 de junio de 2020.



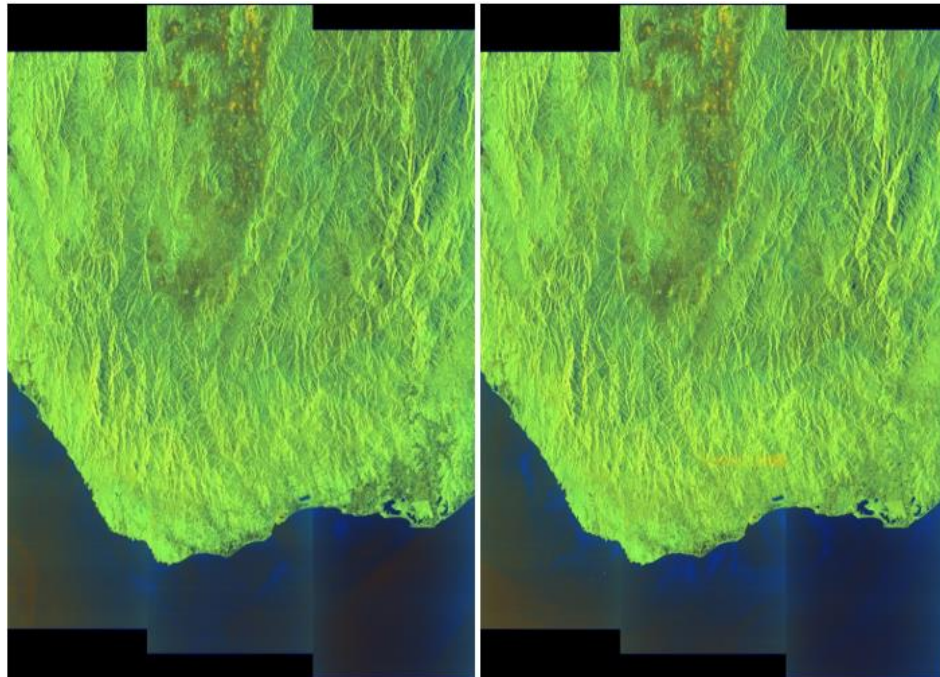


Figura 18: Izquierda: Imagen SLC del satélite Sentinel-1, tomada el 16/06/2020 sobre las costas de Oaxaca, México. Derecha: Imagen SLC del satélite Sentinel-1, tomada el 28/06/2020 sobre las costas de Oaxaca, México. Estas imágenes muestran amplitud de la zona con solo 12 días de diferencia, por lo tanto, se aprecia muy poca diferencia entre ellas.

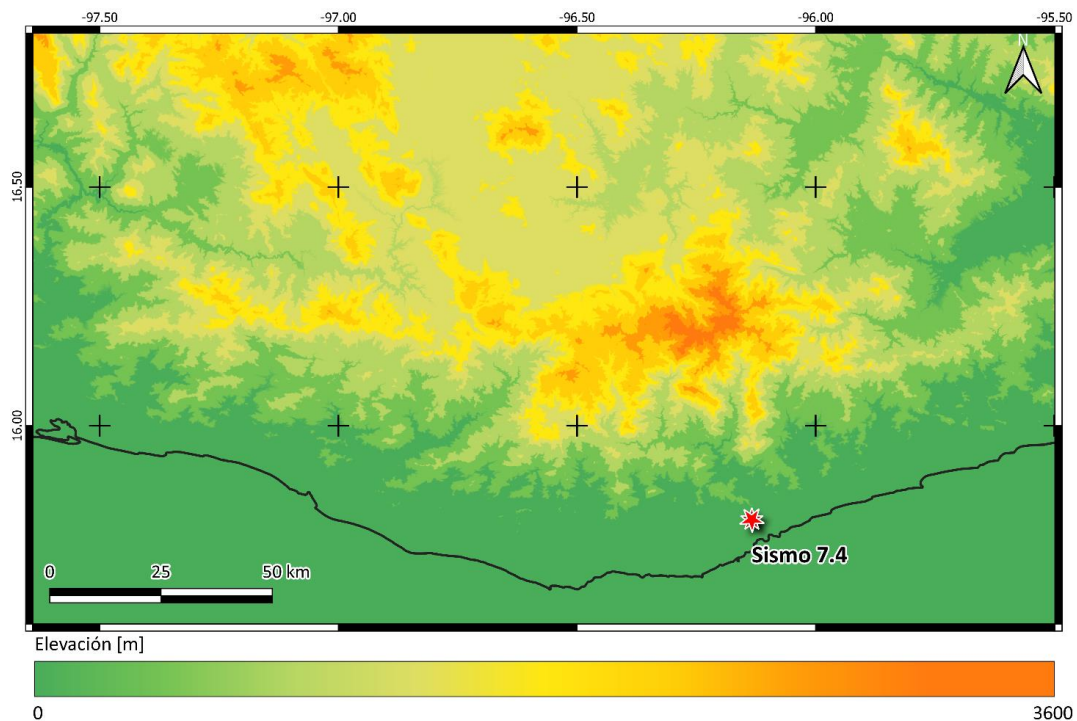
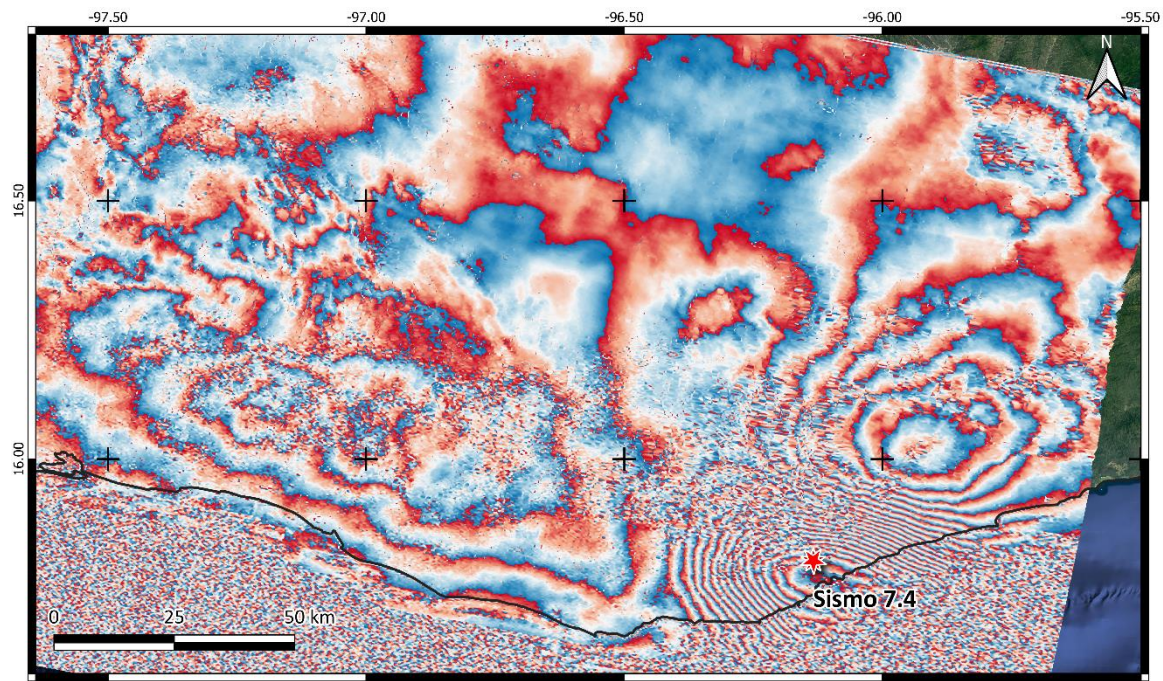
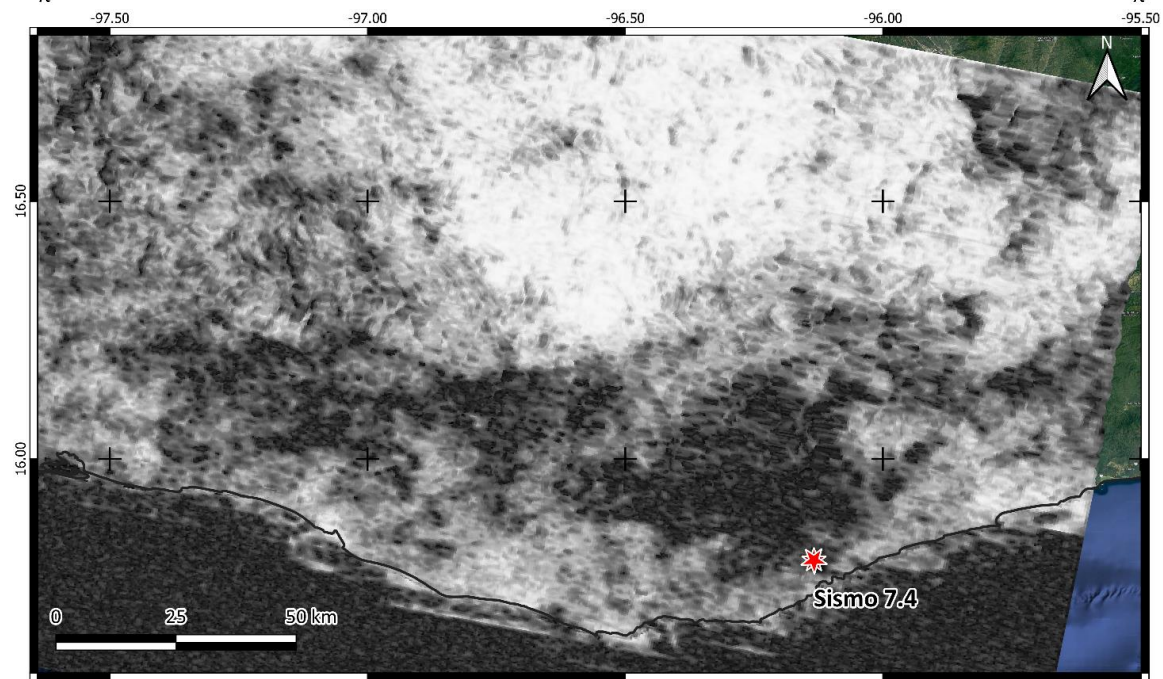


Figura 19: Mapa digital de elevación (DEM, por sus siglas en inglés) de la zona donde se realizó el interferograma, para el sismo de 7.4 (estrella roja) ocurrido el 23/06/2020 en las costas Oaxaca, México.



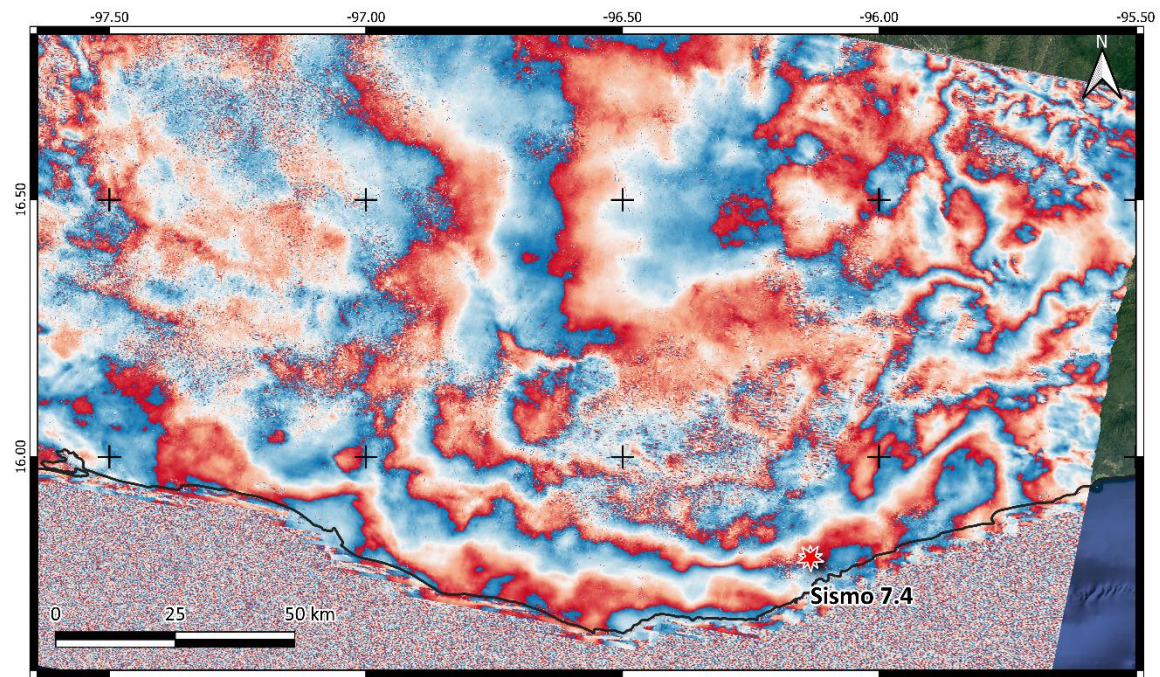
Desplazamiento [Radianes]



Coherencia



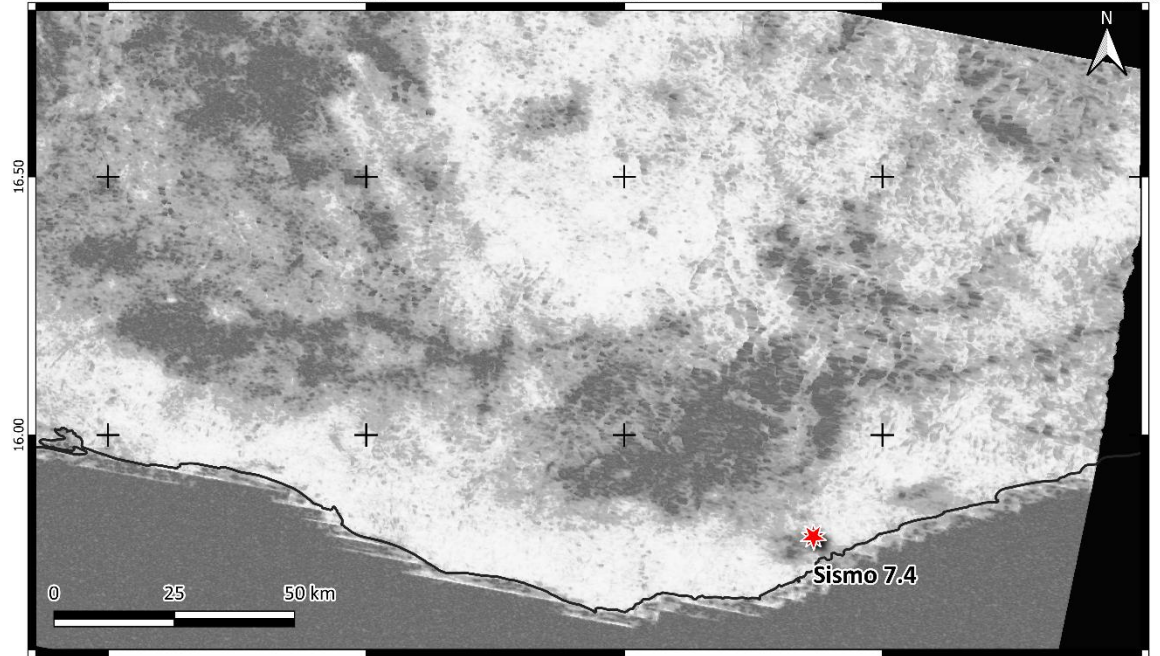
Figura 20: Arriba, interferograma "wrapped". Abajo, mapa de coherencia del interferograma. Realizados con las imágenes del 16/06/2020 y del 28/06/2020, del sismo de magnitud 7.4 que ocurrió en Oaxaca, México el 22/06/2020.



Desplazamiento [Radianes]



$-\pi$  -97.50 -97.00 -96.50 -96.00  $\pi$  -95.50



Coherencia



0 25 50 km 1

Figura 21: Arriba, interferograma "wrapped". Abajo, mapa de coherencia del interferograma. Realizados con las imágenes del 11/05/2020 y del 23/05/2020, antes del sismo de magnitud 7.4 que ocurrió en Oaxaca, México el 23/06/2020.

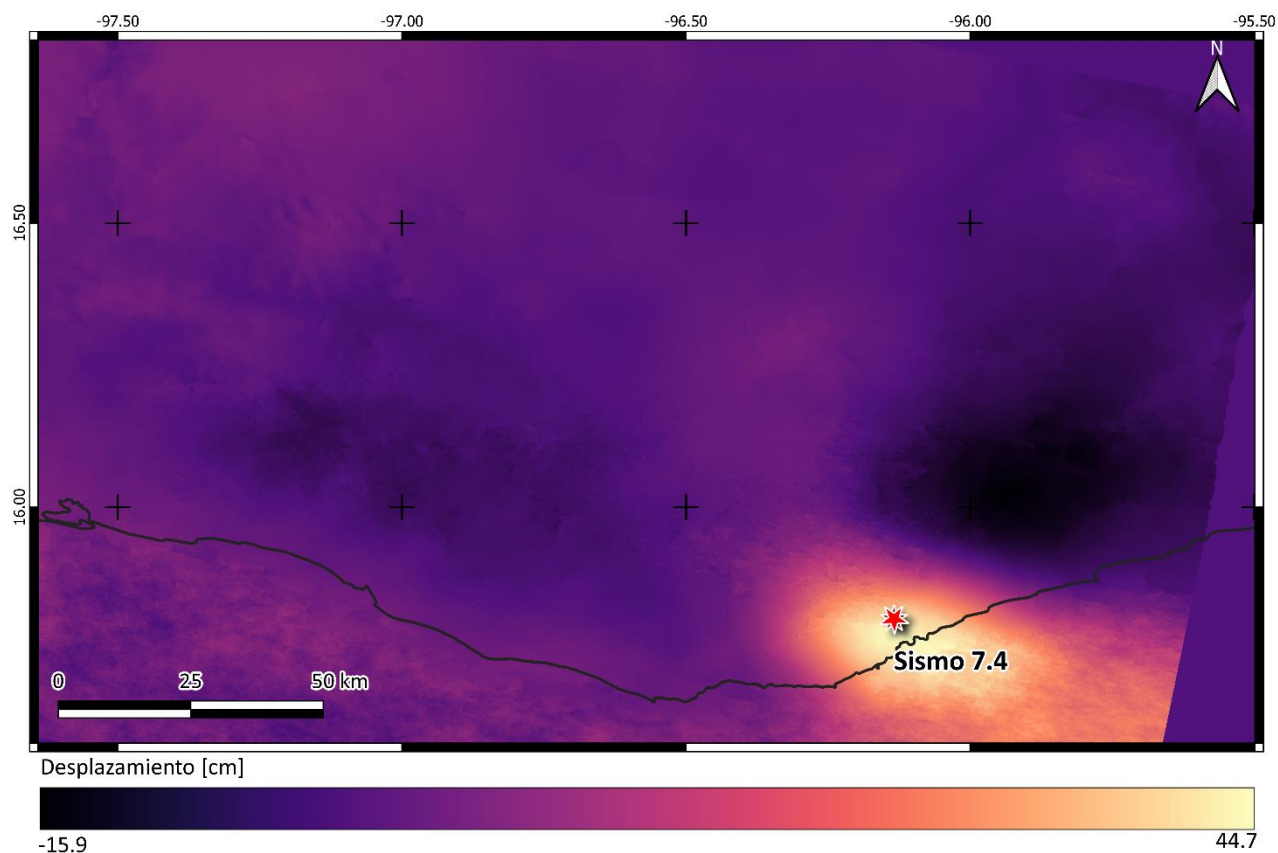


Figura 22: Interferograma “unwrapped” realizado con las imágenes del 16/06/2020 y del 28/06/2020, del sismo de magnitud 7.4 que ocurrió en Oaxaca, México el 23/06/2020.

### Guerrero 2021 magnitud 7.1

El día 7 de septiembre de 2021 el Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó un sismo con magnitud 7.1 localizado a 11 km al suroeste de Acapulco, en las costas del Pacífico del estado de Guerrero. Las coordenadas del epicentro son 16.82 latitud N y 99.78 longitud W y la profundidad es de 10 km (SSN). La fuente del sismo fue para un mecanismo de tipo falla de inversa, en la que el bloque de techo sube con respecto al bloque de piso. Este tipo de fallas son características de las zonas de tipo margen convergente, en un contexto

compresivo entre las placas tectónicas involucradas, como ocurre en el contacto entre las placas de Cocos y de Norteamérica (SSN, 2022).

Guerrero es un estado que registra alrededor del 25% de la sismicidad que se presenta en nuestro país (SSN, 2022). Esto se debe a la subducción de la Placa de Cocos (corteza oceánica) por debajo de la Placa de Norteamérica (corteza continental).

El interferograma se realizó con la primera imagen tomada (*secondary/slave*) el 7 de septiembre del 2021 (*Figura 23 a la izquierda*) y la segunda imagen (*reference/master*) tomada el 13 de septiembre del 2021 (*Figura 23 a la derecha*) de forma descendiente, con una resolución de píxel de 300x300 metros. En la *Figura 24* se muestra un mapa digital de elevación de la zona en que se realizó el interferograma junto con el epicentro del sismo. En el mapa se aprecia un relieve alto perteneciente a la Sierra Madre del Sur, pero está lo suficientemente lejos del evento sísmico para no interferir con la señal que se está buscando. La *Figura 25, arriba* nos muestra el interferograma “*wrapped*” con la señal producida por el evento sísmico. Se puede identificar la señal al compararla con la *Figura 26, arriba*, que es un interferograma realizado con imágenes tomadas el 20/08/2021 y el 01/09/2021, antes del evento sísmico y donde principalmente se observa la contribución hecha por la atmósfera. En el mapa de coherencia (*Figura 25, abajo*), podemos observar diferentes zonas esparcidas en toda el área con una coherencia cercana a 0, estas zonas tienen poca influencia en la señal por lo pequeñas que son en comparación con el tamaño de la señal. Con el interferograma “*wrapped*” se procedió a obtener el “*unwrapped*” utilizando el método snaphu con un algoritmo de inicialización de flujo de costo mínimo (*Figura 27*) (C. W. Chen & H. A. Zebker, 2000). En el interferograma *unwrapped* se puede determinar cuál fue el desplazamiento máximo sobre la dirección LOS que, para este evento telúrico, fue de 18.37 [cm].

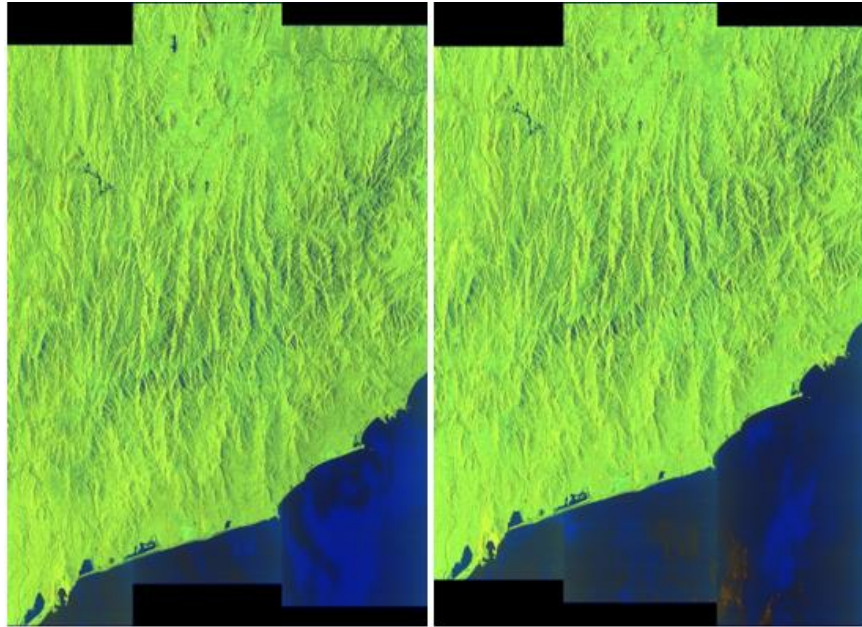


Figura 23: Izquierda, Imagen SLC del satélite Sentinel-1, tomada el 07/09/2021 sobre las costas de Guerrero, México. Derecha, Imagen SLC del satélite Sentinel-1, tomada el 13/09/2021 sobre las costas de Guerrero, México.

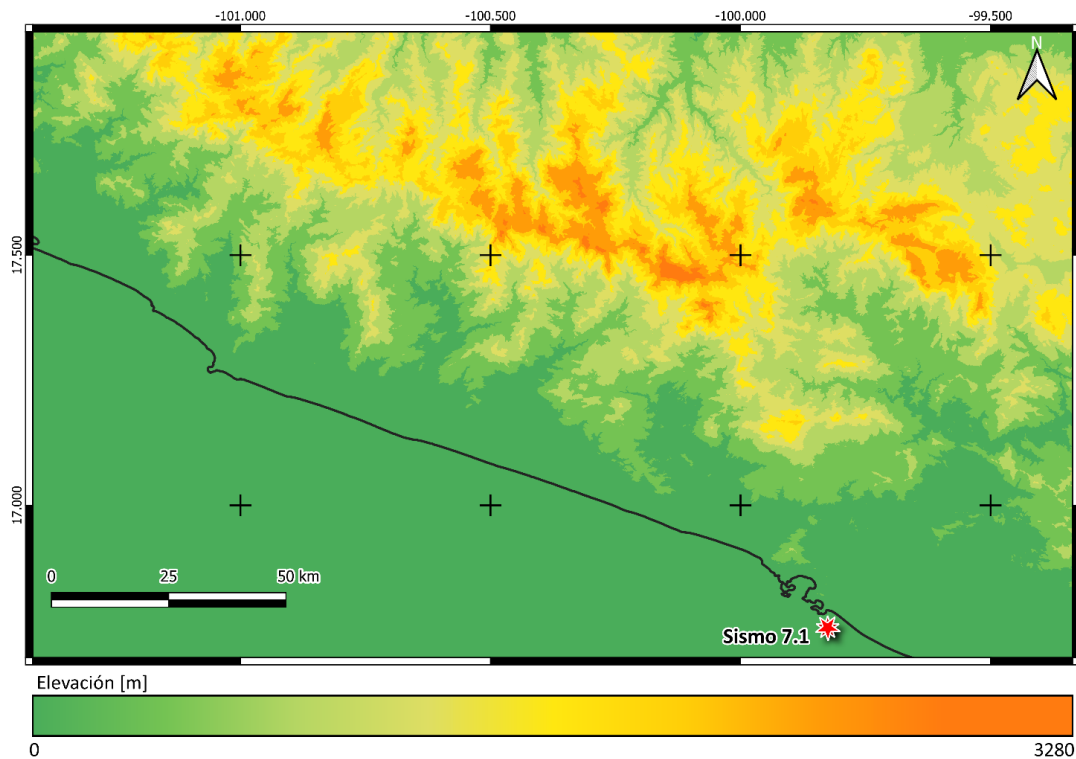
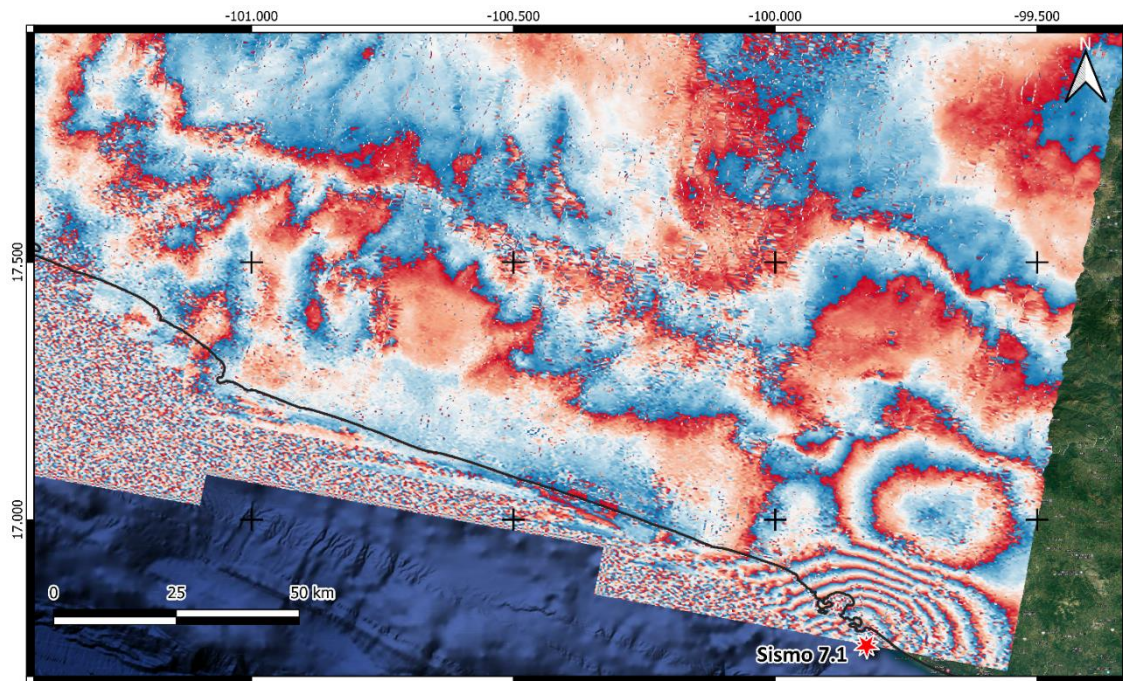
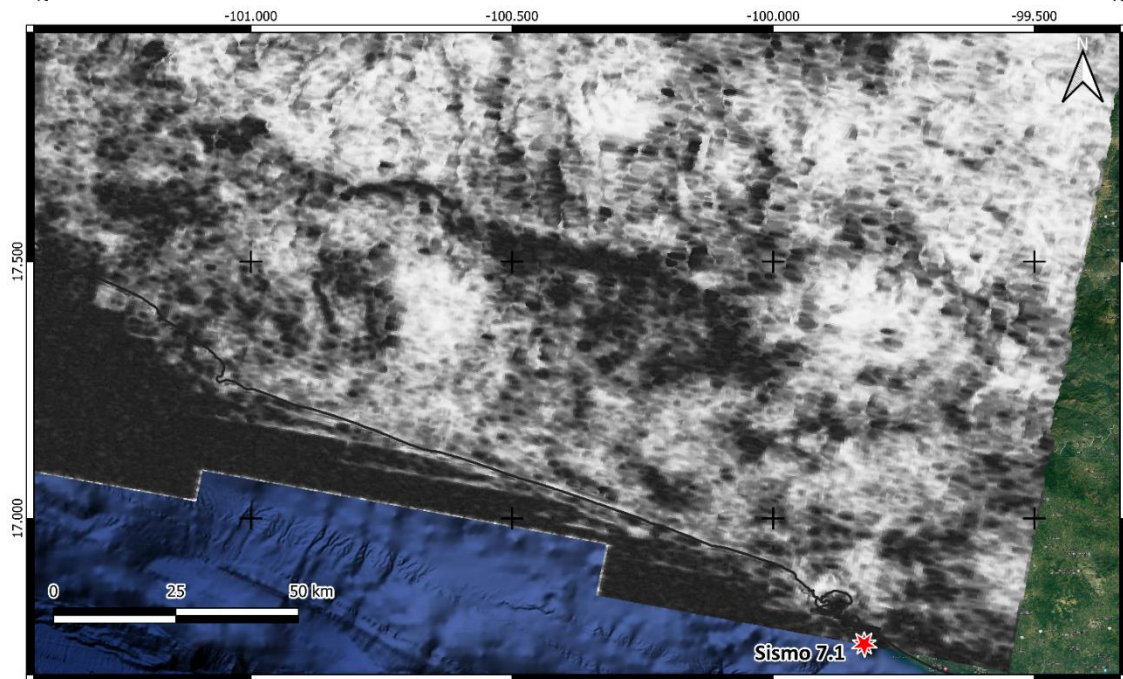


Figura 24: DEM de la zona en que ocurrió el sismo de magnitud 7.1 el 07/09/2021 en las costas de Guerrero, México.



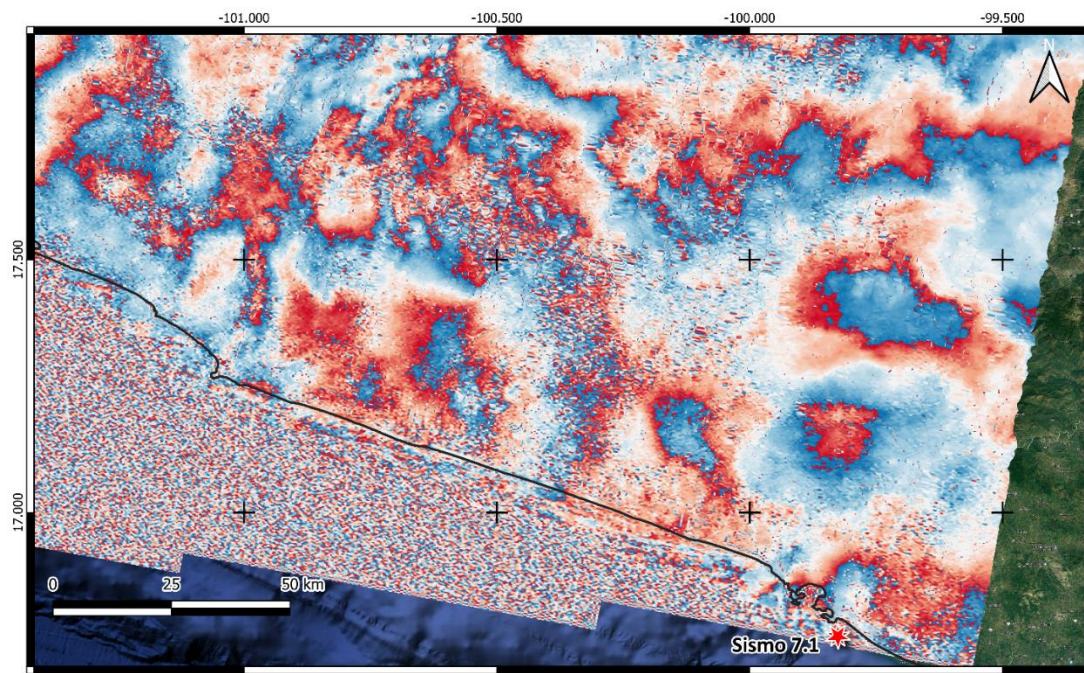
Desplazamiento [Radiantes]



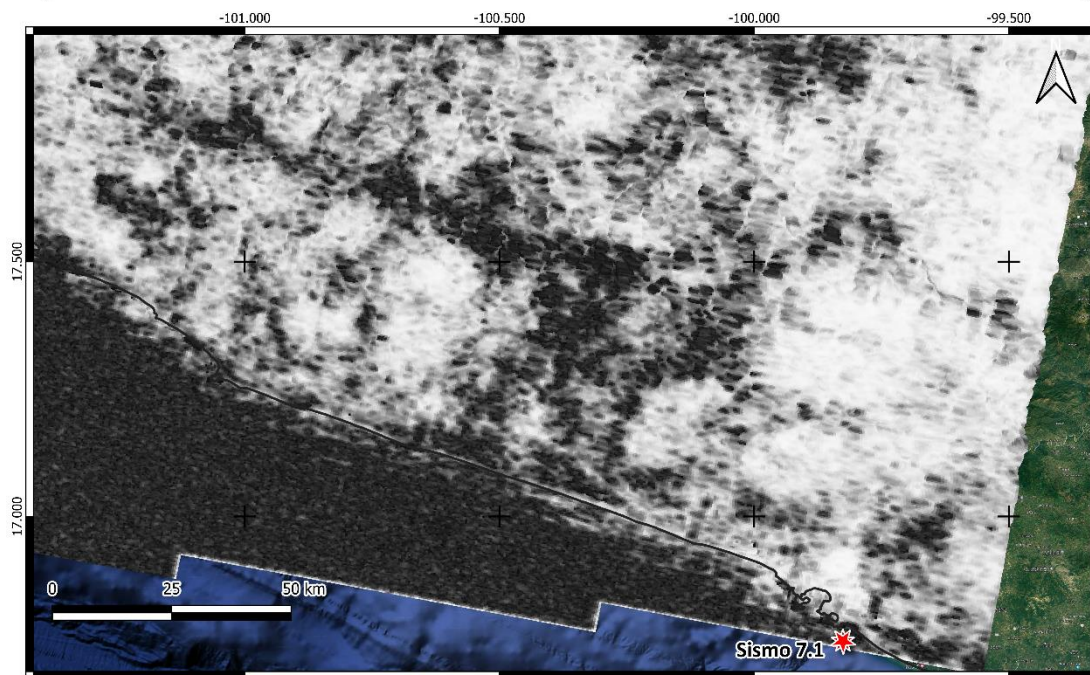
Coherencia



Figura 25: Arriba, interferograma "wrapped". Abajo, mapa de coherencia del interferograma. Realizados con las imágenes del 07/09/2021 y del 13/09/2021, del sismo de magnitud 7.1 que ocurrió en Guerrero, México el 07/09/2021.



Desplazamiento [Radianes]



Coherencia



Figura 26: Arriba, interferograma "wrapped". Abajo, mapa de coherencia del interferograma. Realizado con las imágenes del 20/08/2021 y del 01/09/2021, antes del sismo de magnitud 7.1 que ocurrió en Guerrero, México el 07/09/2021.



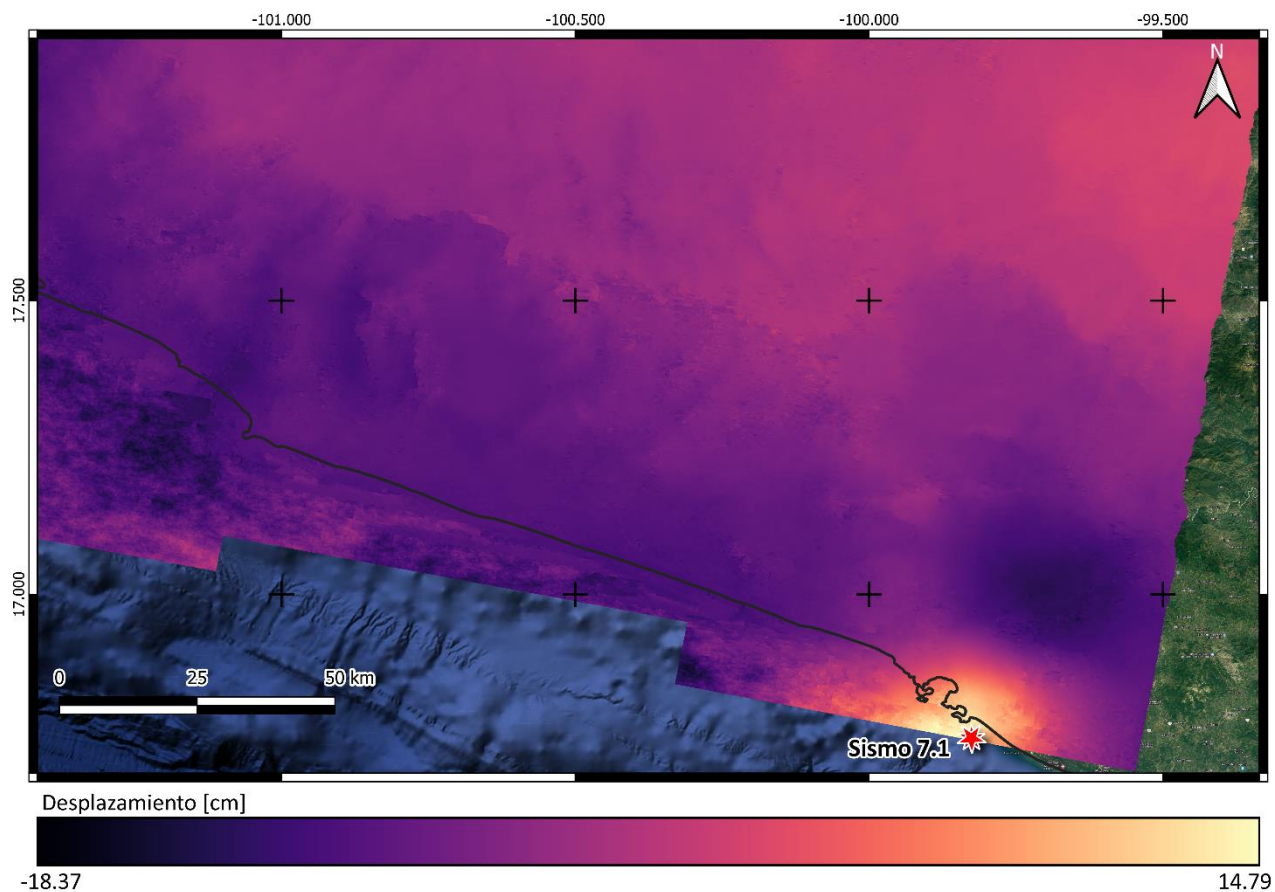


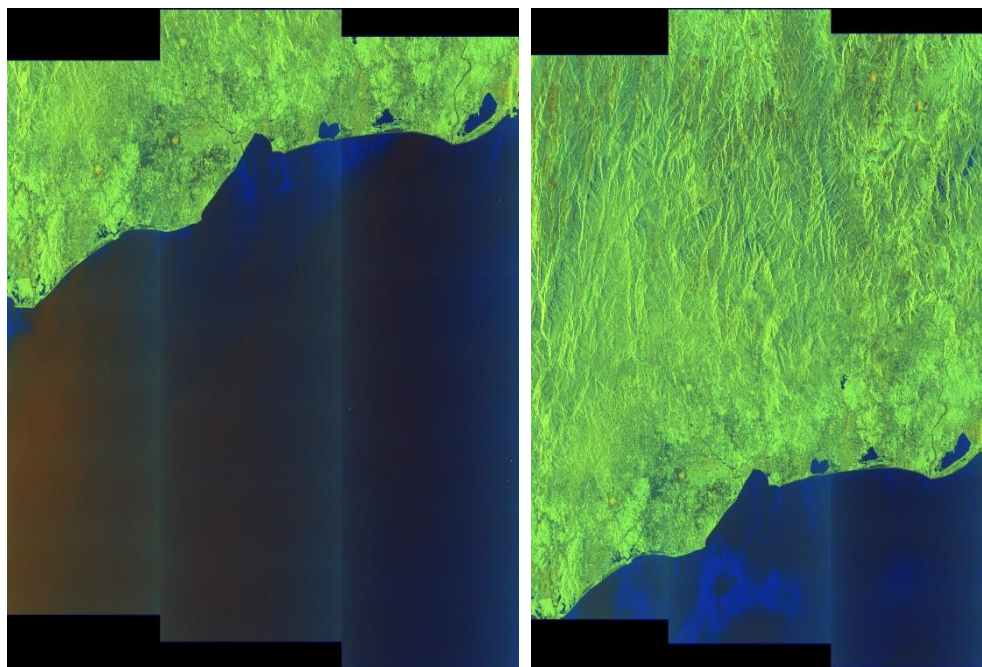
Figura 27: Interferograma “unwrapped” realizado con las imágenes del 07/09/2021 y del 13/09/2021, del sismo de magnitud 7.1 que ocurrió en Oaxaca, México el 07/09/2021.

## Oaxaca 2018 magnitud 7.2

Se analizó el evento sísmico ocurrido en Oaxaca el 16 de febrero del 2018. Dicho evento tuvo una magnitud de 7.2, las coordenadas de su epicentro fueron  $16.22^\circ$  Latitud Norte y  $98.01^\circ$  Longitud Oeste y la profundidad a la que ocurrió fue de 16 km.

Para el interferograma realizado se utilizó la imagen *slave/secondary* tomada el 14/02/2018 (Figura 28 a la izquierda) y la imagen *master/reference* tomada el 20/02/2018 (Figura 28 a la derecha) en sentido descendente. El relieve de la zona es mínimo (Figura 29), lo cual es un buen indicador de una alta coherencia (Figura 30 y Figura 31, abajo). Es interesante observar que el interferograma (Figura 30, arriba) parece cortado respecto a las otras imágenes; esto se debe a que las imágenes con que se realizó no coinciden exactamente, pero si en la zona en que ocurrió el evento sísmico. De igual forma que en

los casos anteriores, al comparar el interferograma en donde se ve la señal generada por el evento sísmico (*Figura 30, arriba*) con un interferograma hecho previo del evento (*Figura 31, arriba*) se aprecia mejor la señal descubierta. Con el interferograma “*wrapped*” se obtuvo el “*unwrapped*” (*Figura 32*) utilizando el método snaphu con un algoritmo de inicialización de flujo de costo mínimo. En la *Figura 32* se puede apreciar cual fue el desplazamiento máximo en la superficie sobre la dirección LOS producido por el evento sísmico, que fue de 30.3 [cm].



*Figura 28: Izquierda, Imagen SLC del satélite Sentinel-1, tomada el 14/02/2018 sobre las costas de Oaxaca, México. Derecha, Imagen SLC del satélite Sentinel-1, tomada el 14/02/2018 sobre las costas de Oaxaca, México.*

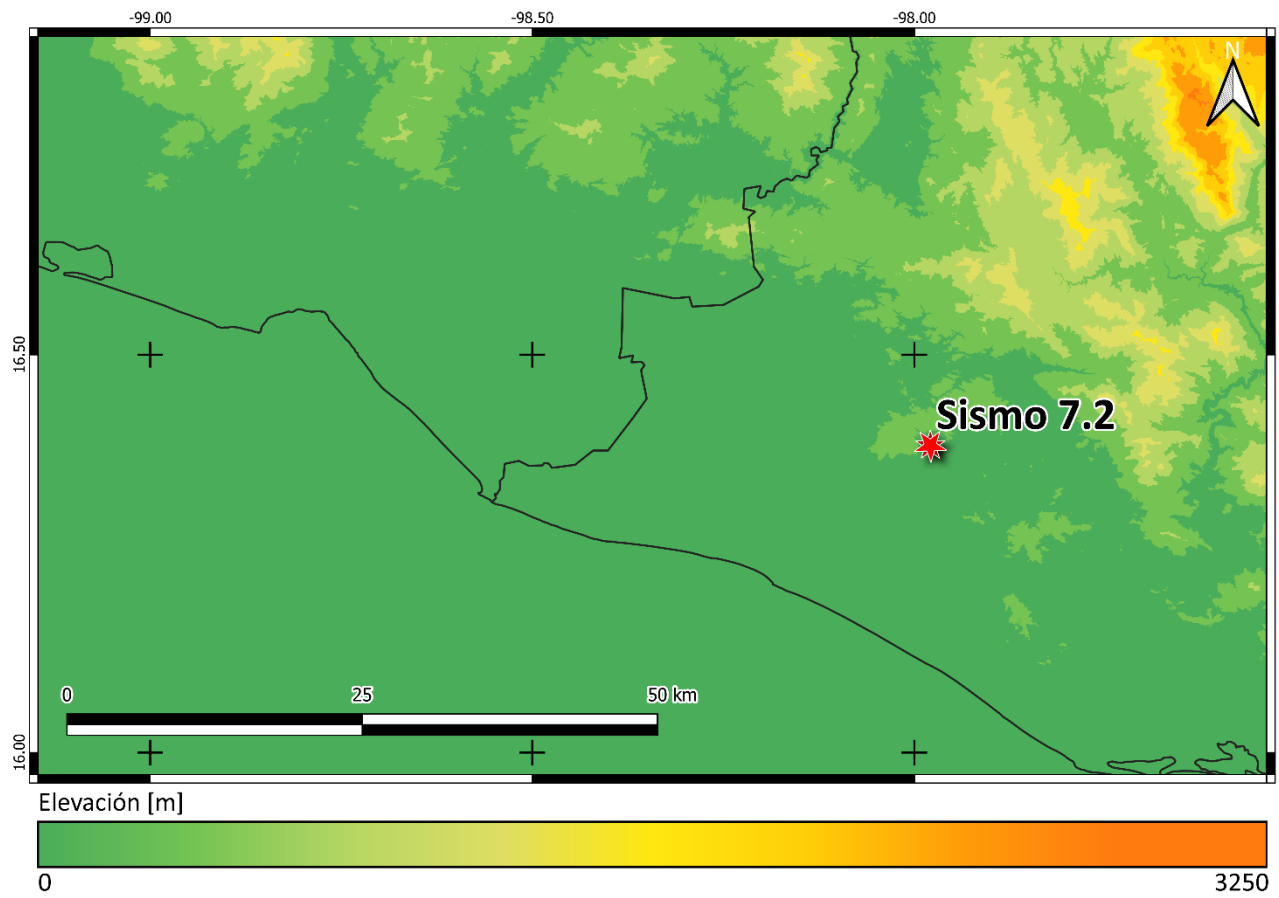
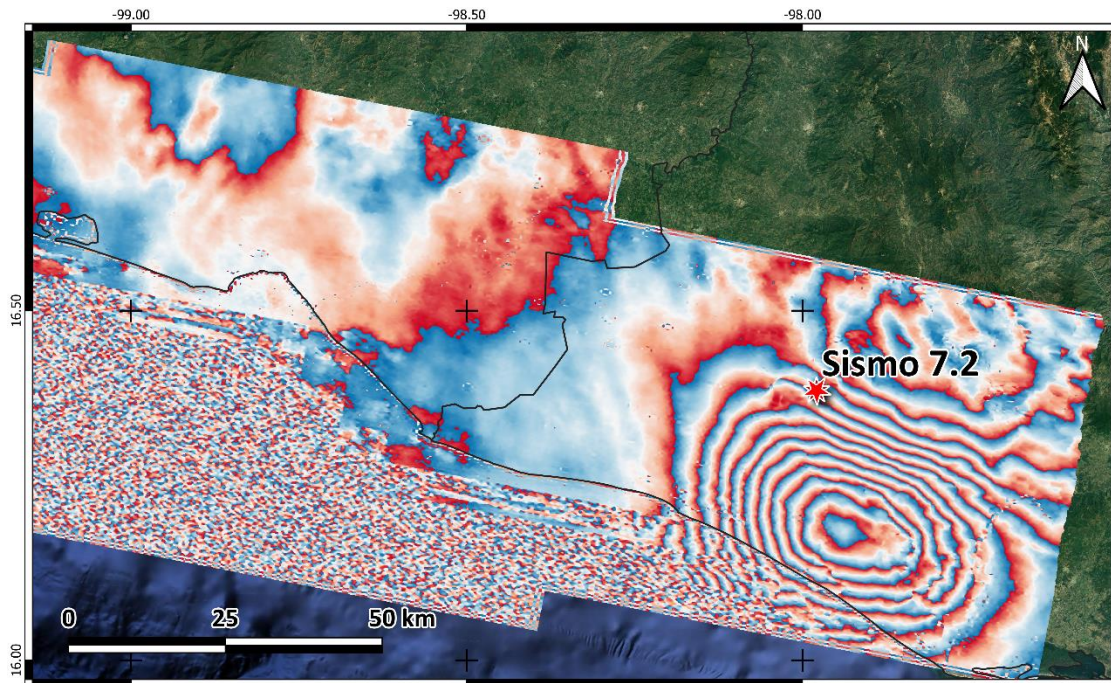
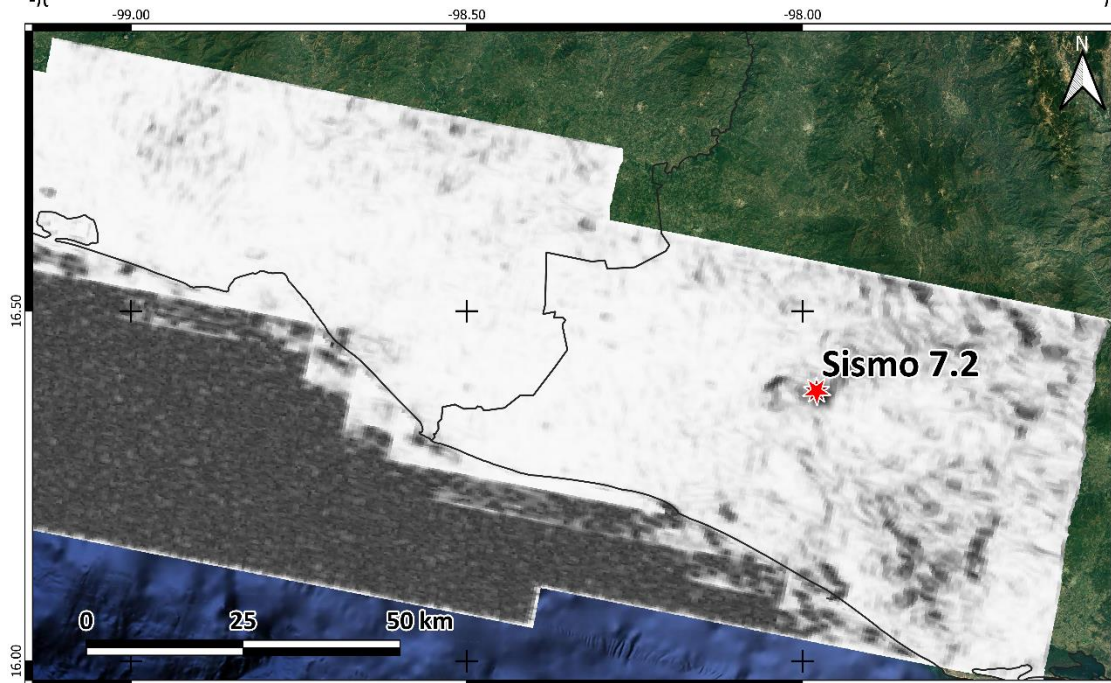


Figura 29: DEM de la zona en que se realizó el interferograma para el sismo de magnitud 7.2 ocurrido el 16/02/2018.



Desplazamiento [Radianes]



Coherencia



Figura 30: Arriba, interferograma "wrapped". Abajo, mapa de coherencia del interferograma. Realizado con las imágenes del 14/02/2018 y del 20/02/2018, del sismo de magnitud 7.2 que ocurrió en Oaxaca, México el 16/02/2019.

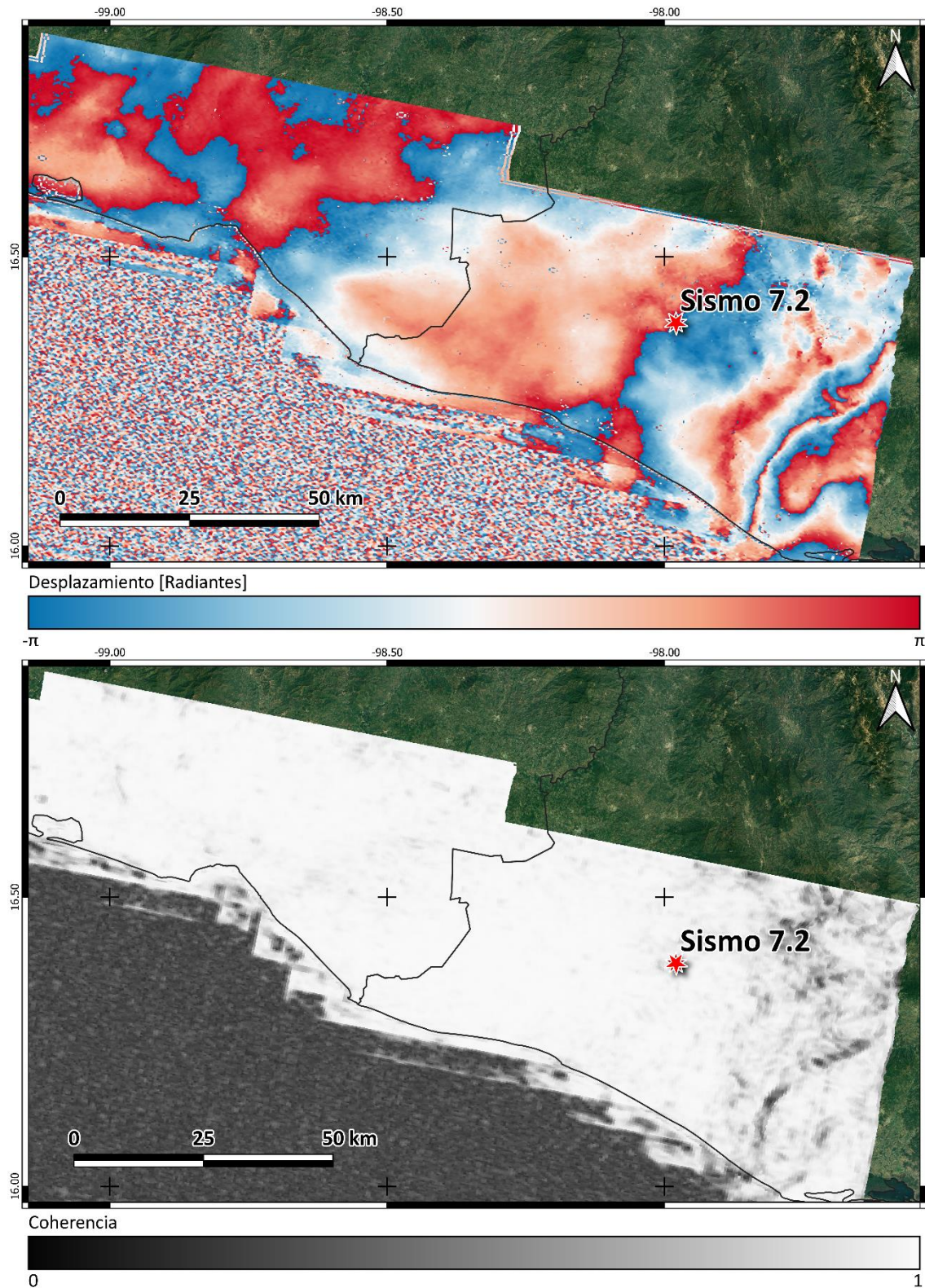


Figura 31: Arriba, interferograma "wrapped". Abajo, mapa de coherencia del interferograma. Realizado con las imágenes del 21/01/2018 y del 02/02/2018, antes del sismo de magnitud 7.2 que ocurrió en Oaxaca, México el 16/02/2019.

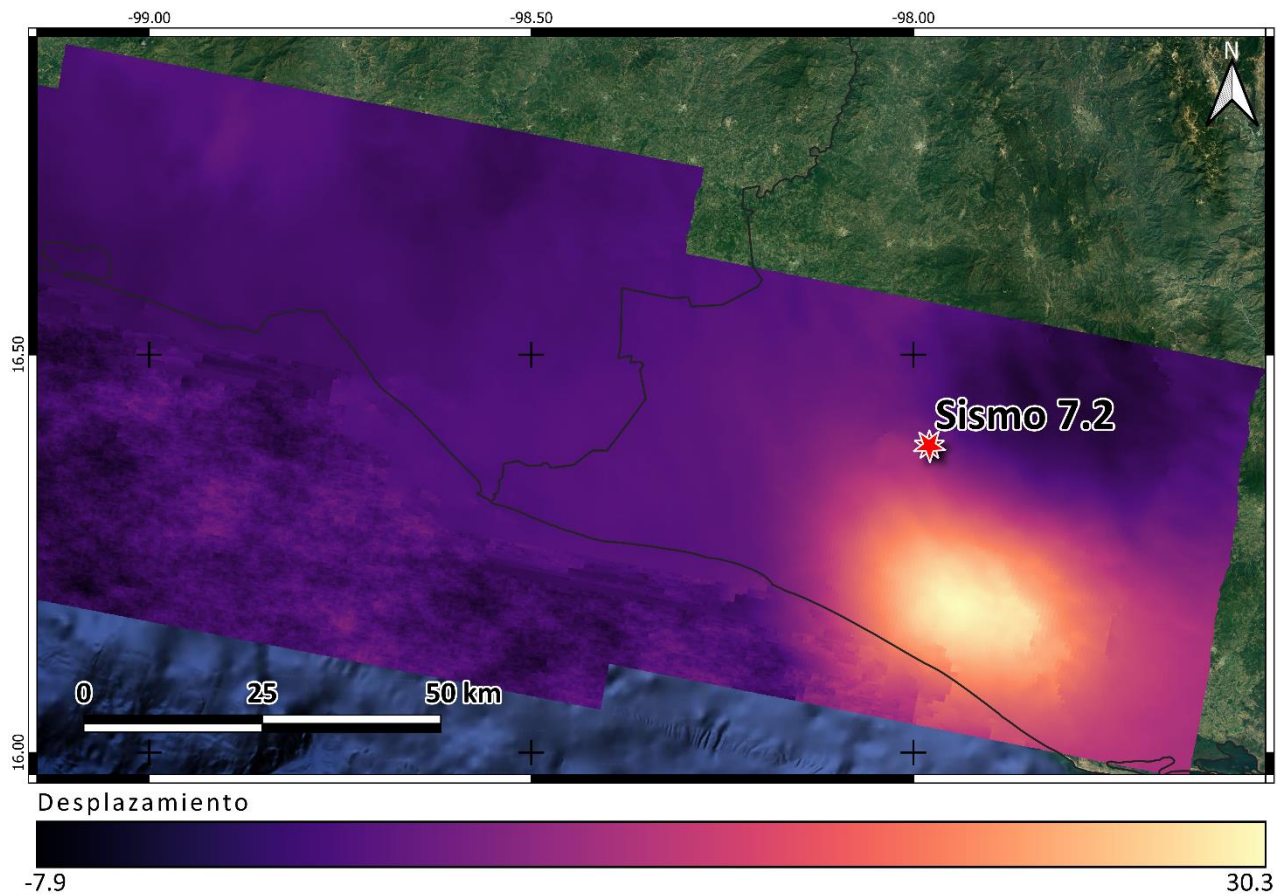


Figura 32: Interferograma “unwrapped” realizado con las imágenes del 14/02/2018 y del 20/02/2018, del sismo de magnitud 7.2 que ocurrió en Oaxaca, México el 16/02/2018.

### Enjambre sísmico de Michoacán del 2020

Del 5 de enero al 10 de marzo de 2020 el Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó una secuencia continua de eventos telúricos con 3,294 sismos localizados en las cercanías de Uruapan, en el estado de Michoacán (*Figura 33*). Los sismos de mayor magnitud del enjambre fueron de magnitud 4.1. En el mapa de la *Figura 34* se muestra la región geográfica donde se localiza la distribución de la secuencia telúrica. Esta zona se encuentra dentro de la Provincia Fisiográfica conocida como Faja Volcánica Trans-Mexicana (Ferrari P., 2000;SSN, 2020a).

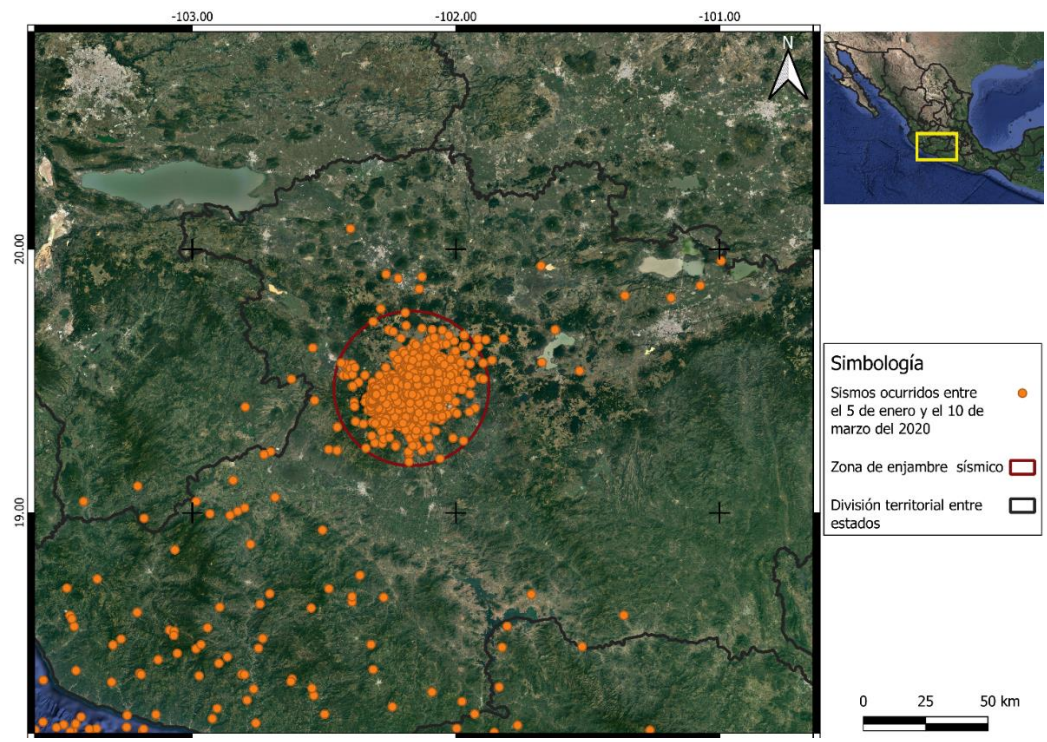


Figura 33: Ubicación de los sismos que conforman el enjambre ocurrido en el estado de Michoacán, México entre el 5/01/2020 y el 10/03/2020.

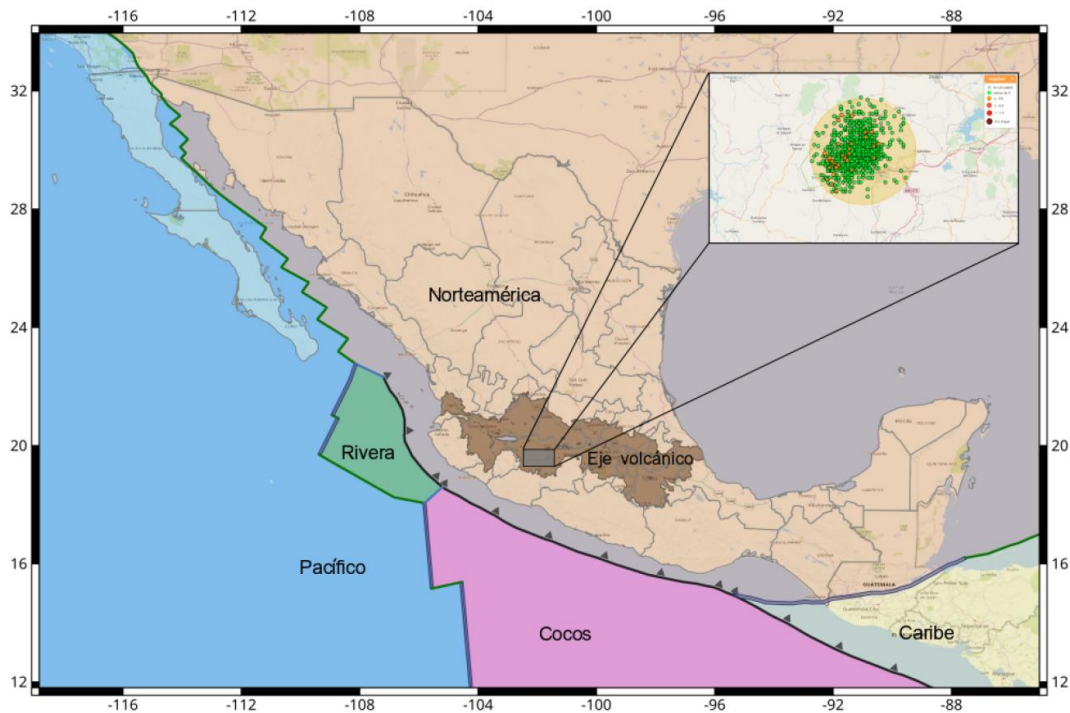


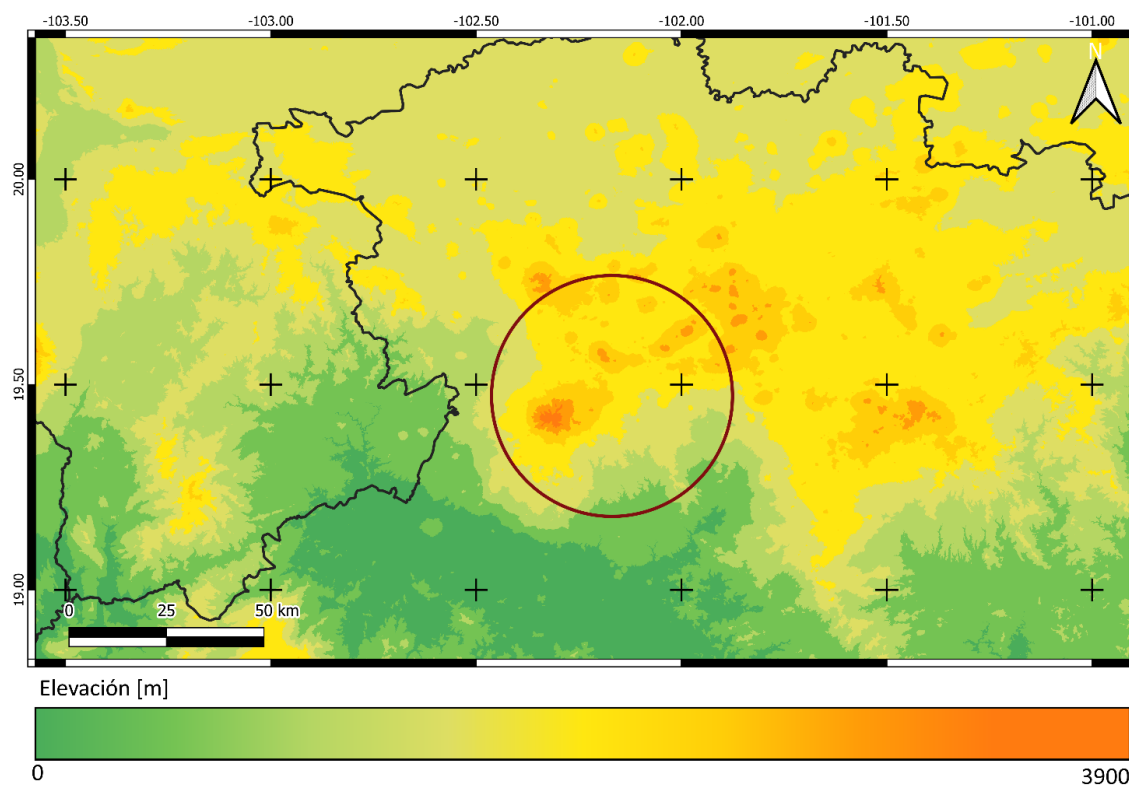
Figura 34: Región geográfica mostrando en recuadro la distribución del enjambre sísmico. La región corresponde al sector central de la FVTM. La zona donde están localizados los sismos se encuentra dentro de la región de la Faja Volcánica Transmexicana.

La actividad sísmica en el estado de Michoacán es intensa. Históricamente, grandes terremotos han ocurrido a lo largo de la costa Pacífica michoacana como consecuencia de la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa de Norteamérica. En esta zona han ocurrido enjambres de sismos anteriormente, específicamente 1997 debido a una reactivación del complejo de fracturas y grietas preexistentes, en 1999, 2000 y 2006 por un cuerpo magmático que estaba ascendiendo desde una cierta profundidad, en las cercanías del Volcán Tancítaro (Pinzón et al., 2017). En el 2012 hubo otro enjambre provocado por un sismo de poca profundidad y de magnitud 6.4 (SSN, 2020a).

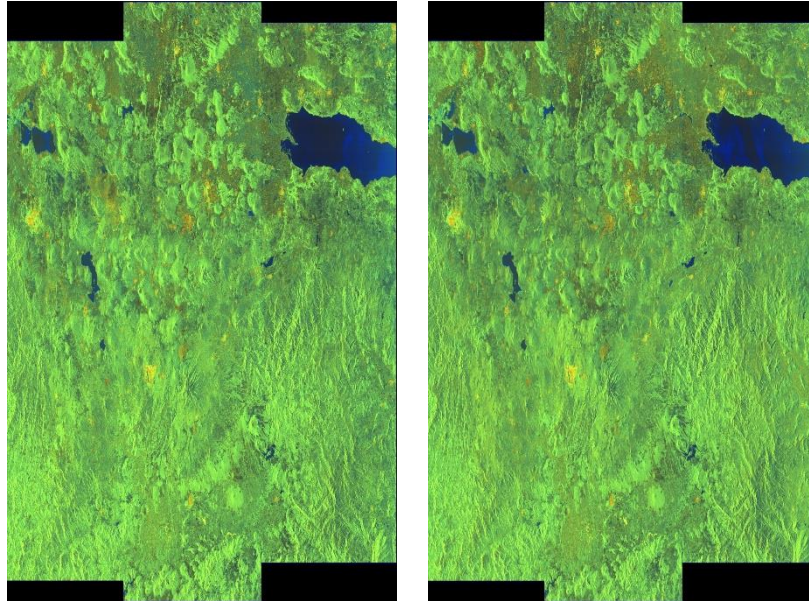
La zona cuenta con un relieve significativo que se puede observar en la Figura 35, pero afortunadamente es bastante uniforme, y no cuenta con cambios demasiado abruptos en el área de interés. El interferograma se realizó con una imagen *slave/secondary* tomada el 03/01/2020 (Figura 36 a la izquierda) y una imagen *master/reference* tomada el 15/03/2020 (Figura 36 a la derecha) en sentido descendente. En la generación y análisis de este interferograma no se alcanza a ver ninguna señal que pudiera haber sido generada



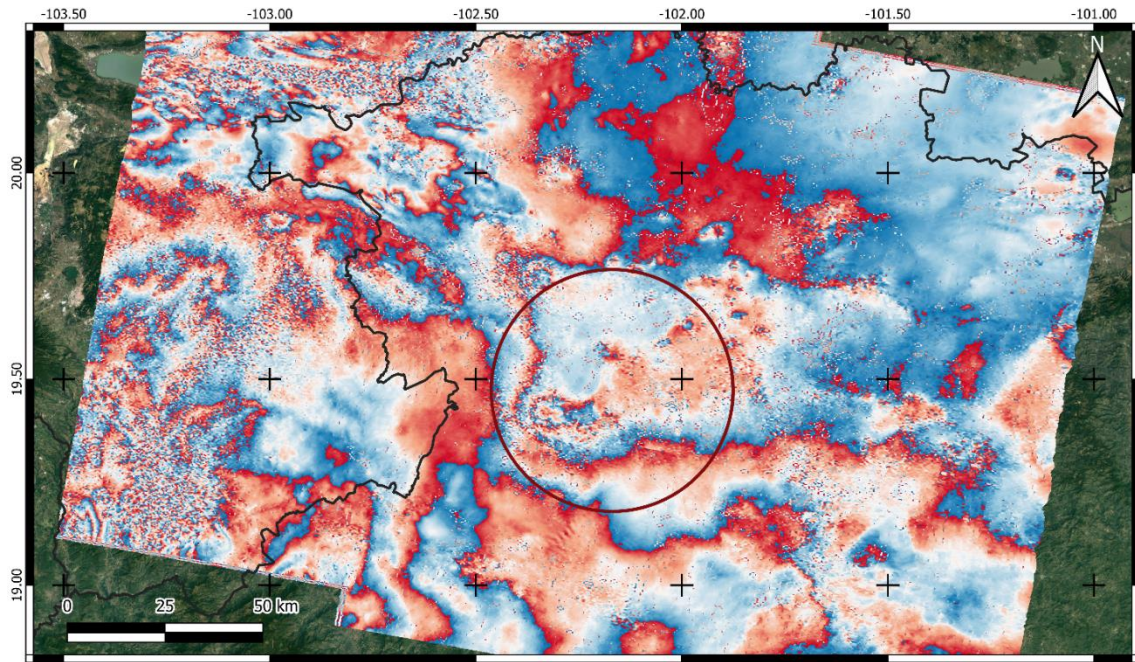
por un movimiento asociado al enjambre sísmico (*Figura 37 arriba*). La coherencia (*Figura 37 abajo*) es bastante aceptable, excepto en la esquina inferior izquierda del mapa. Con el interferograma “*wrapped*” se obtuvo el “*unwrapped*” (*Figura 38*) utilizando el método snaphu con un algoritmo de inicialización de flujo de costo mínimo (C. W. Chen & H. A. Zebker, 2000).



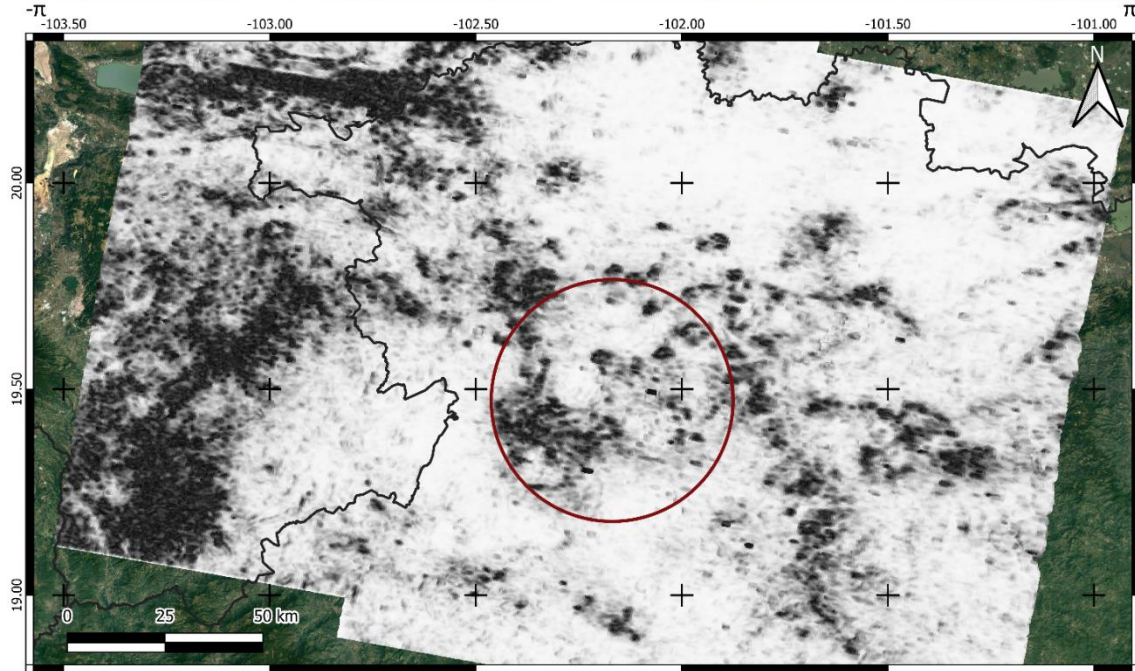
*Figura 35: Mapa de elevaciones en donde ocurrió el enjambre sísmico entre el 5/01/2020 y el 10/03/2020, Michoacán, México.*



*Figura 36: Izquierda, Imagen SLC del satélite Sentinel-1, tomada el 03/01/2020 sobre Michoacán, México. Derecha, Imagen SLC del satélite Sentinel-1, tomada el 15/03/2020 sobre Michoacán, México*



Desplazamiento [Radianes]



Coherencia



Figura 37: Arriba, interferograma "wrapped". Abajo, mapa de coherencia del interferograma. Realizados con las imágenes del 03/01/2020 y del 15/03/2020, del enjambre sísmico que ocurrió en Michoacán, México entre el 05/01/2020 y el 10/02/2020.

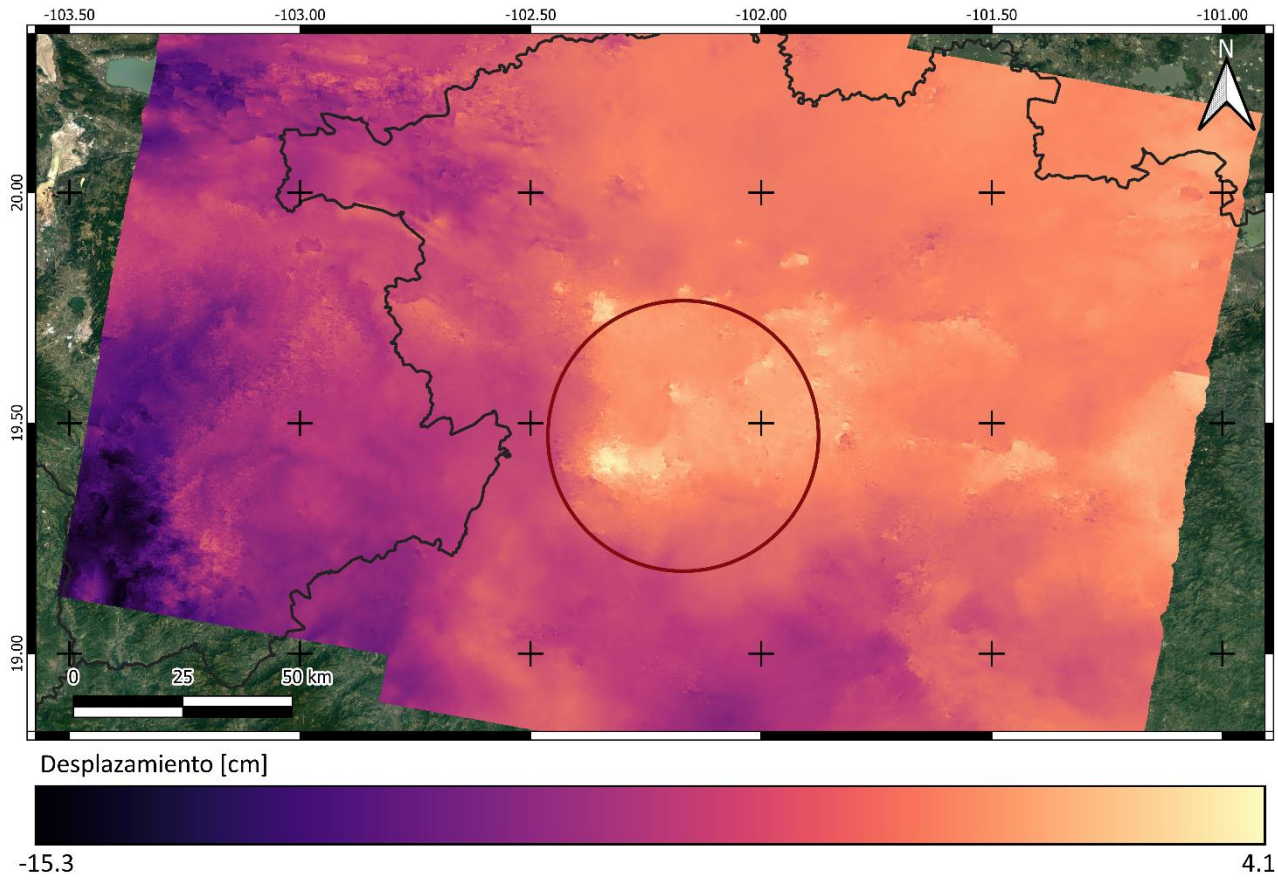


Figura 38: Interferograma “unwrapped” realizado con las imágenes del 03/01/2020 y del 15/03/2020, del enjambre sísmico que ocurrió en Michoacán, México entre el 05/01/2020 y el 10/03/2020.

## Capítulo 5 Discusión

Para el caso de las imágenes generadas para el sismo de Mw 7.4 en Oaxaca el 2020, la revisión y análisis de las figuras *Figura 18* a *Figura 22* facilita la interpretación de los resultados del proceso, indicando con certeza que el evento sísmico provocó un desplazamiento evidente en la superficie de la tierra. Además, este movimiento concuerda con el mecanismo focal de falla inversa reportado para este sismo, pues es posible identificar, especialmente en la *Figura 20* y *Figura 22*, el bloque de falla que sube y el que se hunde. El valor pequeño de coherencia en algunas zonas se le atribuye a un efecto provocado por la topografía (*Figura 19*), pues es justo en estas zonas de mayor elevación (Corteza continental más gruesa) donde la coherencia disminuye. También fue posible la comprobación que se trata de un efecto del lugar de estudio al comparar el mapa de coherencia del interferograma hecho antes del sismo (*Figura 21, abajo*) al realizado para el sismo (*Figura 20, abajo*).

Con el análisis de las figuras generadas para el sismo de Mw 7.1 en Guerrero el 2021 se puede comprobar el mecanismo focal de falla inversa reportado para este sismo, especialmente en la *Figura 27* y la *Figura 25* en donde se identifica el bloque de falla que asciende y el que se hunde. Es interesante observar que, aunque el epicentro del sismo no se encuentra estrictamente sobre la superficie sólida en donde se proyecta, aun así, es posible observar la deformación producida. En el área que se realizó el interferograma se presenta una decorrelación distribuida por toda la imagen que está relacionada con la topografía. Afortunadamente las zonas de baja coherencia (*Figura 25, abajo*) no afectan mucho en este caso y solo se manifiestan como un ligero “*speckle*” en el interferograma (*Figura 25, arriba*).

Como en los sismos anteriores, en el interferograma realizado para el sismo de Mw 7.2 en Oaxaca el 2018 (*Figura 30*) se puede ver claramente el bloque de falla que asciende y el que desciende que concuerda con el mecanismo focal de falla inversa que este sismo presenta. La coherencia en este interferograma es de excelente calidad lo que nos comprueba la calidad de éste.

Los enjambres sísmicos siempre han sido un tema interesante y alarmante por las causas que estos pueden tener. Dada la zona en la que se desarrolló el enjambre sísmico en Michoacán el 2020, se podía suponer que se debía al movimiento de magma y que este a su vez podría haber provocado desplazamiento en la superficie. Sin embargo, de acuerdo con el interferograma “*unwrapped*” (Figura 37), no se aprecia ninguna señal y como la coherencia es buena en la zona de interés, se puede decir que el enjambre no produjo desplazamiento en la superficie. Solo en la esquina inferior izquierda del interferograma, se aprecia algo parecido a una señal, pero como se encuentra fuera del área de interés y la coherencia correspondiente disminuye, no se debe tomar en cuenta.

## Capítulo 6. Conclusiones y Recomendaciones

Las técnicas InSAR son herramientas muy útiles para poder obtener información sobre la deformación superficial de la Tierra en un intervalo de tiempo. A su vez, estos datos de deformación pueden valiosamente ser utilizados para realizar análisis de eventos sísmicos. Estas técnicas son muy convenientes por ventajas como la amplia cobertura espacial y temporal. Es importante entender las características de los fenómenos sísmicos en el país, como lo son la deformación producida en superficie (expresada en desplazamientos), lo que mejora el conocimiento de ruptura asociado a los sismos, y permite reducir el impacto y las consecuencias de eventos futuros.

Para este trabajo se calculó un considerable número de interferogramas, de diferentes sismos importantes u otros eventos con los que probar los límites de la sensibilidad de los interferogramas producidos a partir de los satélites Sentinel-1A y B y procesados con ISCE. Con ellos se determinó el área de la superficie que se deformó, así como el desplazamiento en una geometría de observación relativa a la línea de vista del satélite. Para el sismo de mayor magnitud de 7.4 ocurrido en Oaxaca el 23 de junio del 2020, el desplazamiento máximo (con respecto a una referencia relativa dentro del dominio del interferograma) fue de 44.7 [cm]. En el caso del sismo de magnitud 7.1 ocurrido en Guerrero el 7 de septiembre del 2021 el desplazamiento máximo fue de 18.37 [cm]. El sismo de magnitud 7.2 que ocurrió en Oaxaca el 16 de febrero del 2018 tuvo un desplazamiento máximo de 30.3 [cm]. Del 5 de enero al 10 de marzo del 2020 hubo un enjambre sísmico en el estado de Michoacán, dentro de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, pero los interferogramas realizados no revelaron algún desplazamiento evidente de la superficie. Al utilizar las técnicas InSAR para estudiar los eventos mencionados, se notaron algunas limitantes y consideraciones a evaluar.

La coherencia de un interferograma es muy importante, ya que esta nos indica que tan bueno y válido es a la hora de analizar la señal que este puede contener. Hay factores que afectan la coherencia que dependen del lugar que se está analizando. La topografía y vegetación de la zona son factores muy determinantes para saber, incluso con antelación, si el interferograma podrá mostrar una señal o si esta presentará mucho ruido. Un ejemplo

de esta situación es el caso del interferograma del sismo de magnitud 7.4 ocurrido en Oaxaca, México (*Figura 39, inciso b (izquierda)*) realizado con imágenes de órbita ascendente tomadas el 19/06/2020 y el 01/07/2020. En la *Figura 39, inciso b (derecha)*, se observa cómo la baja coherencia provocada por las altas elevaciones que se observan en la *Figura 19* no nos permiten ver la señal producida por el sismo. Desafortunadamente no hay mucho que se pueda hacer para corregir este efecto.



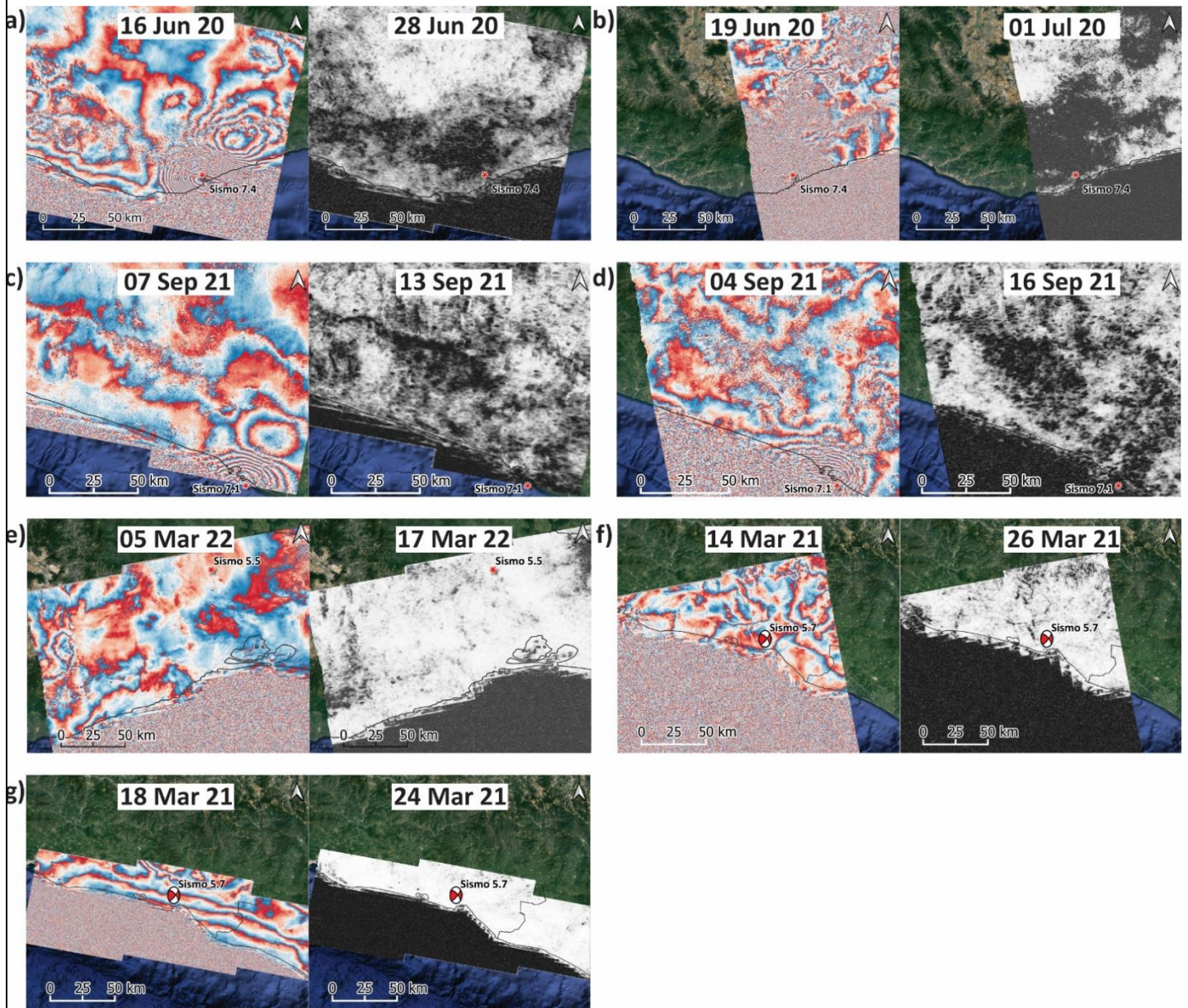


Figura 39: Interferogramas “wrapped”, **a)** y **b)** Sismo de magnitud 7.4 y profundidad de 22.6 km que ocurrió el 23/06/2020 en Oaxaca. **c)** y **d)** Sismo de magnitud 7.1 y profundidad de 10 km que ocurrió el 07/09/2021 en Guerrero. **e)** Sismo de magnitud 5.5 y profundidad de 94 km que ocurrió el 05/03/2022 en Oaxaca. **f)** y **g)** Sismo de magnitud 5.7 a profundidad de 10 km que ocurrió el 19/03/2021 en Guerrero.

Otro ejemplo de cómo la topografía puede afectar la calidad de la señal que se quiere observar, es el interferograma del sismo de magnitud 7.1 ocurrido en Guerrero, México realizado con las imágenes capturadas el 04/09/2021 y el 16/09/2021 en órbita ascendente (*Figura 39, inciso d (izquierda)*). En este interferograma se puede observar una coherencia predominantemente baja (*Figura 39, inciso d (derecha)*), en especial en comparación con el interferograma realizado con imágenes en órbita descendente (*Figura 39, inciso c (izquierda)*). En el interferograma “*wrapped*” (*Figura 39, inciso d*) es más evidente que parte de la señal se perdió debido a una baja coherencia, pues no se puede observar el bloque de falla que se hunde.

Otro efecto que afecta la calidad del interferograma que tiende a no ser tan significativo es la atmósfera, dependiendo de la fecha de adquisición de las imágenes, este efecto puede ser más intenso, pero normalmente no llega a opacar a una señal. El interferograma de la *Figura 39, inciso e (izquierda)* arriba muestra la localización de un sismo de magnitud 5.5 ocurrido el 5 de marzo del 2022 en Oaxaca, México a 94 km de profundidad, por lo que no se esperaría ver señal alguna en el interferograma. Lo que parece una señal del lado izquierdo es realmente un efecto de la atmósfera que comprobamos, al ver que la coherencia disminuye en esa zona (*Figura 39, inciso e (derecha)*).

Cuando lo que se busca obtener es la señal generada por un sismo, las principales características que hay que acotar son la magnitud, la profundidad y la localización. Si el sismo de interés es de una gran magnitud, pero se encuentra a una gran profundidad, muy probablemente no se podrá observar una señal. Si el sismo tuvo un hipocentro muy somero, pero la magnitud del sismo no fue significativa, tampoco se observará una señal. También es importante fijarse en el mecanismo focal del sismo, ya que según este puede que aumente el momento de magnitud sísmico necesario para que se muestre una evidente deformación en la dirección LOS. Este es el caso para los dos interferogramas obtenidos para el sismo de magnitud 5.7 ocurrido en Guerrero, México a 10 km de profundidad el 19/03/2021 (USGS, 2021). No se observa ninguna señal tanto para geometría ascendente o descendente (*Figura 39, inciso f y g*) por lo que podemos decir que la deformación superficial producida durante el evento sísmico fue casi nula a pesar de tener parámetros de profundidad y de magnitud con los que se pudiera haber visto una señal.

En ocasiones, por más intentos que se hagan, no es posible concluir con certeza la ocurrencia de desplazamiento cosísmico. Con el objetivo de ilustrar un ejemplo de un sismo con potencial desplazamiento cosísmico, pero del cual no se obtienen resultados concluyentes, se incluye el caso del sismo Mw5.5 del 25 de mayo del 2022 en Oaxaca. El epicentro de dicho sismo se sitúa a 12 km de profundidad y con coordenadas 16.11° latitud Norte y 95.99° longitud Oeste, con un mecanismo focal de corrimiento lateral izquierdo. En la Figura 40 se muestran 15 interferogramas producidos para tratar de observar la señal que pudo haber producido el sismo. En casi todos ellos, es difícil diferenciar entre la superficie del agua y la superficie cortical. Esto se puede atribuir a varios factores, entre los cuales se pueden identificar dos principales. El primero de ellos fue la disponibilidad de las imágenes, ya que las que sí cubren el evento por completo tienen una gran separación temporal, lo que genera decorrelación de la señal. El segundo factor que se puede identificar es que el sismo ocurrió durante la temporada de lluvias, lo cual produce un retardo en la velocidad de las microondas. Además, ante la presencia de lluvia, es de

esperarse que la humedad del suelo y la cobertura vegetal cambien, lo cual impacta negativamente a la coherencia.

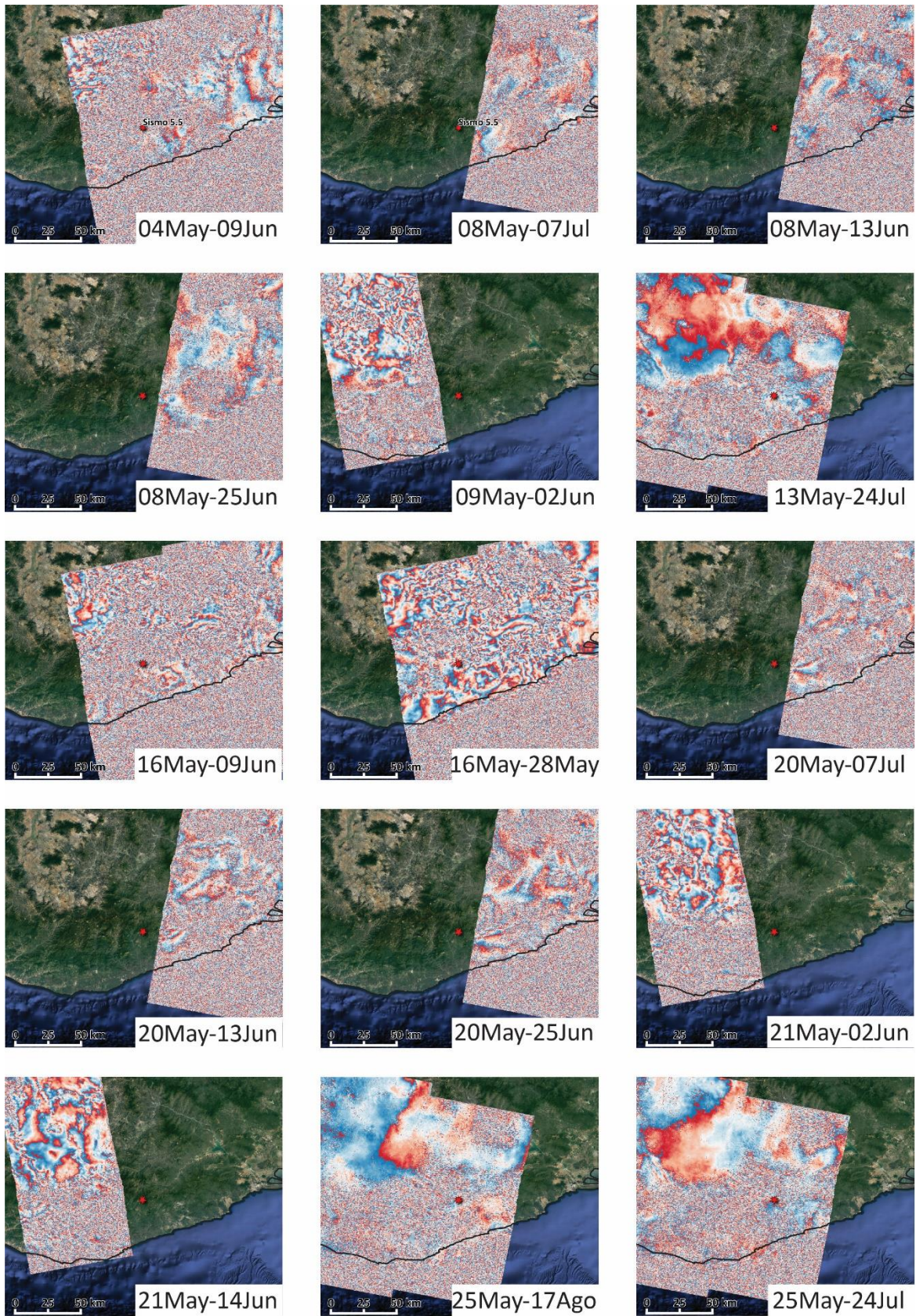


Figura 40: Interferogramas wrapped realizados para tratar de visualizar la señal producida por el sismo Mw5.5 del 25 de mayo del 2022 en Oaxaca.

En México existe aproximadamente un promedio de 9 eventos al año que generan deformación en la superficie terrestre. La evidencia presentada en este trabajo demuestra que la técnica de InSAR es útil para generar los mapas de deformación asociados a los sismos. Fue posible identificar señales de deformación de eventos con una profundidad máxima de 22.6 km y al menos una Mw de 7.1. No fue posible para eventos de Mw 5.7 a 10 km de profundidad ni para otros eventos con magnitudes y profundidades similares. En algunas situaciones existen impedimentos para obtener un interferograma de buena calidad, como lo son la topografía con su vegetación y las condiciones climáticas. Cuando esto ocurre se requiere hacer intentos exhaustivos para obtener el mejor resultado posible.

Ante los retos evidenciados en este trabajo, sería favorable explorar el uso de otras imágenes, (probablemente la banda L para mejorar la cobertura y calidad de los interferogramas). Además, el Satellite 1-B dejó de funcionar desde diciembre del 2021 y habría que evaluar el impacto de la línea base temporal en los interferogramas que se pueden producir solamente con Sentinel 1-A.

## Referencias

- Aguirre, J., Castelán, G., Cruz Atienza, V., Espinosa, J., Gómez, A., Pérez, X., Quintanar, L., & Ramírez, L. (2021). Red Sísmica de la Ciudad de México. *Ciencia*, 72(1).
- Bekaert, D., Fattahi, H., & Agram, P. (2020). *Processing your Data with topsApp.py*. Github. [https://github.com/isce-framework/isce2-docs/blob/master/Notebooks/UNAVCO\\_2020/TOPS/topsApp.ipynb](https://github.com/isce-framework/isce2-docs/blob/master/Notebooks/UNAVCO_2020/TOPS/topsApp.ipynb)
- Biggs, J., & Wright, T. J. (2020). How satellite InSAR has grown from opportunistic science to routine monitoring over the last decade. *Nature Communications*, 11(1), 3863. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17587-6>
- Bürgmann, R., Rosen, P. A., & Fielding, E. J. (2000). Synthetic Aperture Radar Interferometry to Measure Earth's Surface Topography and Its Deformation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1), 169–209. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.169>
- C. W. Chen, & H. A. Zebker. (2000). *Snaphu*. [http://web.stanford.edu/group/radar/softwareandlinks/sw/snaphu/snaphu\\_man1.html#SYNOPSIS](http://web.stanford.edu/group/radar/softwareandlinks/sw/snaphu/snaphu_man1.html#SYNOPSIS)
- California Institute of Technology. (2021). *ISCE2*. <https://github.com/isce-framework/isce2>
- Chen, C. W., & Zebker, H. A. (2001). Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization. *Journal of the Optical Society of America A*, 18(2), 338. <https://doi.org/10.1364/JOSAA.18.000338>
- de Zan, F., & Monti Guarnieri, A. (2006). TOPSAR: Terrain Observation by Progressive Scans. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(9), 2352–2360. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.873853>
- ESA. (2021, April 13). *News - Copernicus Sentinel-1A and -1B precise orbital products currently available for the entire mission*. <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/-/copernicus-sentinel-1a-and-1b-precise-orbital-products-currently-available-for-the-entire-mission>
- ESA. (2022). *Copernicus Open Access Hub*. <https://scihub.copernicus.eu/>
- European Space Agency. (2021, November). *Sentinel-1 Observation Scenario*. <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/missions/sentinel-1/observation-scenario>
- European Space Agency. (2022). *Sentinel-1 SAR User Guide*. <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar>

- Ferrari Pedraglio, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 84–92. <https://doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a5>
- Ferretti, Monti-Guarnieri, Prati, Rocca, & Dipartimento di Elettronica ed Informazione, P. di M. I. (2007). *InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation: Vol. A* (K. Fletcher, Ed.). ESA Publications.
- Goldstein, R. M., Zebker, H. A., & Werner, C. L. (1988). Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Science*, 23(4), 713–720. <https://doi.org/10.1029/RS023i004p00713>
- Hensley, S., Chapin, E., Freedman, A., & Jet, T. M. (2002). Improved Processing of AIRSAR Data Based on the GeoSAR Processor. *Jet Propulsion Laboratory*.
- Khorrarn, S., Koch, F. H., van der Wiele, C. F., & Nelson, S. A. C. (2012). *Remote Sensing: Vol. SpringerBriefs* (1st ed.). Springer. [https://doi.org/https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1007/978-1-4614-3103-9\\_1](https://doi.org/https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1007/978-1-4614-3103-9_1)
- Kostoglodov, V., & Pacheco, J. F. (2003). *CIEN AÑOS DE SISMICIDAD EN MEXICO*. <http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/sismos/100a%F1os.html>
- LANCAD Laboratorio Nacional de Cómputo de Alto Desempeño. (2015). *Miztli*. <http://www.lancad.mx/?p=59>
- Lu, Z., & Dzurisin, D. (2014). *InSAR Imaging of Aleutian Volcanoes*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-00348-6>
- Maître, H. (Ed.). (2008). *Processing of Synthetic Aperture Radar Images*. ISTE. <https://doi.org/10.1002/9780470611111>
- Marta Béjar Pizarro. (2015). *Comportamiento mecanico de la interfase de subduccion durante el ciclo sismico: Estudio mediante la geodesia espacial en el Norte de Chile*. Universidad Complutense de Madrid.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., & Rabaute, T. (1993). The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364(6433), 138–142. <https://doi.org/10.1038/364138a0>
- Mirwald, A., Cruz-Atienza, V. M., Díaz-Mojica, J., Iglesias, A., Singh, S. K., Villafuerte, C., & Tago, J. (2019). The 19 September 2017 ( $M_w 7.1$ ) Intermediate-Depth Mexican Earthquake: A Slow and Energetically Inefficient Deadly Shock. *Geophysical Research Letters*, 46(4), 2054–2064. <https://doi.org/10.1029/2018GL080904>
- NASA. (2022). *Alaska Satellite Facility*. <https://asf.alaska.edu/>



- NASA Applied Sciences Remote Sensing Training Program. (2021, February 1). *Remote Sensors*. <https://earthdata.nasa.gov/learn/remote-sensors>
- Pinzón, J. I., Núñez-Cornú, F. J., & Rowe, C. A. (2017). Magma intrusion near Volcan Tancítaro: Evidence from seismic analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 262, 66–79. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.11.004>
- Prats-Iraola, P., Scheiber, R., Marotti, L., Wollstadt, S., & Reigber, A. (2012). TOPS Interferometry With TerraSAR-X. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(8), 3179–3188. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2178247>
- Richards, J. A. (2009). *Remote Sensing with Imaging Radar*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-02020-9>
- Servicio Geológico Mexicano. (2017, March 22). *Tectónica de placas*. <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Tectonica-de-placas.html>
- Servicio Sismológico Nacional. (2020a). *Reporte especial: Sismos del 5 de enero al 10 de marzo de 2020, Michoacan (M 3.9)*.
- Servicio Sismológico Nacional. (2020b). *Reporte especial: Sismo del 23 de junio de 2020, Oaxaca (M 7.4)*.
- Servicio Sismológico Nacional. (2022). *Reporte especial: Sismos del 7 de septiembre de 2021, Guerrero (M 7.1)*.
- Shunlin, L. U. of M., & Jindi, W. B. N. U. (Eds.). (2020). *Advanced Remote Sensing*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2017-0-03489-4>
- USGS. (2021). *M 5.7 - 6 km NNW of Marquelia, Mexico*. Earthquaker Hazards Program. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us7000dl4v/executive>
- Wang, P., An, W., Deng, X., & Yang, J. (2015). Geometric correction method to correct the influence of attitude jitter on remote sensing imagery using compressive sampling. *Journal of Applied Remote Sensing*, 9(1), 095077. <https://doi.org/10.1117/1.JRS.9.095077>
- Woodhouse, I. H. (2017). *Introduction to Microwave Remote Sensing*. CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781315272573>
- Yague-Martinez, N., Prats-Iraola, P., Rodriguez Gonzalez, F., Brcic, R., Shau, R., Geudtner, D., Eineder, M., & Bamler, R. (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>