

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

TESIS DE MAESTRÍA

**Estimación de la deformación causada por el
sismo de Los Humeros (8-Febrero-2016),
mediante DInSAR**

Presenta:

Reynaldo Santos-Basurto

Asesora:

Dra. Penélope López-Quiroz



*Tesis que para optar
por el grado de Maestro en Ciencias
de la Tierra*

Geología-Geomática
Centro de Geociencias

Declaración de autoría

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias, a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Firma:

Resumen

La caldera de Los Humeros se localiza en la parte oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), al noreste del estado de Puebla. El 8 de febrero de 2016, fue registrado un sismo de M_w 4.2, mediante la red sísmica instalada en el interior del campo geotérmico. El sismo ocasionó algunos daños a la infraestructura de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), la cual opera el campo geotérmico de Los Humeros. Dicho sismo también afectó a las zonas aledañas al campo donde fueron reportados varios desplazamientos del terreno (e.g. deslizamientos) a lo largo de la falla de Los Humeros.

En este trabajo, se procesaron imágenes SAR adquiridas por la misión Sentinel-1A de la Agencia Espacial Europea (ESA), mediante la técnica de Interferometría de Radar de Apertura Sintética Diferencial (DInSAR). A partir del cálculo de un par de interferogramas, con dos ángulos de observación diferentes (paso ascendente y descendente), fue posible detectar el desplazamiento provocado por el evento del 8 de febrero de 2016, con epicentro en el interior de la caldera y asociado con la falla de Los Humeros. Los interferogramas fueron corregidos de errores topográficos, orbitales y atmosféricos, utilizando los softwares GAMMA y GACOS. Se estimaron las componentes del desplazamiento horizontal (Este-Oeste) y vertical (Arriba-Abajo) del vector del desplazamiento causado por el sismo. Así mismo, se utilizó el software Coulomb de la USGS para modelar el desplazamiento esperado a causa del sismo.

Finalmente, los resultados de la estimación de la deformación superficial cosísmica fueron interpretados y validados con información generada de manera independiente (sísmica y magnetotelúrica).

Abstract

Los Humeros caldera is located in the eastern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, North-East of Puebla. On February 8th, 2016, a M_w 4.2 earthquake was recorded by the seismic network installed inside the geothermal field. The earthquake made some damages to the Comisión Federal de Electricidad (CFE) power plant infrastructure, which manages Los Humeros geothermal field. The earthquake also affected the population settlements around the field where several terrain displacements (e.g. landslides) were reported along Los Humeros fault.

In this work, Synthetic Aperture Radar (SAR) images acquired by the Sentinel-1A mission from the European Space Agency (ESA) were processed by means of the Differential SAR Interferometry (DInSAR) technique. Using two different look angle image pairs (ascending and descending passes), it was possible to detect the displacement due to the February 8th, 2016 earthquake related to Los Humeros fault and with epicenter inside the caldera. The interferograms were corrected by topographic, orbital and atmospheric errors, by means of GAMMA and GACOS software. Horizontal (East-East) and vertical (Up-Down) components of the displacement vector due to the earthquake were estimated. Moreover, by means of USGS Coulomb software, the expected displacement due to the earthquake was modeled.

Finally, the results of coseismic surface deformation estimation were interpreted and validated with independent information (seismic and magnetotelluric data).

Agradecimientos

Esta tesis de maestría se realizó con apoyo del proyecto P05 del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo) No. 207032 como parte del “Fondeo de Sustentabilidad” (SENER-CONACyT): “Innovación en la aplicación de técnicas modernas de prospección geotérmica a partir de la integración de métodos geológicos, geoquímicos y geofísicos, caso de estudio del campo volcánico-geotérmico de Los Humeros”.

A la Comisión Federal de Electricidad, por la información brindada.

A la Dra. Olga Sarychikhina (CICESE), por su co-dirección. Este trabajo no hubiera sido posible sin su gran apoyo y asesoría.

Índice general

Declaración de autoría	III
Resumen	v
Agradecimientos	VII
Introducción	1
1. Percepción Remota: Sensores que operan en el rango de las microondas	3
1.1. Plataformas	3
1.2. Sensores	3
1.2.1. Sensores de una sola banda y multibanda	4
1.3. Imágenes satelitales	4
1.3.1. Tipos de resolución	5
1.4. Sistema RADAR	5
1.4.1. Radar de Apertura Real (RAR)	6
1.4.2. Radar de Apertura Sintética (SAR)	7
1.4.3. Geometría de la imagen de radar	9
1.4.4. Imagen compleja SAR 2D	9
1.4.4.1. Distorsiones geométricas en las imágenes de radar	10
1.4.5. Acerca de las imágenes Sentinel-1A	12
1.5. La técnica Interferometría SAR Diferencial (DInSAR)	12
1.5.1. Principio y geometría de adquisición DInSAR	12
1.5.2. Las imágenes raw y SLC	13
1.5.3. Cálculo del interferograma	15
1.5.4. Contenido de la fase del interferograma	15
1.5.4.1. Contribución de la fase orbital y errores	16
1.5.4.2. Contribución de la fase topográfica y errores	16
1.5.4.3. Contribución de la fase atmosférica y errores	16
1.5.4.4. Contribución del ruido o decorrelación	17
1.5.4.5. Contribución de la fase relacionada con la deformación y errores	18
1.5.5. Principales etapas del procesamiento DInSAR	18
1.5.6. Desenvolvimiento de la fase y sus errores	19
1.5.7. Principales limitaciones de la técnica DInSAR	19

2. La zona de estudio	21
2.1. Geología de la caldera de Los Humeros	21
2.2. El campo geotérmico de Los Humeros	24
2.2.1. Explotación del campo geotérmico	28
2.2.2. Sismicidad en Los Humeros	28
2.2.2.1. El sismo del 8 de febrero de 2016: Sismo de los Humeros	29
2.2.2.2. Deformación del campo geotérmico medida con InSAR	31
3. Metodología	35
3.1. Adquisición de imágenes de Radar de Apertura Sintética	35
3.2. Procesamiento DInSAR	37
3.2.1. Corrección atmosférica mediante GACOS	40
3.2.2. Cálculo de las componentes horizontal y vertical de la deformación	43
3.3. Deformación del sismo de Los Humeros mediante Coulomb	46
4. Resultados	55
4.1. Mapas de la deformación en LOS (paso ascendente y descendente)	55
4.2. Mapas de deformación vertical y horizontal (Este-Oeste)	56
4.3. Análisis	57
4.3.1. Modelado con Coulomb	57
4.3.1.1. Mecanismo focal DInSAR vs datos sísmicos	57
4.3.2. Deformación del campo geotérmico con otras técnicas interferométricas .	58
5. Conclusiones	61
Bibliografía	63

Índice de figuras

1.1. Rangos del espectro electromagnético usados en Percepción Remota	4
1.2. Penetración de la señal de radar en el suelo	6
1.3. Esquema que muestra la longitud de una antena sintética de radar	7
1.4. Geometría de adquisición de un sistema de radar	10
1.5. Esquema en el que se presentan las distorsiones geométricas en una imagen de radar satelital	11
1.6. Imagen en la que se muestran los diferentes modos de adquisición de las imágenes SAR S1A	12
1.7. Esquema que muestra la geometría de la técnica InSAR	13
1.8. Imagen compleja SAR	14
 2.1. Modelo digital de elevaciones de la República Mexicana	22
2.2. Imagen óptica satelital de la misión Sentinel-2A	23
2.3. Mapa geológico actualizado de la zona de la caldera de Los Humeros	25
2.4. Mapa de la distribución de las estructuras principales de la caldera	26
2.5. Mapa de la distribución espacial de los principales pozos	27
2.6. Fotografías que muestran los daños presentes en la planta geotérmica debido al sismo del 25 de noviembre de 1994	30
2.7. Mapa interpolado de velocidad en la LOS en el campo geotérmico de Los Humeros	32
2.8. Interferograma de la caldera de Los Humeros, contaminado por atmósfera turbulenta	33
 3.1. Diagrama de flujo del análisis de la deformación del sismo de Los Humeros . .	36
3.2. Mapa con la huella de los subswath de las imágenes Sentinel-A que cubren el área de la caldera de Los Humeros	38
3.3. Diagrama de flujo del procesamiento DInSAR	41
3.4. Mapas de desplazamientos en dirección de la Línea de Vista del Radar (LOS) .	42
3.5. Mapas regionales de desplazamientos LOS de la caldera de Los Humeros . .	44
3.6. Acercamiento del mapa regional de desplazamientos LOS de caldera de Los Humeros	45
3.7. Geometría de adquisición de imágenes SAR para el paso ascendente y descendente	45
3.8. Mapas de desplazamiento vertical (Arriba-Abajo) y horizontal (Este-Oeste) causado por el sismo de Los Humeros.	47
3.9. Esquema de la geometría de una falla en Coulomb	49
3.10. Imágenes del modelado directo en Coulomb del efecto cosismo de Los Humeros, paso ascendente	51
3.11. Imágenes del modelado directo en Coulomb del efecto cosismo de Los Humeros, paso descendente	52

4.1. Desplazamiento en LOS a lo largo del perfil AA'	56
--	----

Índice de tablas

1.1. Algunas misiones satelitales con sensor SAR	8
2.1. Información del sismo del 8 de febrero de 2016	31
3.1. Imágenes SAR de la misión Sentinel-1A usadas en InSAR	37
3.2. Parámetros de los pares interferométricos presentados en este trabajo	40
3.3. Parámetros geométricos de la adquisición de las imágenes SAR utilizadas en este trabajo y los componentes del vector de sensibilidad	43
3.4. Tabla (primera parte), de los parámetros de entrada en Coulomb	50
3.5. Tabla (segunda parte), de los parámetros de entrada en Coulomb	53

Introducción

En México, existen tres campos geotérmicos principales, que están siendo explotados con el fin de generar energía eléctrica: Cerro Prieto, Los Humeros y Los Azufres. Dicha explotación puede generar deformación en la superficie aledaña al campo geotérmico. En Cerro Prieto, por ejemplo, la literatura reporta que la extracción de fluidos está acompañada por subsidencia de varias decenas de centímetros al año (Sarychikhina y col., 2011; Sarychikhina, Glowacka y Mojarro, 2016; Sarychikhina, Glowacka y Robles, 2018).

Para el estudio y monitoreo de actividades volcánicas y las consecuencias de la explotación de recursos geotérmicos, en términos de deformación superficial, se ha recurrido a diferentes métodos. Los métodos más utilizados para este propósito son los de levantamiento topográfico utilizando las técnicas de geodesia tradicional terrestre (e.g. nivelación de precisión) y espacial (e.g. el Global Positioning System (GPS) o Global Navigation Satellite System (GNSS)). Sin embargo, existe una técnica que tiene grandes ventajas con respecto a los métodos geodésicos convencionales mencionados; como una mayor cobertura espacial y temporal (periodo de adquisición de los datos). Dicha técnica se basa en el procesamiento de imágenes de Radar de Apertura Sintética (Synthetic Aperture Radar (SAR)) y se conoce como Interferometría de Radar de Apertura Sintética (Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR)). Su principio consiste en extraer la información relacionada con la deformación, a partir de la diferencia de fase entre dos imágenes, adquiridas en dos fechas distintas, sobre la misma escena (Hanssen, 2001).

El campo geotérmico de Los Humeros ha sido estudiado previamente para entender mejor su composición, estructura e historia evolutiva. Para ello se han utilizado diferentes métodos geofísicos y geológicos. Actualmente sigue siendo objeto de estudio, en el marco del Proyecto 05 financiado por el CeMIE-Geo (Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica). El estudio con mayor duración es el monitoreo sísmico, el cual comenzó en 1994, con una breve interrupción en el año 2008 y retomado en el 2014 (Lermo J, 1999; Antayhua, 2007; Urban-Rascón, 2016). El 8 de febrero de 2016, la red sísmica del campo geotérmico de Los Humeros detectó un sismo de magnitud de momento sísmico, M_w 4.2 (Lermo Samaniego y col., 2016), conocido como “sismo de Los Humeros”. El sismo causó varios daños a la población aledaña al campo y a la infraestructura de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), ocasionando también movimientos de masas en algunos puntos de la falla Los Humeros.

En este trabajo, se utilizaron imágenes SAR de la misión Sentinel-1A de la Agencia Espacial Europea (ESA) para calcular un par de interferogramas mediante el uso de la técnica DInSAR (Diferencial Interferometric SAR). Estos interferogramas cubrieron el periodo de ocurrencia del sismo de Los Humeros (8 Feb 2016) y fueron corregidos de los errores topográficos, orbitales y atmosféricos. A partir de ellos, fue posible estimar los desplazamientos provocados por el sismo en las direcciones vertical y horizontal. Adicionalmente se modeló directamente la deformación cosísmica mediante el software Coulomb de la USGS (Toda y col., 2011). Los resultados corresponden con lo reportado por metodologías independientes que involucran análisis sísmicos y

magnetotelúricos.

Los objetivos de este trabajo se describen a continuación:

- Estimar la magnitud de la deformación del terreno en el interior de la caldera de Los Humeros causada por el sismo del 8 de febrero de 2016, a través del procesamiento de imágenes SAR con la técnica Interferometría de Radar Satelital Diferencial (DInSAR).
- Estimar las componentes del desplazamiento vertical (Arriba-Abajo) y horizontal (Este-Oeste).

Capítulo 1

Percepción Remota: Sensores que operan en el rango de las microondas

Nuestro planeta es un sistema dinámico. En su superficie y atmósfera ocurren procesos o fenómenos que pueden ser monitoreados, estudiados y analizados, con el objetivo de entenderlos y caracterizarlos. Para cumplir con ese objetivo, se puede hacer uso de varias técnicas de la Percepción Remota.

El término de Percepción Remota, se refiere al estudio de cierto objeto de forma distante mediante el uso de instrumentos (sensores) montados en una plataforma (e.g. un avión o un satélite). La información registrada por dichos instrumentos es la energía reflejada y/o emitida por una superficie o cuerpo de interés. Esta energía puede provenir de una fuente de radiación natural o artificial (Purkis y Klemas, 2011).

1.1. Plataformas

Se define como plataforma, al vehículo que transporta al sensor, el cual puede ser aéreo o espacial.

- Vehículos aéreos: Viajan a altitudes menores que las de un satélite. Algunos ejemplos pueden ser los globos aerostáticos, aviones, helicópteros y recientemente los drones. Estas plataformas se usan generalmente para estudios que requieren mayor resolución espacial.
- Vehículos espaciales: Se trata de satélites a los que comúnmente se les asigna el nombre de una misión (e.g., Landsat, SPOT, GOES, Seawifs, Ikonos, Quickbird, Geoeye, WorldView, ERS, ENVISAT, Sentinel-1A, RADARSAT, COSMO-SkyMed, TerraSar-X, ALOS-PALSAR). Estas plataformas viajan en el exterior de la atmósfera terrestre.

1.2. Sensores

Los sistemas de Percepción Remota pueden ser clasificados de acuerdo al tipo de sensores que utilizan. Cuando la fuente de energía puede ser emitida por el propio sensor, se conoce como sistema activo, y cuando el sensor solo registra la energía proveniente de una fuente externa es conocido como sistema pasivo (Chandra y Ghosh, 2006).

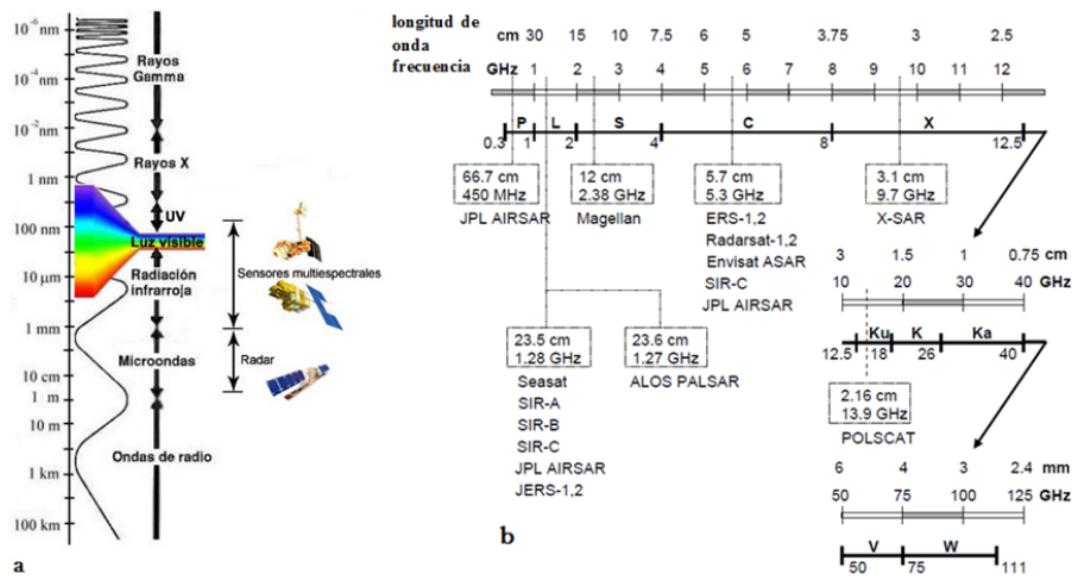


FIGURA 1.1: Rangos del espectro electromagnético usados en Percepción Remota. a) muestra los valores del rango para algunos sensores pasivos (multiespectrales) y para sensores activos (radar). b) muestra los valores de longitudes de onda para sensores de radar (tomado y modificado de Richards y col., (2009)).

1.2.1. Sensores de una sola banda y multibanda

El espectro electromagnético es el conjunto de todos los tipos de radiación electromagnética, organizado por bandas. Cada tipo de radiación tiene una frecuencia (f) y longitud de onda (λ) que la caracteriza. El espectro abarca: los rayos gamma, los rayos x, ultravioleta, visible, el infrarrojo, las microondas y las ondas de radio, Fig. 1.1.

Los sensores utilizados en percepción remota están usualmente diseñados para captar señales en determinados rangos de longitudes de onda, denominados bandas o canales. Algunos sensores pasivos pueden registrar información en bandas relativamente estrechas (hiperespectrales) o anchas (multiespectrales). En el caso de los sensores activos, como el radar, la señal registrada será bajo una sola banda, en este caso en la región de las microondas del espectro electromagnético.

A diferencia de los sistemas ópticos, los sistemas radar, emiten su propia energía electromagnética y registran la retrodispersión de esta. Algunas de las ventajas de los sistemas radar son: la independencia del clima y de la iluminación solar. En el caso de un cielo nublado, la superficie terrestre estará oculta por dichas nubes para el sistema óptico; sin embargo, los satélites con un sensor radar pueden seguir ofreciendo imágenes útiles ya que las microondas atraviesan la capa de nubes debido a que la longitud de onda en que opera el instrumento es mucho mayor (Mitasova y Neteler, 2004).

1.3. Imágenes satelitales

Una imagen satelital puede estar conformada por una matriz o arreglo de números reales, en el caso de una imagen óptica, o bien, por una matriz de números complejos, como en el

caso de una imagen de radar; cada elemento de la matriz representará un pixel que contenga el valor de la radiación de la energía reflejada por un área determinada. A éste tipo de formato, se le conoce como ráster.

1.3.1. Tipos de resolución

De acuerdo con Chandra y Ghosh, (2006):

- Resolución espacial: está determinada por el área que representa cada pixel. Depende en gran medida del ángulo de visión del sensor, por lo que para sensores ópticos el pixel será cuadrado, mientras que en el caso de un sensor tipo radar, será rectangular. En el caso del radar, se define como la capacidad que tiene el sensor de identificar dos objetivos cercanos como puntos separados.
- Resolución espectral: se refiere al número y ancho de bandas espectrales que puede registrar un sensor.
- Resolución radiométrica: es la capacidad del sensor para detectar la diferencia más pequeña de radiación de energía. Describe el rango y el número discernible de valores discretos de brillo en una imagen. Frecuentemente, la resolución radiométrica es expresada en términos del número de dígitos binarios o bits, necesarios para representar el rango de los valores de brillo disponibles.
- Resolución temporal: se refiere al periodo en el que el satélite vuelve a visitar la misma escena y toma otra imagen. Suele expresarse en días.

1.4. Sistema RADAR

Radar, acrónimo en inglés de RAdio Detection And Ranging, es un sensor activo y se basa en la propagación de ondas electromagnéticas de microondas, con longitudes de onda en el orden 1 mm a 1 m y frecuencias en el orden de 300 megaHertz (MHz) a 300 gigaHertz (GHz), Fig. 1.1. En términos generales el radar emite un tren de pulsos electromagnéticos, el cual impacta sobre los objetos de la superficie estudiada y es reflejado de vuelta al radar para su registro (Richards y col., 2009).

Las principales bandas en las que operan los radares que forman imágenes de la superficie terrestre son: X ($f=8\text{-}12 \text{ GHz}$, $\lambda = 2.5\text{-}3.75 \text{ cm}$), C ($f = 4\text{-}8 \text{ GHz}$, $\lambda = 3.75\text{-}7.5 \text{ cm}$) y L ($f = 1\text{-}2 \text{ GHz}$, $\lambda = 15\text{-}30 \text{ cm}$).

Las variaciones de la señal retrodispersada atribuibles a λ están directamente relacionadas con la rugosidad de la superficie y con la constante dieléctrica. En general, entre más rugosa sea la superficie, más difusa es la retrodispersión. Por otro lado, la constante dieléctrica volumétrica depende fuertemente del contenido de humedad del terreno. A su vez, el contenido de humedad determina la penetración (Fig. 1.2), en función de la longitud de onda, de la señal de radar incidiendo en el terreno (Lira, 2001; Lira, 2010).

Las propiedades dieléctricas del terreno, expresadas en la constante dieléctrica, afectan críticamente la señal retrodispersada ya que inciden directamente en la absorción y propagación de las ondas electromagnéticas. La parte real de la constante dieléctrica es la permitividad del

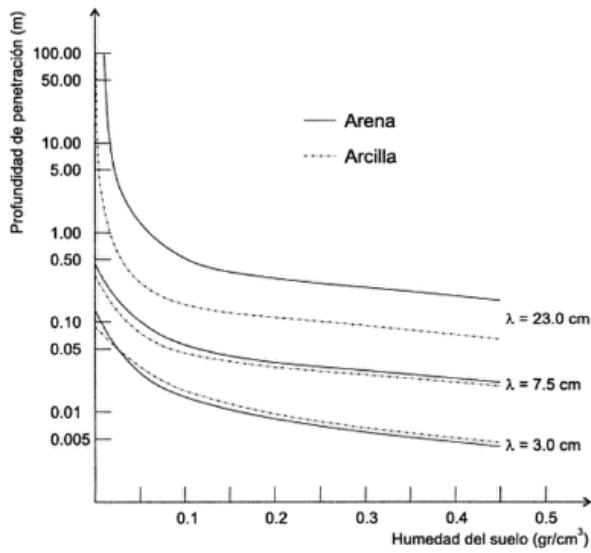


FIGURA 1.2: Gráfico que muestra los valores teóricos de penetración de la señal de radar en el suelo (tomado de Lira, (2001)).

medio y la parte imaginaria se expresa como la conductividad del medio. El valor de la constante dieléctrica depende del contenido de agua de la superficie: la penetración (Fig. 1.2) de la señal electromagnética es mayor y la reflexión de la misma es menor para un bajo contenido de humedad. Inversamente, la penetración es menor y la reflexión es mayor cuando la humedad es alta. En cuanto a la conductividad, la penetración es mayor para grandes longitudes de onda (Lira, 2001; Lira, 2010).

Existen radares que son capaces de operar bajo diferentes esquemas de polarización al transmitir y recibir la señal; e.g., HH, HV, VH, VV, esto es, Horizontal-Horizontal, Horizontal-Vertical, Vertical-Horizontal, Vertical-Vertical, respectivamente. Las imágenes con diferentes esquemas de polarización tienen muchas aplicaciones en el área de distinción de texturas, e.g., tipos de cultivos, tipos de rocas, etc (Richards y col., 2009). Este trabajo sólo utilizó la polarización VV.

El radar observa de manera lateral, y no vertical como los sistemas ópticos, esto implica que la imagen resultante tendrá distorsiones geométricas (e.g. sombras e inversión del relieve) importantes para zonas con gradientes topográficos pronunciados.

Los sistemas radar que generan imágenes, pueden ser divididos en dos principales categorías, dependiendo de la técnica de formación de la imagen: Radar de Apertura Real (RAR-Radar Aperture Real) también conocido como Side Looking Airborne Radar (SLAR) y el Radar de Apertura Sintética (SAR-Synthetic Aperture Radar); ambos de observación lateral (side-looking).

1.4.1. Radar de Apertura Real (RAR)

En este sistema la señal es incoherente, ya que la información de la fase emitida y recibida no es retenida, esto quiere decir que sólo se registrada la amplitud. Una restricción es la longitud de

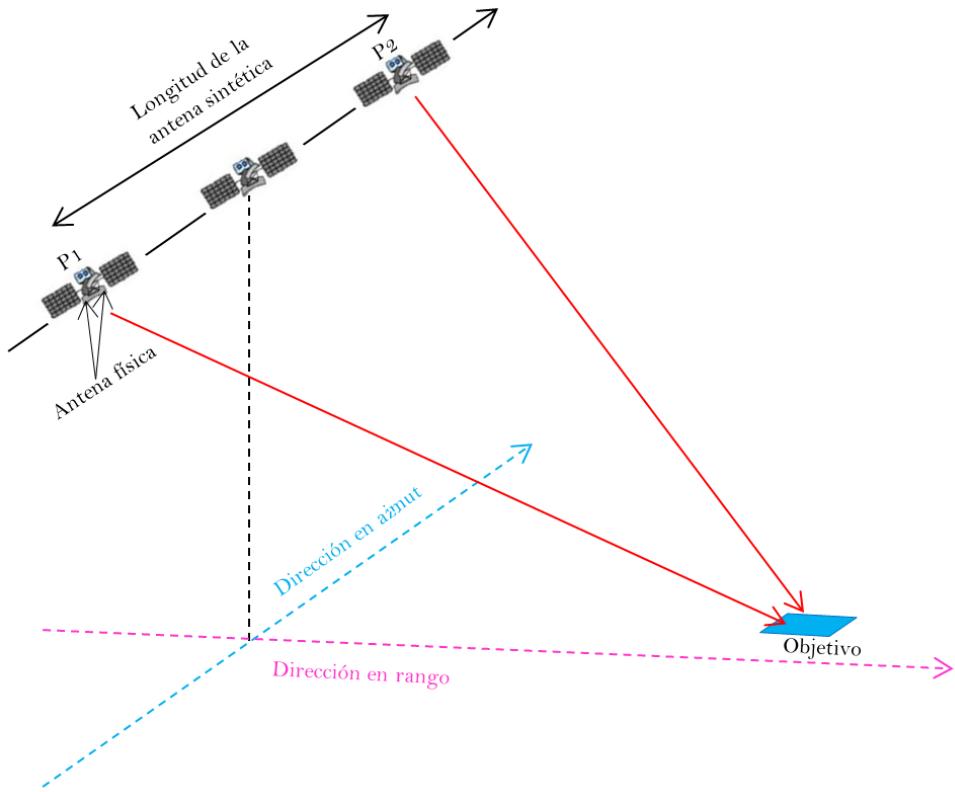


FIGURA 1.3: Esquema que muestra la longitud de una antena sintética de radar, además de indicar la antena real o física. Punto P1, representa el comienzo de la detección del objetivo y P2 es el fin de la observación múltiple del objetivo. La dirección en azimut, representa la dirección del vuelo del satélite, mientras que la dirección en rango es perpendicular al azimut (tomado y modificado de Sarychikhina, (2010)).

la antena, ya que esta afecta de manera directa la resolución en la dirección del vuelo (azimut) (Hanssen, 2001).

1.4.2. Radar de Apertura Sintética (SAR)

Opera mediante una señal coherente, por lo que la fase y la amplitud son registradas por el sensor de radar. El comportamiento de la fase necesita ser estable dentro del periodo de envío y recepción de la señal. Como resultado, una antena de mayor longitud puede ser creada sintéticamente usando el movimiento de la antena y combinando la información de los trenes de pulsos retrodispersados y recibidos dentro de la longitud de la antena sintética. Esto implica que el objeto en la escena, es observado múltiples veces por el sensor, al hacer esto, el sensor SAR registra la historia de la señal, esto es, la historia de rangos (rango, es la dirección perpendicular al azimut), la intensidad (amplitud) de la señal, la fase y el corrimiento Doppler o corrimiento en frecuencias (la frecuencia de los pulsos transmitidos no es la misma que la de los pulsos retrodispersados), Fig. 1.3 (Lira, 2001; Lira, 2010). En la Tabla 1.1, se muestran las principales misiones satelitales que transportan sensores SAR.

TABLA 1.1: Algunas misiones satelitales con sensor Radar de Apertura Sintética (SAR) (tomado y modificado de Lu y Dzurisin, (2014)).

Nombre	Propietario	Longitud de onda	Fecha de operación
US Seasat	National Aeronautics and Space Administration (NASA)	Banda L $\lambda = 23.5 \text{ cm}$	Junio-Octubre 1978
ERS-1	European Space Agency (ESA)	Banda C $\lambda = 5.66 \text{ cm}$	1991-2000
JERS-1	Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA)	Banda L $\lambda = 23.5 \text{ cm}$	1992-1998
ERS-2	European Space Agency (ESA)	Banda C $\lambda = 5.66 \text{ cm}$	1995-2011
Radarsat-1	Canadian Space Agency (CSA)	Banda C $\lambda = 5.66 \text{ cm}$	1995-2013
Envisat	European Space Agency (ESA)	Banda C $\lambda = 5.63 \text{ cm}$	2002-2012
ALOS-1	Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA)	Banda L $\lambda = 23.6 \text{ cm}$	2006-2012
Radarsat-2	Canadian Space Agency (CSA)	Banda C $\lambda = 5.55 \text{ cm}$	2007-presente
TerraSAR-X	German Aerospace Center (DLR)	Banda X $\lambda = 3.1 \text{ cm}$	2007-presente
Cosmo-SkyMed	Italian Space Agency (ASI)	Banda X $\lambda = 3.1 \text{ cm}$	2007-presente
TanDEM-X	German Aerospace Center (DLR)	Banda X $\lambda = 3.1 \text{ cm}$	2010-presente
Sentinel-1A	European Space Agency (ESA)	Banda C $\lambda = 5.63 \text{ cm}$	2014-presente
Sentinel-1B	European Space Agency (ESA)	Banda C $\lambda = 5.63 \text{ cm}$	2016-presente

1.4.3. Geometría de la imagen de radar

La geometría de la adquisición de una imagen de radar, se muestra en la Fig. 1.4. A continuación se describe cada componente (Lira, 2001; Lira, 2010; Sarychikhina, 2010):

Altura (H): Es la distancia vertical entre un punto de la superficie terrestre y el satélite.

Nadir: Es el punto que se forma con la intersección de la distancia vertical entre el terreno y el satélite.

Azimut: Es la dirección paralela al vuelo del satélite, o la traza en el terreno de dicha trayectoria.

Dirección en rango: Es la dirección en la que es emitida la señal del radar. Siendo también perpendicular a la dirección del azimut.

Rango inclinado o slant range (R): Es la distancia R entre el radar y un punto sobre la superficie de la escena, dicha distancia se mide en la dirección de vista del radar (LOS-Line of sight).

Rango del terreno: Es la proyección del rango inclinado sobre la superficie terrestre.

Rango cercano: Es el comienzo del barrido (swath) de la imagen, donde el rango del terreno es cercano al nadir y el rango inclinado es el más corto en la imagen.

Rango lejano: Es el fin del barrido de la imagen. El rango del terreno se encuentra más alejado del nadir y el rango inclinado es mayor en este punto.

Ángulo de vista (θ): Es el ángulo que se forma entre la distancia vertical del nadir y el rango inclinado.

Ángulo de incidencia: Es el ángulo que se forma entre el eje del haz del radar y la normal de la topografía local.

1.4.4. Imagen compleja SAR 2D

Una imagen SAR compleja puede ser vista como un mosaico de elementos pequeños conocidos como píxeles, formando un arreglo bidimensional de columnas y renglones. Cada píxel contiene un número complejo que proporciona información de la amplitud y la fase de la energía de la señal de radar reflejada por la superficie terrestre, dichos valores complejos son expresados como:

$$g(x, y) = u(x, y) + iv(x, y), \quad (1.1)$$

donde $u(x, y)$ y $v(x, y)$ son la parte real e imaginaria del número complejo. El número complejo puede ser expresado en términos de la amplitud, $|g(x, y)|$, y la fase, $\phi(x, y)$, tal que:

$$g(x, y) = |g(x, y)|e^{i\phi(x, y)}, \quad (1.2)$$

donde:

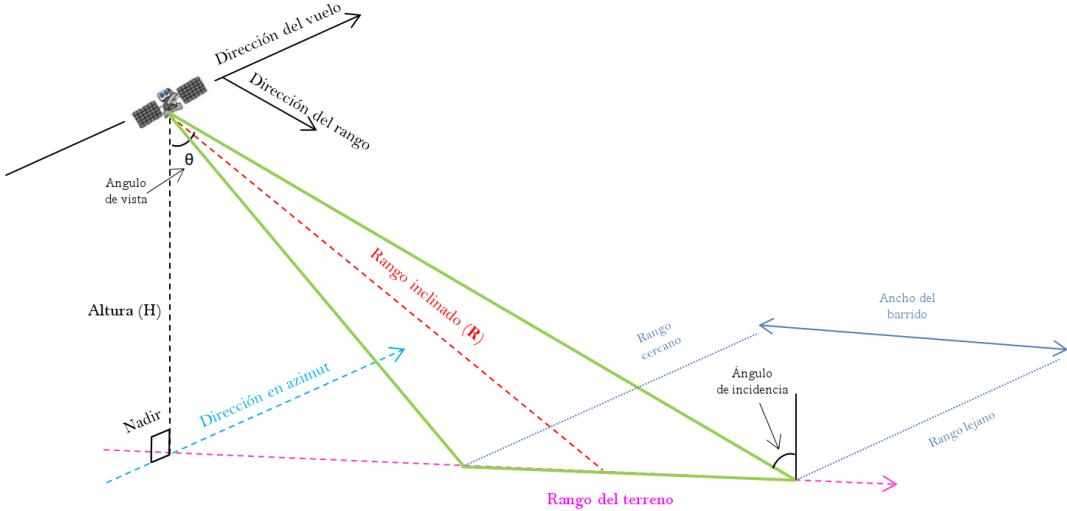


FIGURA 1.4: Geometría de adquisición de un sistema de radar. La dirección en la que el sensor SAR envía los pulsos electromagnéticos es conocida como Línea de Vista del radar (LOS-Line Of Sight) o bien como la dirección en rango inclinado (Slant Range). Sobre ella se mide la distancia R entre el sensor SAR y el objetivo o blanco en la escena. El ángulo θ formado entre la LOS y la vertical es conocido como ángulo de vista (modificado de Sarychikhina, (2010)).

$$|g(x, y)| = \sqrt{u^2(x, y) + v^2(x, y)}, \quad (1.3)$$

y

$$\phi(x, y) = \arctan \frac{v(x, y)}{u(x, y)}, \text{ para } u(x, y) \neq 0. \quad (1.4)$$

La fase de una imagen compleja SAR está compuesta de dos términos: 1) la fase propia, ligada a las propiedades de retrodifusión de los retrodispersores elementales y 2) la fase proporcional a la distancia entre la antena y el suelo. La fase propia es una variable determinista, resultado de las interferencias constructivas o destructivas dentro de la célula de resolución; por lo cual, es difícilmente modelable y variable de un pixel a otro, según la orientación del haz electromagnético. Por lo anterior se considera aleatoria, razón por la cual una sola imagen no es suficiente para extraer la información relacionada con la distancia suelo-satélite. Sin embargo, si se le mide bajo exactamente las mismas condiciones geométricas, es reproducible. Al calcular un interferograma, se multiplica una imagen por el complejo conjugado de la otra y la fase propia de cada célula de resolución se anula, permitiendo conservar solamente el término proporcional a la distancia.

1.4.4.1. Distorsiones geométricas en las imágenes de radar

La representación de la superficie terrestre en una imagen de radar, está influenciada por la topografía local, es decir, las pendientes del terreno, tanto en la dirección del rango y del azimut. En la dirección del azimut, está relacionada con la perspectiva de observación y no

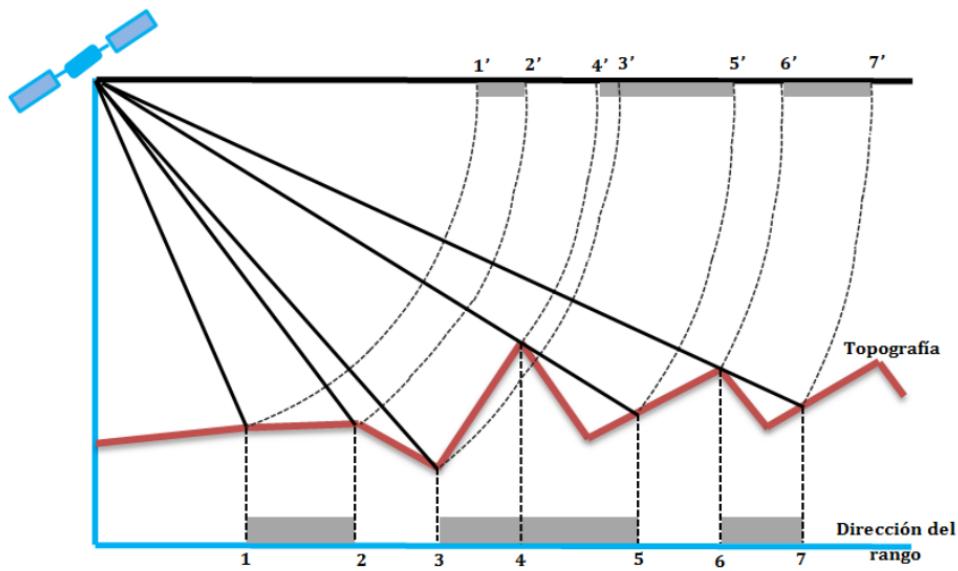


FIGURA 1.5: Esquema en el que se presentan las distorsiones geométricas en una imagen de radar satelital relacionadas con la topografía. El segmento 1'-2' presenta el efecto de acortamiento, el segmento 4'-3' presenta el efecto de inversión del relieve, mientras que en los segmentos 3'-5' y 6'-7' presentan el efecto de sombreado (tomado y modificado de Lillesand, Kiefer y Chipman, 1987).

sufre deformaciones respecto a esta. Mientras que, en la dirección del rango, se ve afectada claramente por distorsiones como: la inversión del relieve (layover), escorzo o acortamiento (foreshortening) y sombreado (shadowing) (Lira, 2001; Lira, 2010; Richards y col., 2009; Maitre, 2010).

Inversión o superposición del relieve (Layover): Consideremos que la escena presenta un cuerpo de gran altura, como una montaña. Al enviar el tren de pulsos electromagnéticos e impactar este cuerpo de gran tamaño y pendiente, la señal de retorno que primero llegará al sensor, será la de la cima de este cuerpo, mientras que la señal de retorno para la base, regresará después. Lo anterior, ocasiona una inversión en el relieve o traslape entre la cima y base, Fig. 1.5.

Escorzo o acortamiento (Foreshortening): En el caso de una escena, que tiene una topografía con pendiente positiva, cuando el radar envíe sus pulsos electromagnéticos frente a esta pendiente, la distorsión consistirá en que la pendiente se verá acortada en el pixel. Una superficie plana no sufrirá dicho acortamiento, Fig. 1.5.

Sombreado (Shadowing): Cuando el radar envía sus pulsos electromagnéticos sobre un objetivo, ilumina el frente de dicho objetivo, si del lado opuesto del objetivo existe una pendiente negativa, el haz del radar no será capaz de iluminarla por lo que no habrá información que retorne al sensor, lo cual se representará en la imagen como una sombra, Fig. 1.5.

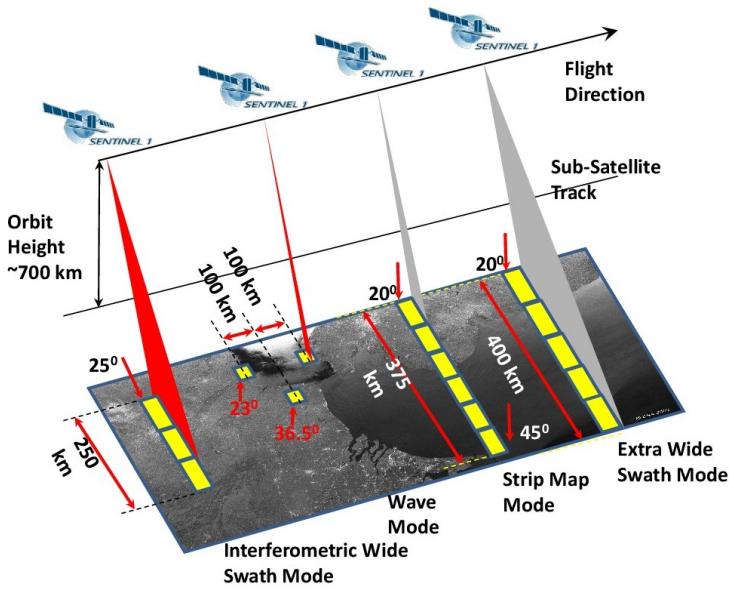


FIGURA 1.6: Imagen en la que se muestran los diferentes modos de adquisición de las imágenes SAR de la misión Sentinel-1A (tomado de https://sentinel.esa.int/documents/247904/685163/Sentinel-1_User_Handbook).

1.4.5. Acerca de las imágenes Sentinel-1A

La misión Sentinel-1A comprende una constelación de dos satélites (1A y 1B), operando día y noche con un sensor de Radar de Apertura Sintética (SAR) en la banda C, que pertenece al programa Copernicus de la Agencia Espacial Europea (ESA). El satélite Sentinel-1A fue lanzado en Abril del 2014. Cuenta con cuatro modos de operación: Wave Mode (WM), StripMap Mode (SM), Extra-Wide Mode (EW) y el Interferometric Wide-Swath (IW), Fig. 1.6 (Yague-Martinez, Prats-Iraola y De Zan, 2016). Las imágenes utilizadas en este trabajo fueron adquiridas en modo Wide-Swath, por lo que a continuación se describe:

Interferometric Wide-Swath (IW): Este modo permite combinar una gran longitud de 250 km en dirección del rango con una resolución moderada de 5×20 m, en rango y azimut respectivamente, con ángulos de incidencia entre 31° y 46° . Este modo se caracteriza por comprender tres subswath (IW1, IW2, IW3) adquiridos mediante la técnica TOPSAR (Terrain Observation with Progressive Scans SAR), la cual, además de dirigir el haz de microondas en dirección del rango, también lo hace en la dirección del azimut desde adelante hacia atrás, en forma electrónica con cada ráfaga, obteniendo así una mejor calidad de imagen.

1.5. La técnica Interferometría SAR Diferencial (DInSAR)

1.5.1. Principio y geometría de adquisición DInSAR

La técnica de Interferometría SAR (InSAR) consiste, en detectar los cambios entre dos adquisiciones de imágenes SAR a partir de calcular la diferencia de sus valores de fase. Estas imágenes

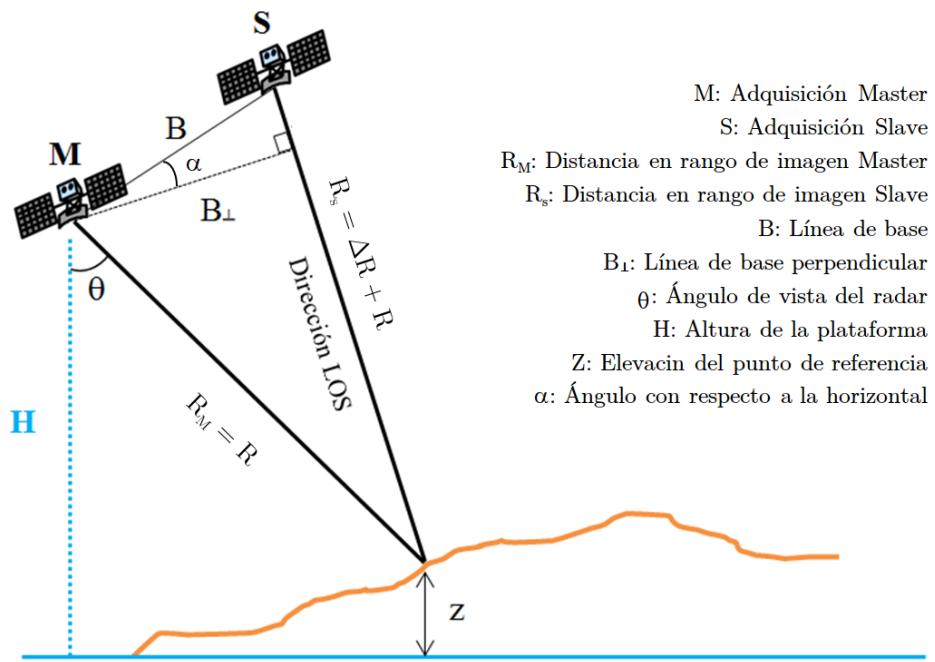


FIGURA 1.7: Esquema que muestra la geometría de la técnica InSAR (tomado y modificado de Hanssen, (2001)).

son tomadas en diferentes tiempos pero sobre la misma escena y con la misma geometría. La primera adquisición será referida como imagen “master” y será la de referencia, mientras que la segunda adquisición será nombrada como “slave”. El periodo entre la adquisición de la primera y la segunda imagen, es conocido como línea de base temporal (B_t) y por lo general se expresa en días. La separación en la posición del satélite, entre la primera y la segunda adquisición o distancia entre órbitas, es conocida como línea de base (B) y su proyección en la perpendicular a la dirección de vista del radar (LOS-Line Of Sight), es conocida como línea de base perpendicular (B_\perp). Las distancias del sensor al objetivo de la escena, para cada adquisición se conocen como rango y van en dirección de la LOS, R_M y R_S . En la Fig. 1.7, se muestra la geometría general de la técnica InSAR. La diferencia de fase es conocida como fase interferométrica y su representación gráfica es conocida como interferograma.

1.5.2. Las imágenes raw y SLC

Los datos en crudo (raw), generados por un sistema SAR, contienen información de la señal reflejada por la superficie o blanco y capturada o registrada por el radar. Estos datos son procesados en términos del rango (compresión de los pulsos) y el azimut (síntesis SAR), eso significa que se reconstruye (usando el efecto Doppler de la señal) la respuesta de cada objeto sobre la escena, a partir de cada una de las señales retrodispersadas. El proceso anterior, es denominado “enfocamiento”, el resultado es un arreglo bidimensional de números complejos nuevamente, el cual es llamado imagen Single-Look Complex (SLC), Fig. 1.8 (Hanssen, 2001; Maitre, 2010).

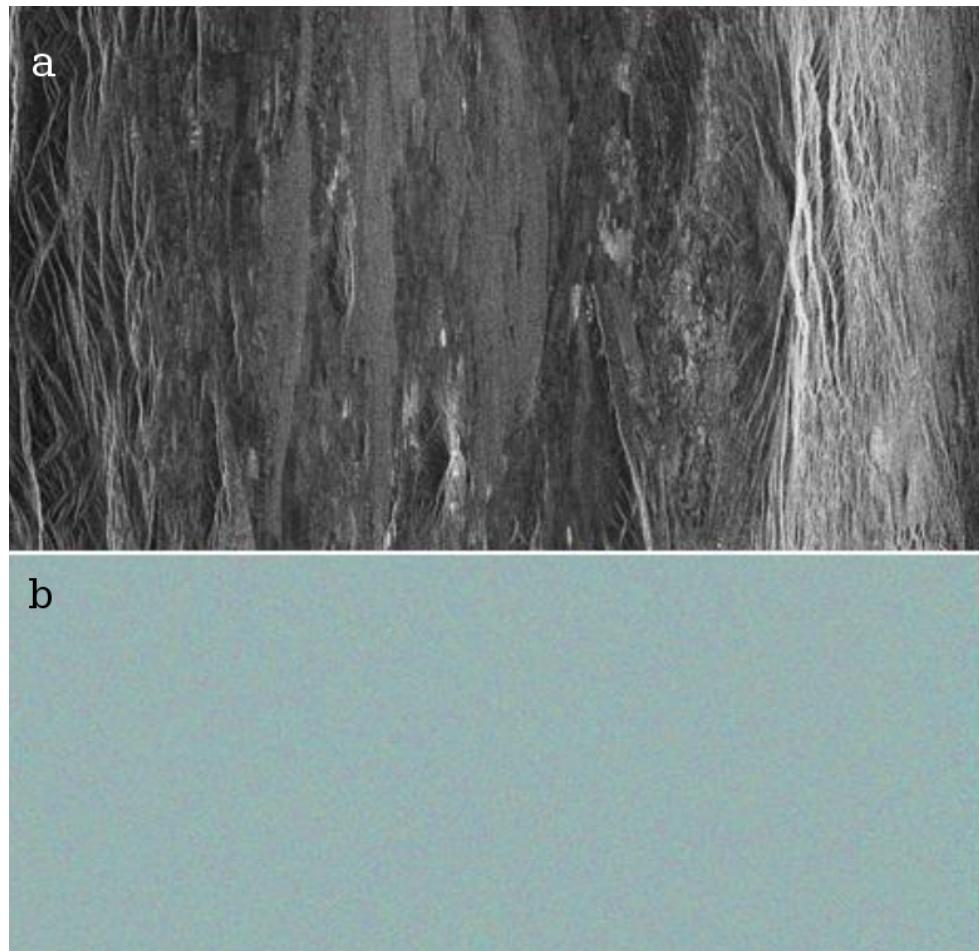


FIGURA 1.8: Imagen compleja SAR SLC, porción de la escena que cubre una parte de la caldera de Los Humeros en Puebla, México. Se observa que la imagen está alargada debido a que sus pixeles son rectangulares. a) muestra la imagen de amplitud, donde se pueden apreciar los flujos de lavas. b) muestra la imagen de fase, y sus valores aleatorios.

1.5.3. Cálculo del interferograma

Las imágenes SLC pueden descomponerse en amplitud y fase, por lo que la imagen “master” puede representarse como:

$$g_M(x, y) = |g_M(x, y)|e^{i\phi_M(x, y)}, \quad (1.5)$$

Mientras que la imagen “slave” puede representarse como:

$$g_S(x, y) = |g_S(x, y)|e^{i\phi_S(x, y)} \quad (1.6)$$

Los módulos $|g_M(x, y)|$ y $|g_S(x, y)|$ están asociados a la reflectividad del terreno.

Para obtener la diferencia entre los valores de fase de las imágenes “master” y “slave”, también conocida como fase interferométrica, se multiplica la imagen “master” por el complejo conjugado de la imagen “slave”. Por lo que el interferograma puede expresarse como:

$$g_M(x, y)\bar{g}_S(x, y) = |g_M(x, y)||g_S(x, y)|e^{i(\phi_M - \phi_S)}, \quad (1.7)$$

donde:

$\phi_M - \phi_S$ es la fase interferométrica, la cual es una fase relativa debido a que se trata del módulo 2π de la fase absoluta (desconocida).

Para realizar la multiplicación de las imágenes es importante, que en la etapa de procesamiento primero se realice el co-registro, el cual consiste en hacer coincidir la geometría de la imagen “slave” con la de la imagen “master”. Para realizar dicho co-registro, se necesitan conocer los valores de desplazamientos en rango y azimut entre las dos imágenes, para lo cual se utiliza la operación de correlación cruzada.

1.5.4. Contenido de la fase del interferograma

La imagen de la fase interferométrica es una imagen de franjas o curvas cíclicas de isovalores de fase debido a la naturaleza cíclica de la misma. La fase interferométrica o interferograma, está compuesta por varios elementos y se puede expresar como, Ec. (1.8) (Hanssen, 2001).

$$\varphi_{int} = \phi_M - \phi_S = \varphi_{orb} + \varphi_{top} + \varphi_{def} + \varphi_{atm} + \varphi_{noise} \quad (1.8)$$

o bien:

$$\varphi_{int} = \frac{4\pi}{\lambda}B_{\parallel} + \frac{4\pi}{\lambda}\frac{B_{\perp}h}{R\sin\theta} + \frac{4\pi}{\lambda}D_{LOS} + \varphi_{atm} + \varphi_{noise} \quad (1.9)$$

Donde:

φ_{orb} : Es la contribución de la fase orbital.

φ_{top} : Es la contribución de la fase topográfica.

φ_{def} : Es la contribución de la fase relacionada con la deformación.

φ_{atm} : Es la contribución de la fase atmosférica.

φ_{noise} : Es la contribución del ruido.

\mathbf{B}_{\perp} : $B \cos(\theta - \alpha)$. Es la línea de base perpendicular de separación de las órbitas.

\mathbf{B}_{\parallel} : $B \sin(\theta - \alpha)$. Es la línea de base paralela entre órbitas.

λ : Es la longitud de onda del sensor SAR.

\mathbf{h} : Es la elevación topográfica.

\mathbf{R} : Es la diferencia de las distancias en rango inclinado.

θ : Es el ángulo de visión del sensor SAR.

\mathbf{D}_{LOS} : Es la deformación medida en la dirección de la línea de vista del radar (LOS).

1.5.4.1. Contribución de la fase orbital y errores

Esta contribución está relacionada con la separación entre las antenas del sensor durante las adquisiciones de la imagen “master” y “slave”. Debido a que las trayectorias orbitales de cada imagen no coincidirán, se genera una diferencia. Para eliminar esta contribución en el interferograma, se realiza el proceso de aplanado del interferograma (Hanssen, 2001).

En ocasiones, a pesar de estimar esta contribución y removerla del interferograma, aún queda una parte residual, este tipo de error puede ser reducido mediante un plano que simula una rampa orbital (Cavalié y col., 2007; López-Quiroz y col., 2009).

1.5.4.2. Contribución de la fase topográfica y errores

La contribución de la fase topográfica resulta del efecto estereoscópico, debido a la geometría de adquisición diferente entre ambos pasos del satélite, lo cual se refleja como franjas en el interferograma correlacionadas con la topografía.

Para eliminar o reducir esta contribución, se utiliza un DEM, que se sustraerá a la fase interferométrica. Dicho DEM puede provenir de datos externos o bien, de otro par interferométrico donde se considere que la deformación es cero (Hanssen, 2001). La corrección de la fase topográfica dependerá de la precisión del DEM sustraído.

1.5.4.3. Contribución de la fase atmosférica y errores

Durante la adquisición de una imagen SAR, la señal electromagnética debe atravesar la atmósfera. Dicha señal es capaz de penetrar la nubes; sin embargo, las propiedades de la atmósfera (presión, temperatura y contenido de vapor de agua), pueden producir un retraso en ella y por lo tanto contribuir a la fase interferométrica.

Esta contribución es una de las principales limitaciones en la Interferometría de Radar Satelital, cuando se busca medir desplazamientos del terreno. En general, los retrasos de la señal debido a la atmósfera, pueden afectar cada pixel de la escena del radar y enmascarar por completo la señal de deformación, aunque potencialmente pueden ser modelados y corregidos (Doin y col., 2009).

Si hablamos con más detalle, los retrasos de propagación de la señal, pueden ser causados por efectos dispersivos en la ionósfera y por los gradientes de refractividad del aire en la troposfera neutral. Una de las principales bandas de radar que se ven afectadas por efectos troposféricos, es la banda C. El retraso debido a la contribución troposférica total, es frecuentemente debida a dos componentes: verticalmente estratificada y turbulenta (Hanssen, 2001; Doin y col., 2009).

Atmósfera verticalmente estratificada: En este caso, la atmósfera sólo tiene variaciones verticales y se mantiene homogénea en la dirección horizontal. Una de las formas de disminuir esta contribución consiste en utilizar los propios datos del interferograma, mediante el análisis de la relación entre fase y elevación de la escena. Si dicha relación puede ser modelada, es posible sustraerla del interferograma (Remy y col., 2003; Taylor y Peltzer, 2006; Cavalié y col., 2007; Elliott y col., 2008). Otra forma de sustraer esta componente atmosférica es mediante el uso de datos externos, como los de estaciones meteorológicas, donde se estima la presión, temperatura y humedad para generar un modelo y se extrae en las elevaciones más grandes (Delacourt, Briole y Achache, 1998); a partir del uso de datos MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectrometer, Li y col., (2005)), MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer montado en ENVISAT, Li y col., (2006)) o el uso de una gran red de datos GPS (Webley y col., 2002). La principal limitante de usar datos externos es la distribución espacial en el caso del GPS, y el hecho de que las fechas de adquisición SAR no siempre coinciden con las de los datos de MODIS-MERIS; además de que necesitan ser calibrados (Doin y col., 2009).

Atmósfera turbulenta o aleatoria: El resultado de procesos turbulentos en la atmósfera, las cuales producen heterogeneidades tridimensionales sobre la refractividad en el momento de adquirir las imágenes SAR, por lo que en el interferograma aparecerán patrones espaciales totalmente aleatorios, dificultando la interpretación de los datos y ocasionando que su modelado sea imposible.

1.5.4.4. Contribución del ruido o decorrelación

La decorrelación o ruido se liga a varias fuentes: la decorrelación térmica, la decorrelación geométrica y la temporal (Pepe y Calò, 2017).

Decorrelación térmica: depende de las características del sistema de adquisición.

Decorrelación geométrica o espacial: Este tipo de decorrelación está estrechamente relacionado con la diferencia en la geometría de adquisición de las dos escenas. Esta diferencia es proporcional a la magnitud de la línea de base perpendicular. Entre mayor sea este valor, más diferentes serán las condiciones de adquisición de dichas imágenes, ocasionando una pérdida de la coherencia de la señal. Este tipo de decorrelación puede limitarse reduciendo, en lo posible, la magnitud de la línea de base perpendicular.

Decorrelación temporal: Una escena está caracterizada por sus propiedades texturales (e.g. superficies rugosas y lisas), la distribución de los elementos dispersores de la señal (e.g. en zonas urbanas: obras e infraestructura, en zonas no urbanas: las cuerpos montañosos y las rocas expuestas) y el contenido de vegetación en ella. Al realizar un interferograma,

la imagen de referencia puede tener ciertas características de distribución de elementos y propiedades de la superficie, pero puede haber ocurrido un cambio de éstas características en la escena secundaria en un cierto periodo de tiempo. Un caso típico, ocurre en zonas con mucha vegetación, debido a los cambios estacionales. Por ejemplo para una misma escena, en temporada de primavera, la vegetación puede ser muy frondosa; y dicho follaje puede desaparecer en la temporada invernal. Lo anterior provoca decorrelación entre las dos adquisiciones. Este tipo de decorrelación puede limitarse reduciendo, mientras posible, la línea de base temporal.

1.5.4.5. Contribución de la fase relacionada con la deformación y errores

La fase relacionada con la deformación será igual a la fase interferométrica, una vez que el resto de las contribuciones (i.e. fase orbital, fase topográfica, fase atmosférica y ruido) sean eliminadas o reducidas. Puede representarse como:

$$\varphi_{def} = \frac{4\pi D_{los}}{\lambda} \quad (1.10)$$

1.5.5. Principales etapas del procesamiento DInSAR

Co-registro: Previo a la multiplicación de las imágenes SAR. A través de este proceso ambas imágenes se ponen en un misma geometría.

Interferograma en bruto: Una vez realizado el coregistro de las imágenes, se procede a la multiplicación punto a punto de la imagen “master” por el complejo conjugado de la imagen “slave”.

Multi-look: Este proceso sirve para reducir el ruido y aumentar la calidad de la señal, mediante un promedio de ventanas en las direcciones de azimut y rango, aunque ello reduce la resolución espacial original de la imagen.

Imagen de coherencia: Con este mapa es posible medir la calidad del interferograma resultante, teniendo un rango de 0 a 1, donde cero significa que no existe correlación, mientras que 1 significa que ambas imágenes están altamente correlacionadas.

Reducción de la fase orbital: Usando vectores de posición de las órbitas.

Reducción de la fase topográfica: Usando un DEM.

Filtrado del interferograma: Se utiliza un filtro sensitivo al cambio espacial de las franjas, con el objeto de incrementar la relación señal/ruido, como uno de tipo adaptativo Goldstein (Goldstein y Werner, 1998).

Desenvolvimiento de la fase: Se trata de eliminar la ambigüedad del módulo 2π del interferograma. De manera general, el proceso consiste en agregar múltiplos enteros de 2π para estimar el valor absoluto de la fase del pixel.

Reducción de la señal atmosférica: Una primera aproximación es, cuando se tiene conocimiento a priori, que la fase está correlacionada con la elevación, se procede a realizar el análisis

de esta relación mediante una regresión, y se reduce la señal de atmósfera verticalmente estratificada.

Obtención de desplazamientos en LOS: Una vez que se está desenvuelta la fase, esta puede ser convertida a valores centimétricos, mediante la ecuación 1.10.

Geocodificado: En esta etapa final, mediante un DEM, es posible georeferenciar los datos convertidos en la dirección LOS, ya sea en coordenadas métricas o geográficas.

1.5.6. Desenvolvimiento de la fase y sus errores

Existen diversos algoritmos para desenvolver la fase, i.e., para conocer el múltiplo adecuado de 2π y obtener la fase absoluta. El procedimiento más simple para desenvolver la fase, consiste en realizar una suma de las diferencias de fase (intregración de los gradientes de fase) alrededor de un camino en bucle, comenzando por un punto de referencia. Se supone que la fase es lisa con variaciones lentas, por lo que las diferencias de fase entre dos pixeles vecinos deberían estar comprendidas entre $\pm\pi$ radianes. La hipótesis anterior es casi siempre válida, sin embargo, existen discontinuidades provocadas por decorrelación o gradientes de deformación elevados, lo cual causa inconsistencias y produce resultados distintos dependiendo del camino de integración seguido. Para resolver este problema, se han desarrollado diferentes métodos. El software empleado para construir los interferogramas en este trabajo (Gamma) utiliza los métodos de costo mínimo (Costantini, 1998) y branch-cut (Goldstein, Zebker y Werner, 1988).

1.5.7. Principales limitaciones de la técnica DInSAR

Como se mencionó anteriormente, la fase interferométrica puede verse afectada por la contribución orbital, atmosférica y de ruido de decorrelación; algunas de las cuales pueden eliminarse o reducirse considerablemente. Adicionalmente, existen limitantes para medir la señal correspondiente al desplazamiento de la superficie mediante DInSAR. Las principales variables que determinan la detección de dicha señal son: el tamaño de pixel, el ancho de la huella del radar, el gradiente de deformación y la relación entre su magnitud y la incertidumbre.

En cuanto al tamaño de pixel y el ancho de la huella del radar, es importante señalar que la deformación generalmente se visualiza a lo largo de varios pixeles, por lo cual el ancho de la huella del radar debe ser suficiente para mapear la extensión espacial del fenómeno estudiado. Por otro lado, la deformación que ocurra a la escala de un sólo pixel no será visible mediante DInSAR.

Con respecto al gradiente, los fenómenos con magnitud de deformación elevada producen gradientes de deformación que pueden alcanzar más de una franja por pixel, produciendo aliasing en la señal y entorpeciendo la detección del patrón correspondiente en el interferograma.

Finalmente, es importante recordar que la señal relacionada con la deformación, extraída del interferograma, será significativa, siempre y cuando su magnitud sea mayor a la de la incertidumbre producida por los residuales debidos al resto de las contribuciones interferométricas.

Capítulo 2

La zona de estudio

La estructura volcánica de la caldera de Los Humeros se localiza en la parte oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), al noreste del estado de Puebla. Su escarpe oriental limita con el estado de Veracruz, Fig. 2.1. Al sureste de la caldera, la estructura más cercana es el cuerpo volcánico del Cofre de Perote, mientras que al sur se encuentra el Cerro Pizarro, Fig. 2.2.

2.1. Geología de la caldera de Los Humeros

La caldera de Los Humeros forma parte de la Cuenca Oriental Serdán. Al Este, esta cuenca está delimitada por la cadena volcánica Cofre de Perote-Citlaltépetl; y al Oeste, por la cordillera Tlaxco-Cerro Grande. La caldera está conformada por un basamento antiguo de rocas metamórficas e intrusivas del Paleozoico-Cretácico, que a su vez están cubiertas por una sucesión de lutitas, calizas y areniscas del Jurásico-Cretácico. En las cercanías de la caldera, el basamento que corresponde al Jurásico-Cretácico está mejor expuesto, como remanente del plegamiento de calizas y lutitas (Carrasco-Núñez, Gómez-Tuena y Lozano, 1997; Carrasco-Núñez y col., 2017). De acuerdo con lo reportado previamente (Viniegra Osorio, 1965; Yanez-García y García-Durán, 1982; Ferriz y Mahood, 1984; Garduño Monroy, Romero Ríos y Torres Hernández, 1985; Campos-Enriquez y Garduño-Monroy, 1987), dicho basamento fue extensamente afectado por la orogenia Laramide, que tuvo lugar a finales del cretácico y durante el terciario inferior, con esfuerzos compresivos en dirección NE-SW, fallando y plegando la sucesión sedimentaria que conforma la Sierra Madre Oriental (SMO). Al término del evento orogénico se produjo una intrusión de una granodiorita y sienita del terciario, la cual afectó de manera local la secuencia sedimentaria. Las rocas volcánicas más jóvenes, previas a la formación de la caldera, están representadas por lavas andesíticas y ferrobásalticas con edades de 3.5 Ma y 1.55 Ma (Plioceno tardío y Pleistoceno temprano), respectivamente (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014). El Cofre de Perote, es un volcán tipo escudo de composición andesítica, formado por varios domos, durante un periodo de 0.5 a 0.2 Ma (Pleistoceno medio), Fig 2.3 (Carrasco-Núñez y col., 2010; Carrasco-Núñez y col., 2017).

La evolución geológica de la caldera de Los Humeros ha sido dividida en cuatro etapas, identificadas por productos de grandes erupciones explosivas, ampliamente distribuidas (Ferriz y Mahood, 1984), los cuales se describen a continuación.

- En la primera etapa, ocurrió una erupción de lavas riolíticas precaldera ricas en sílice, la cual fue interrumpida por una erupción explosiva que permitió la formación de la caldera de Los Humeros con gran extensión (aproximadamente 21 km por 15 km), geometría

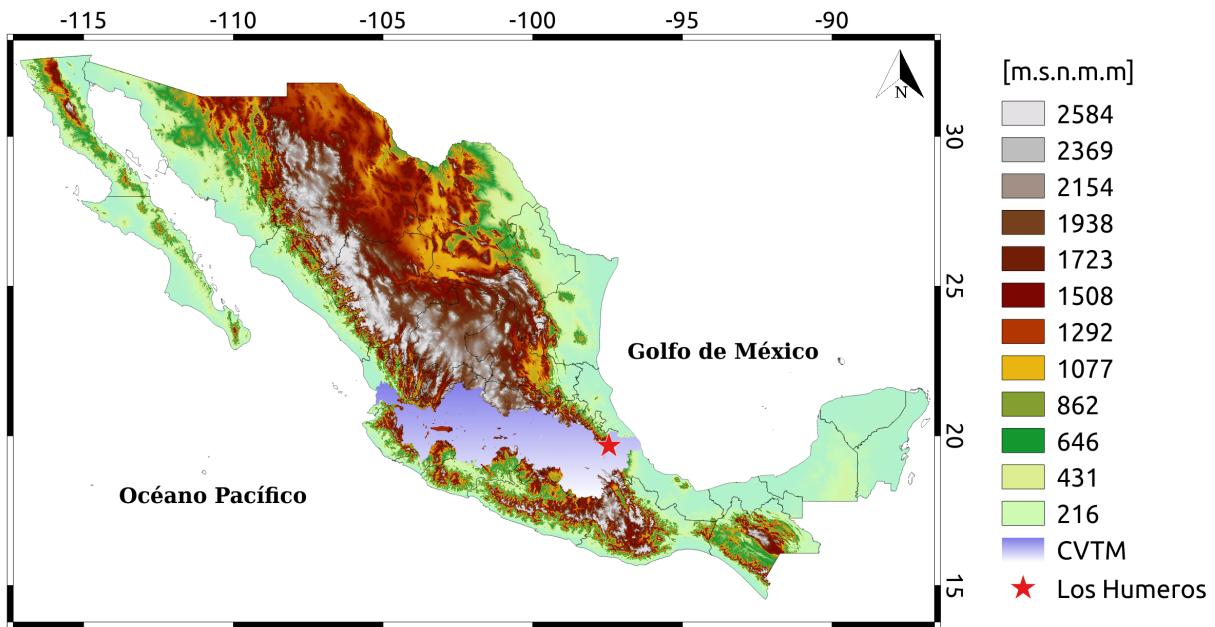


FIGURA 2.1: Modelo digital de elevaciones de la República Mexicana, información ráster procesada a partir de datos del Contínuo de Elevaciones de INEGI, 90 m de resolución espacial. La ubicación de la caldera de Los Humeros (estrella en rojo), se muestra en el mapa, además se indica la zona del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) (modificado de Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, (2014).

irregular y un volumen de 115 km^3 , hace 460 a 450 ka (Ferriz y Mahood, 1984). Este evento fue asociado con el emplazamiento de la ingimbrita Xáltipan de riolita alta en sílice y de gran volumen, ampliamente distribuida de manera radial desde la caldera, Fig. 2.4.

- La segunda etapa ocurrió aproximadamente hace 360 a 140 ka. Incluye el emplazamiento de domos de riolitas altas en sílice a lo largo del anillo de la caldera y en su parte interna, seguido por una serie de erupciones plinianas y subplinianas explosivas que produjeron cerca de 10 km^3 de volumen de caída de pómez riodacítica-andesítica conocida como Toba Faby (Ferriz y Mahood, 1984). Dicha toba, fue principalmente dispersada al oriente y sureste durante el periodo comprendido entre 240 y 140 ka (Ferriz y Mahood, 1984; Willcox, 2011).
- Durante la tercera etapa, la cual comenzó hace 140 ka, una segunda erupción, formadora de caldera, produjo la caldera de Los Potreros, con geometría casi circular y diámetro aproximado de 9 km, anidada dentro de la caldera de Los Humeros. Dicha erupción produjo cerca de 15 km^3 de volumen de una doble zonificación composicional (de riolítica a andesítica y a pómez) de la ignimbrita Zaragoza, Fig. 2.4, (Ferriz y Mahood, 1984).
- Finalmente, durante la cuarta etapa, ocurrió la erupción de lavas riodacíticas y andesíticas hace 60 ka, seguido por unas erupciones menores, incluyendo un depósito de caída de pómez dacítica de 0.6 km^3 (Toba Xoxoctic, aproximadamente hace 50 ka), además de diversos flujos piroclásticos y depósitos de brecha agrupados como la Toba Llano (Ferriz y Mahood, 1984; Willcox, 2011), la cual tiene una edad mínima de 28 ka (Rojas, 2016).

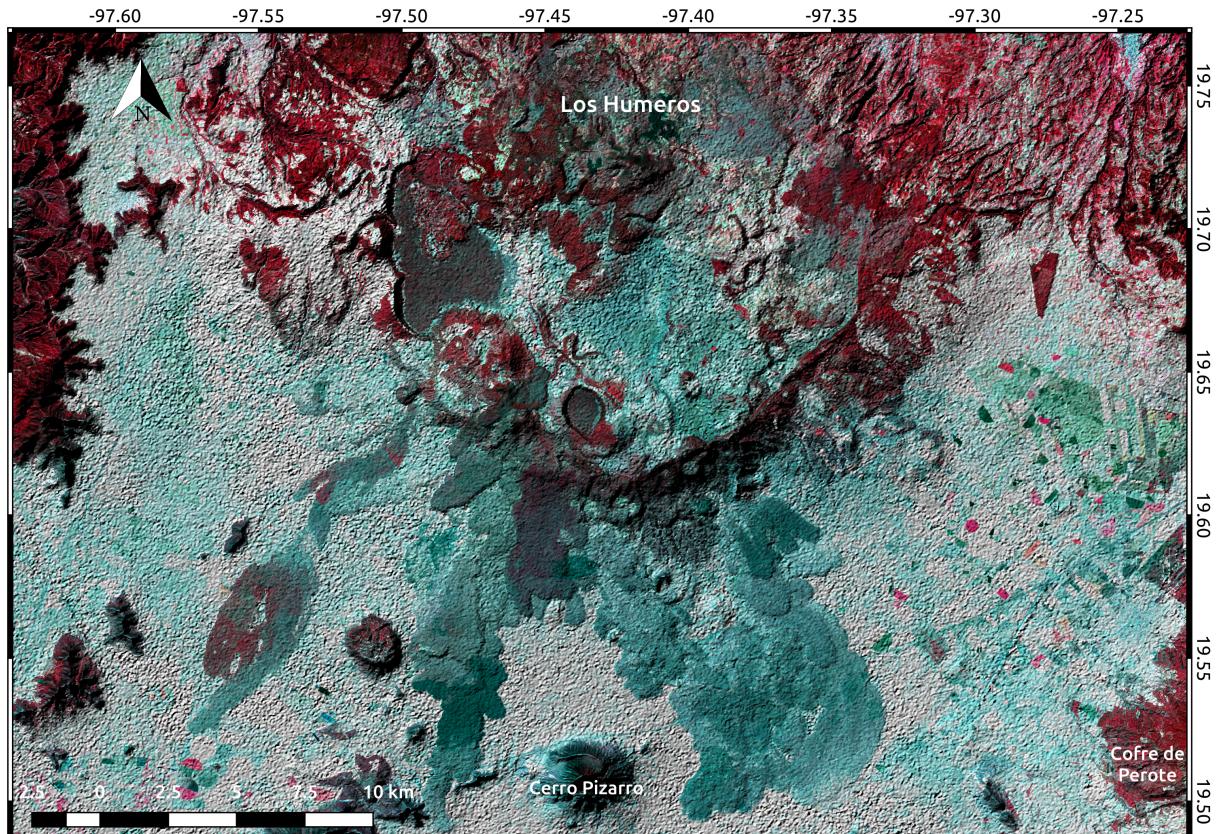


FIGURA 2.2: Imagen óptica satelital de la misión Sentinel-2A (composición falso color de las bandas: infrarrojo cercano, rojo, verde, con 10 m de resolución espacial), sobre un modelo digital de elevaciones sombreado (proveniente del sensor ALOS-PALSAR-1, con 12.5 m de resolución espacial). La caldera es identificada morfológicamente como una estructura semianillada, además que los flujos de la caldera son identificables en tonos azul claro saturado (cian), mientras que las zonas con vegetación sana presentan tonos rojos.

El volcanismo reciente comprende lavas andesíticas y basálticas con alguna actividad explosiva datadas con una fecha de 40 a 20 ka (Ferriz y Mahood, 1984). La actividad más joven produjo una alteración rítmica de caída de capas con composición traquianandesítica y basáltica (Toba Cuicuiltic), que fue asociada con la formación del cráter del Xalapazco, el cual tiene un diámetro de 1.7 km y está ubicado en la parte sur de la caldera, Fig. 2.4 (Ferriz y Mahood, 1984). Estudios recientes demostraron que esto ocurrió desde la actividad simultánea de muchas bocas eruptivas que están localizadas en el centro, oriente y sureste de la caldera de Los Humeros (alrededor de 6.8 ka) (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014). La actividad final está asociada con flujos de lavas andesíticas basálticas con cerca de 0.25 km^3 , que fueron extruidos desde la parte sur del anillo de Los Humeros (Carrasco-Núñez y col., 2017).

2.2. El campo geotérmico de Los Humeros

El campo geotérmico de Los Humeros se localiza dentro de una estructura volcánica caldérica compleja, llamada Los Humeros. Dentro de las estructuras geológicas de Los Humeros se encuentran: la caldera de Los Potreros, en donde se ubica la zona productora del campo, y los sistemas de fallas con dirección principal N-S (Los Humeros y Loma Blanca), NO-SE (Maxtalloya) y E-O (Las Papas, Las Cruces y Las Víboras). Los dos primeros sistemas de fallas son los más importantes, ya que son los que permiten el movimiento de fluidos geotérmicos, Fig. 2.5 (Arellano y col., 2000; Armenta y Montes, 2010; Urban y Lermo, 2013; Norini y col., 2015).

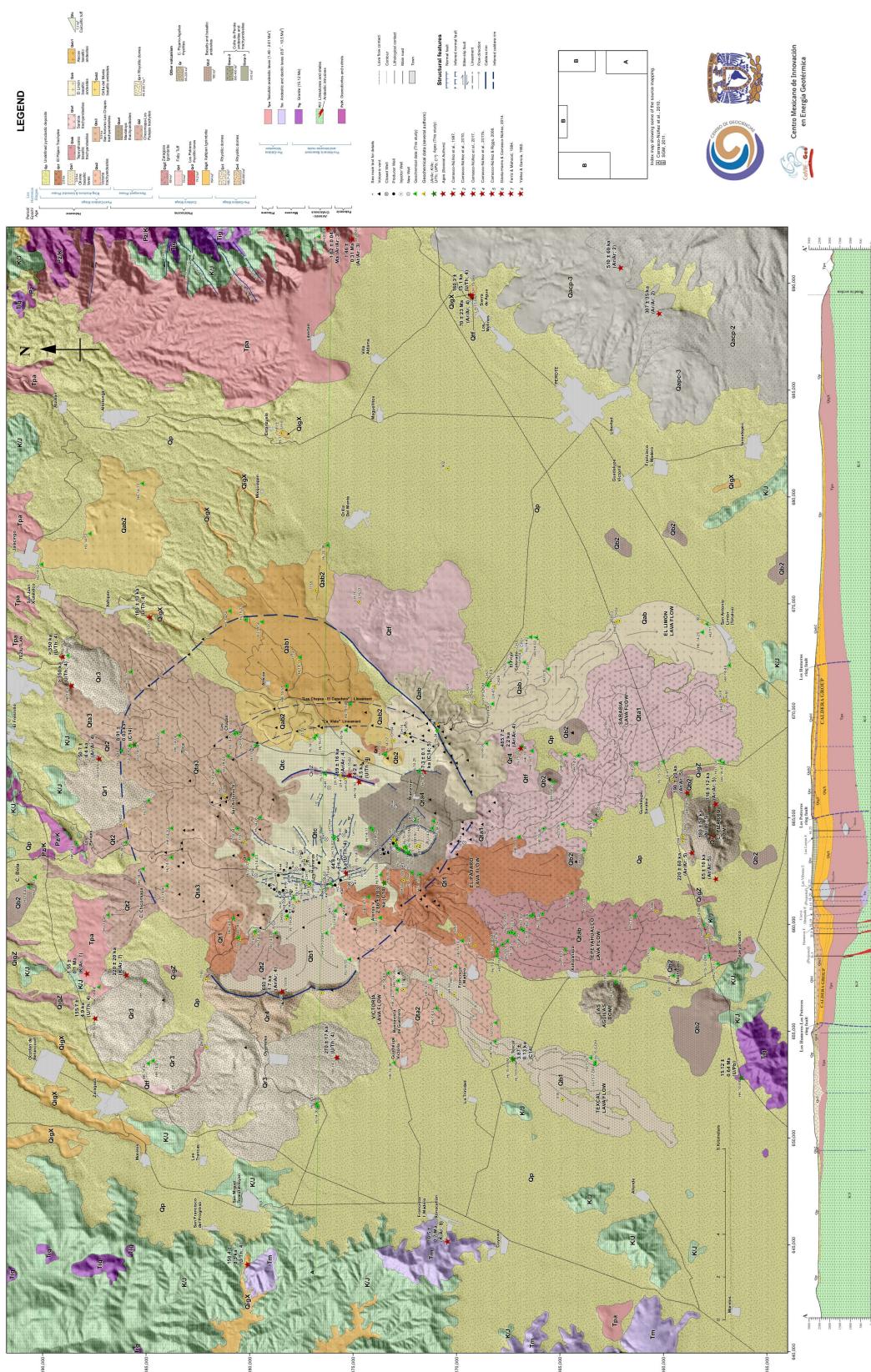


FIGURA 2.3: Mapa geológico actualizado de la zona de la caldera de Los Humeros basado en un análisis cuidadoso de trabajos previos y de verificación en campo. Se muestra de manera general la distribución de las unidades litoestratigráficas principales, los flujos de lava, domos y el basamento expuesto, además de la estructura volcánica del Cofre de Perote. El mapa se muestra en la proyección UTM zona 14 (tomado de Carrasco-Nuñez y col., (2017)).

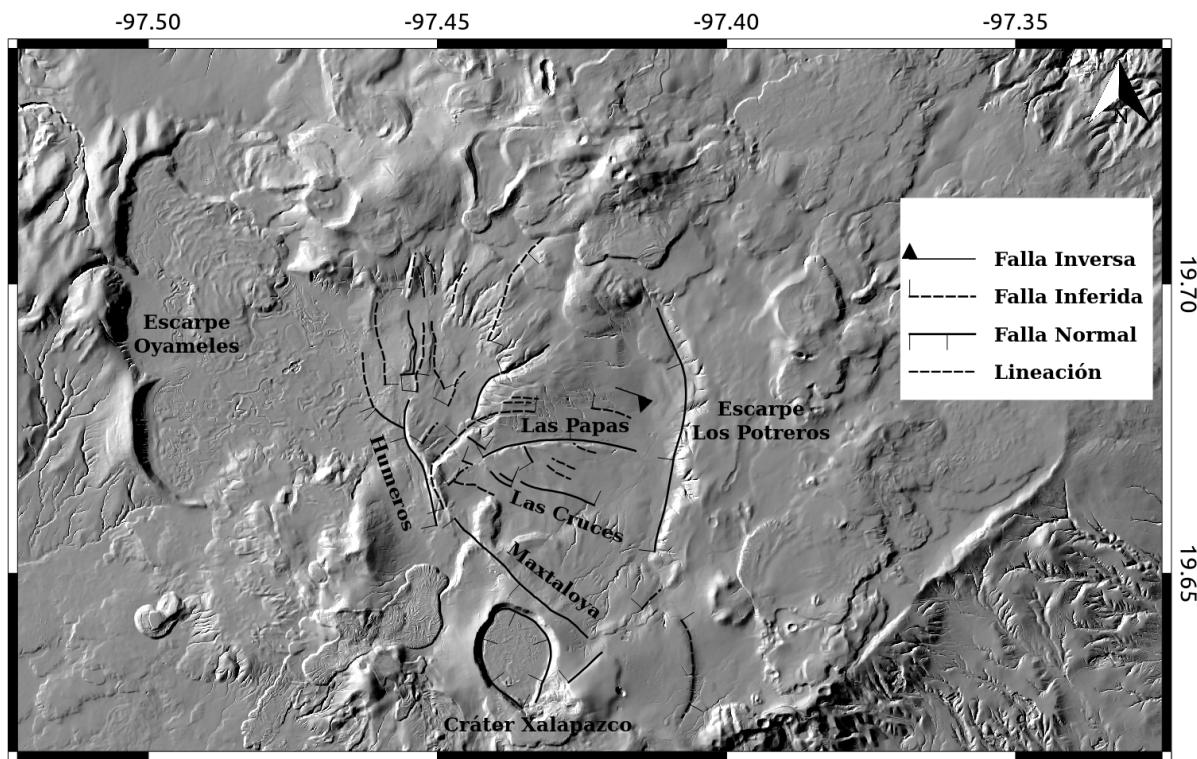


FIGURA 2.4: Mapa de la distribución de las estructuras principales de la caldera de Los Humeros. El mapa base es un Modelo Digital de Elevaciones sombreado de 1 m de resolución espacial, construido mediante estereoscopía de imágenes World-View 3. Se indican los sistemas de fallas NO-SE y N-S (Maxtaloya y Los Humeros), y las fallas E-W (Las Papas y Las Cruces) (modificado de Carrasco-Núñez y col., 2017).

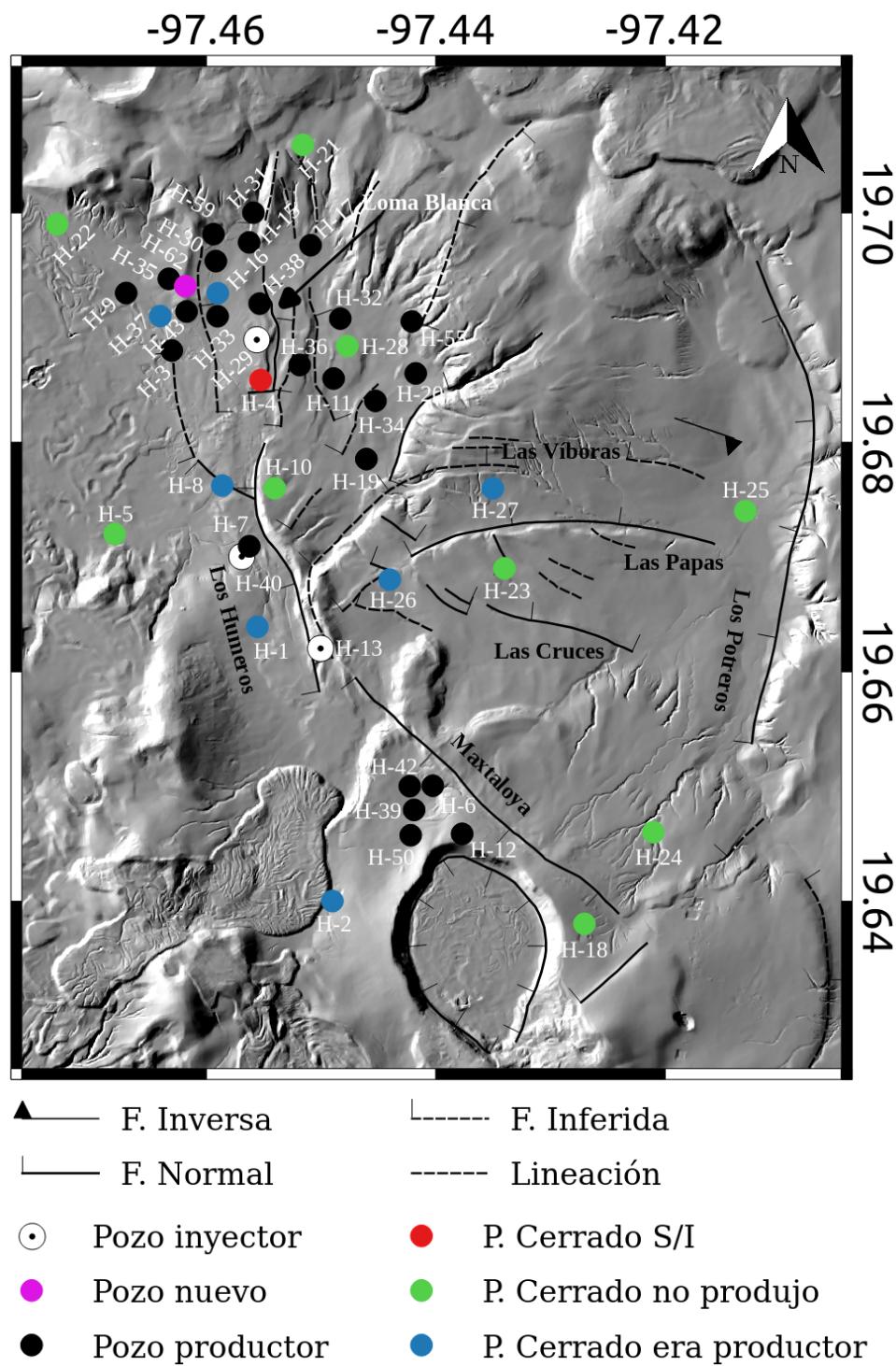


FIGURA 2.5: Mapa de la distribución espacial de los principales pozos dentro del campo geotérmico de Los Humeros, donde se indican las principales estructuras que conforman a la caldera. El mapa base es un Modelo Digital de Elevaciones sombreado de 1 m de resolución espacial. Las abreviaciones indican: F. Falla, P. Pozo, S/I Sin Información (actualizado y modificado de Carrasco-Núñez y col., (2017)).

2.2.1. Explotación del campo geotérmico

En la actualidad se han localizado en la República Mexicana varios prospectos de campos geotérmicos para ser explotados, 13 de los cuales han sido identificados por la Comisión Federal de Electricidad (CFE). La mayoría de estos campos geotérmicos son asociados con grandes calderas, tal como Los Azufres (Michoacán), Los Humeros (Puebla) o el prospecto de La Primavera-Cerritos Colorados (Jalisco). Estas calderas son de varios km de diámetro (aunque < 10 km), alimentadas por cuerpos magmáticos con largos períodos de vida que permiten la formación de sistemas geotérmicos que pueden ser explotados por largos periodos de tiempo (Carrasco-Núñez y col., 2017).

El campo geotérmico de Los Humeros ocupa el tercer lugar en importancia a nivel nacional, después de los campos de Cerro Prieto en Baja California (primero) y Los Azufres en Michoacán (segundo); operados principalmente por la CFE. En 1968, la CFE comenzó los primeros estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos, en el campo de Los Humeros. Sin embargo, no fue hasta 1990 que se inició la explotación comercial del yacimiento con la instalación de la primera unidad de 5 MW (Arellano y col., 2000). Este campo geotérmico, actualmente produce electricidad a partir de casi 20 pozos de un total de 50 perforados. Con la reciente instalación de dos nuevas unidades, el campo produce alrededor de 65 MW, Fig. 2.5 (Gutiérrez-Negrín, citado en (Carrasco-Núñez y col., 2017)).

2.2.2. Sismicidad en Los Humeros

Previo a la explotación del campo geotérmico, de acuerdo con Ponce y Rodríguez, (1977), se realizó un monitoreo sísmico, aunque únicamente contempló la instalación de tres estaciones sísmicas que operaron del 12 al 24 de enero de 1977. En este corto periodo de tiempo, los sensores registraron siete sismos locales, con profundidades menores a 1 km y con magnitudes de duración sísmica menores a $M_d = 1$, los cuales fueron localizados en la periferia del campo geotérmico (i.e. fuera de la zona de explotación), por lo que se estimó que estos sismos estaban asociados a la actividad tectónica (Ponce y Rodríguez, 1977; Antayhua, 2007).

El monitoreo sísmico en el campo geotérmico de Los Humeros comenzó poco después del evento sísmico superficial del 25 de noviembre de 1994 ($M_d = 4.6$, magnitud de duración sísmica, 2.0 km profundidad hipocentral). Este evento ocasionó algunos daños en la infraestructura de la CFE, Fig. 2.6 (Lermo J, 1999). El sismo fue percibido en las ciudades de Teziutlán (al norte de la caldera de Los Humeros) y Puebla. La primera estación sísmica fue instalada dos días después de dicho evento, con el objeto de monitorear las réplicas del sismo principal y sus efectos en el campo (Antayhua, 2007; Urban y Lermo, 2013). A partir de estudios realizados para el período de diciembre de 1997 (mes en el que fue instalada la Red Sísmica Telemétrica Permanente) a enero de 1999, se encontró que la sismicidad se concentraba principalmente en la zona norte del campo geotérmico, en los alrededores de los pozos inyectores (H-29 y H-38), alcanzando profundidades de hasta 4

km; aunque a partir de febrero de 1999, empezó a registrarse también actividad sísmica en la zona sur del campo (Urban y Lermo, 2013; Urban-Rascón, 2016).

En el período de diciembre 2005 a octubre de 2006, se lograron localizar, con un nuevo sistema de telemetría, un total de 51 sismos locales, cuyas profundidades hipocentrales no sobrepasaban 5 km y cuyas magnitudes de duración sísmica se encontraban entre 0.9 y 1.8. Del total, 35 de los eventos presentaron una mayor concentración sobre la falla La Antigua (falla inferida por CFE), justo en la zona de pozos de mayor producción (H-09, H-35 y H-37). En el período de marzo a octubre de 2007 (Lermo y col., 2008), se localizaron un total de 39 sismos locales, con una profundidad de 4 km y magnitudes de duración sísmica en el rango de 1 a 3. Su distribución espacial era muy semejante a la del año 2006; la mayor concentración de los sismos locales ocurrió sobre los pozos con mayor índice de productividad. Para el año 2008, se presentó una reactivación sísmica en la zona sur del campo, sin embargo, el Instituto de Ingeniería de la UNAM, quién realizaba el monitoreo del campo, lo interrumpió durante ese año, reanudándolo en 2014 y continuándolo hasta la fecha. Para el período del 2015 y los dos primeros meses de 2016, se localizaron 107 sismos locales. Estos eventos presentaron órdenes de magnitud de duración sísmica en el rango de 0.9 a 3.6, siendo la máxima magnitud observada en la historia del monitoreo sísmico del reservorio, con profundidades de 0.6 a 3.8 km (Urban-Rascón, 2016).

2.2.2.1. El sismo del 8 de febrero de 2016: Sismo de los Humeros

Por lo que se tiene reportado, los días 16 de agosto de 2015 y 8 de febrero de 2016, se registraron dos sismos localizados sobre la traza del sistema de fallas Los Humeros, esto mediante la red sísmica del Instituto de Ingeniería de la UNAM, con magnitudes estimadas de M_w 2 y M_w 4.2, respectivamente (Lermo Samaniego y col., 2016). El sismo de menor magnitud, así como sus réplicas, ocurrieron en la parte norte de la falla antes mencionada, mientras que el de mayor magnitud y sus réplicas se localizaron en la parte sur del campo. En Lermo Samaniego y col., (2016), se hace la suposición de que el sismo del 16 de agosto de 2015 y sus réplicas fueron precursores del sismo del 8 de febrero del 2016, el cual es denominado “sismo de Los Humeros”. De acuerdo con la información del Servicio Sismológico Nacional (SSN), el sismo del 16 de agosto fue localizado a 24 km al NW de Libres-Puebla, a una profundidad de 29 km, con magnitud de momento sísmico de M_w 3.5; mientras que el sismo del 8 de febrero de 2016, “sismo de Los Humeros”, fue localizado a 7 km al E de Teziutlán-Puebla, a una profundidad de 7 km, con una magnitud de momento sísmico de M_w 4.6, Tabla 2.1.

De acuerdo con Lermo Samaniego y col., (2016), los mecanismos de ruptura del primer sismo, corresponden con una falla de tipo oblícua (inversa y lateral izquierda), cuyos parámetros de fuente son: rumbo 332°, echado 61° y un rake de 42°, cabe mencionar que de acuerdo al trabajo de Lermo Samaniego y col., (2016), para la parte más al norte de la falla de Los Humeros tiene un echado hacia el Este. Para el caso del segundo sismo, “sismo de Los Humeros”, se utilizaron los siguientes parámetros de fuente: rumbo 154°, echado 64° y rake de 56°; cuya solución se interpreta como una falla de tipo inversa con



FIGURA 2.6: Fotografías que muestran los daños presentes en la planta geotérmica debido al sismo del 25 de noviembre de 1994, donde las unidades de gran peso fueron desplazadas aproximadamente 10 cm al norte de su posición original (tomado de Antayhua, (2007)).

TABLA 2.1: Información del sismo del 8 de febrero de 2016 (Sismo de los Humeros) en la caldera de Los Humeros, donde se muestran la magnitud y el epicentro del sismo, calculados por diversas instituciones (Servicio Simológico Nacional = SSN, Incorporated Research Institutions for Seismology = IRIS, United States Geological Survey = USGS)

Institución	Magnitud	Latitud	Longitud	Profundidad
SSN	M_w 4.6	19.66	-97.35	7 km
IRIS	M_d 4.7	19.575	-97.403	34.73 km
USGS	M_w 4.7	19.6837	-97.416	10 km
Lermo 2016	M_w 4.2	19.668	-97.454	2 km

componente lateral izquierda (Urban-Rascón, 2016). Los efectos debidos al sismo de Los Humeros, incluyen daños a la infraestructura de las instalaciones de CFE y a las viviendas del poblado que está en las cercanías de la falla de Los Humeros, así como presencia de deslizamientos de masa, agrietamientos y fracturamiento del terreno (Lermo Samaniego y col., 2016).

2.2.2.2. Deformación del campo geotérmico medida con InSAR

La deformación en el campo geotérmico de Los Humeros, no había sido detectada, hasta ahora, mediante ninguna técnica geodésica.

Como consecuencia del financiamiento proporcionado por CeMIE y Gemex, a partir del 2013, comenzaron a aplicarse distintas metodologías que emplean InSAR, con el objetivo de estimar la deformación en el campo.

El 8 de febrero de 2016, se detectó un sismo de magnitud de momento sísmico de M_w 4.2, en el interior de la caldera de Los Humeros (Lermo Samaniego y col., 2016). Dicho evento sísmico ocasionó varios daños en zonas aledañas al campo geotérmico y en la infraestructura de la Comisión Federal de Electricidad. Mediante el uso de DInSAR, este trabajo estimó la deformación producida por el sismo.

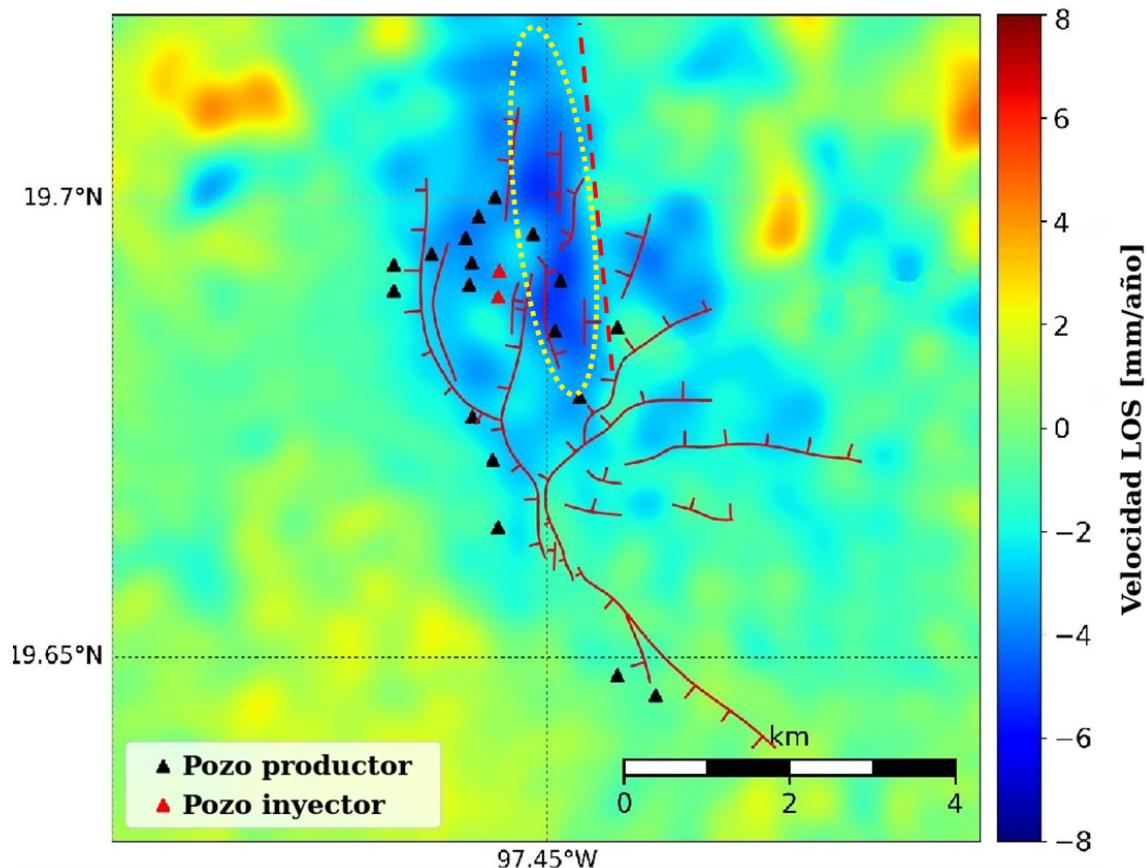


FIGURA 2.7: Mapa interpolado de velocidad en la LOS en el campo geotérmico de Los Humeros. Los valores negativos indican un alejamiento de la superficie terrestre del radar (subsistencia) y valores positivos indican un acercamiento de esta al radar (levantamiento). La zona donde se concentra mayoritariamente la subsistencia, es en la parte norte del campo, cerca de los pozos de producción, esta zona está indicada con el óvalo en líneas amarillas discontinuas, y presenta un lineamiento este patron deformación en dirección casi N-S (línea discontinua en rojo). La falla Los Humeros, da la impresión que constituye el límite Oeste de la zona de subsidencia, una falla impermeable (tomado y modificado de Bekesi y col., 2018)).

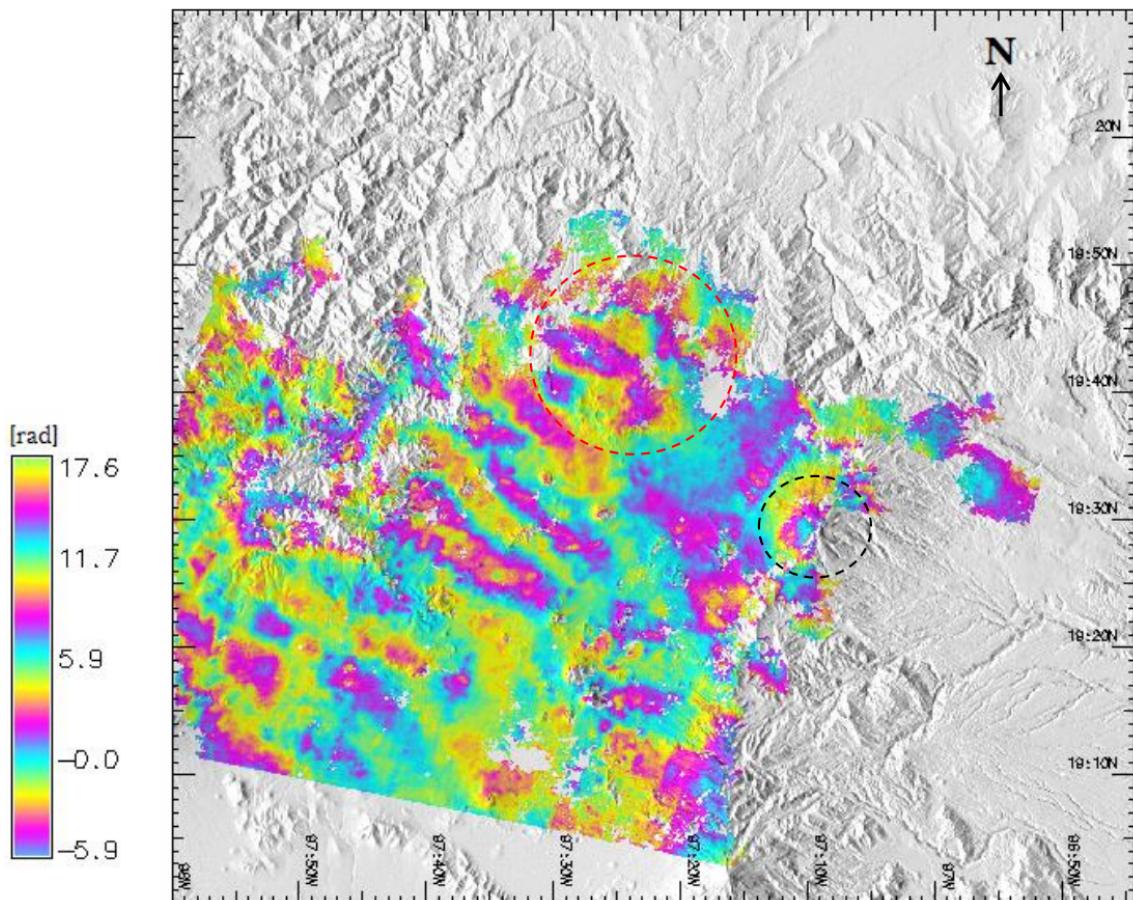


FIGURA 2.8: Interferograma de la caldera de Los Humeros, que cubre el periodo 28-12-2004 a 08-03-2005. La caldera de Los Humeros está enmarcada por la circunferencia en rojo, mientras que la estructura volcánica Cofre de Perote en color negro. Se observa que están presentes patrones o franjas debidas a los efectos de la atmósfera de tipo turbulenta. Dichas franjas tienen una orientación noroeste-sureste, y una de ellas se localiza sobre la caldera (tomado de Santos Basurto, (2015)).

Capítulo 3

Metodología

Para estimar la deformación del terreno debida al sismo de Los Humeros, se realizaron varias etapas, Fig. 3.1, las cuales contemplan:

- Búsqueda y adquisición de imágenes SAR. Se utilizaron pares de la misión Sentinel-1A.
- El cálculo de interferogramas diferenciales mediante distintos programas, como: GAMMA, GMTSAR y SNAP (Wegmüller, Werner y Strozzi, 1998; Werner y col., 2000; Sandwell y col., 2011; Veci y col., 2017).
- Selección de interferogramas calculados con GAMMA, ya que dicho software efectúa la corrección atmosférica verticalmente estratificada y la corrección orbital.
- Corrección de interferogramas por atmósfera aleatoria y residuales orbitales, mediante la aplicación del software GACOS (Yu, Penna y Li, 2017; Yu, Li y Penna, 2018; Yu y col., 2018).
- El cálculo de las componentes vertical (Arriba-Abajo) y horizontal (Este-Oeste) de la deformación.
- Utilización del software Coulomb (Toda y col., 2011), para modelar los mapas de deformación esperada para un sismo con mecanismo inverso y comparar con los mapas obtenidos mediante DInSAR.

3.1. Adquisición de imágenes de Radar de Apertura Sintética

Se realizó una búsqueda de la disponibilidad de imágenes SAR provenientes de diversas misiones satelitales (revisar Apéndice ??). Sólo una misión contaba con imágenes que abarcaban el evento sísmico de Los Humeros (8 de febrero de 2016). Se procesaron dos pares de imágenes de la misión Sentinel-1A de la Agencia Espacial Europea (European Space Agency, ESA), con modo de adquisición “Interferometric Wide o IW”, conformadas por tres subfranjas llamadas “subswath” en modo TOPS (Terrain Observation by

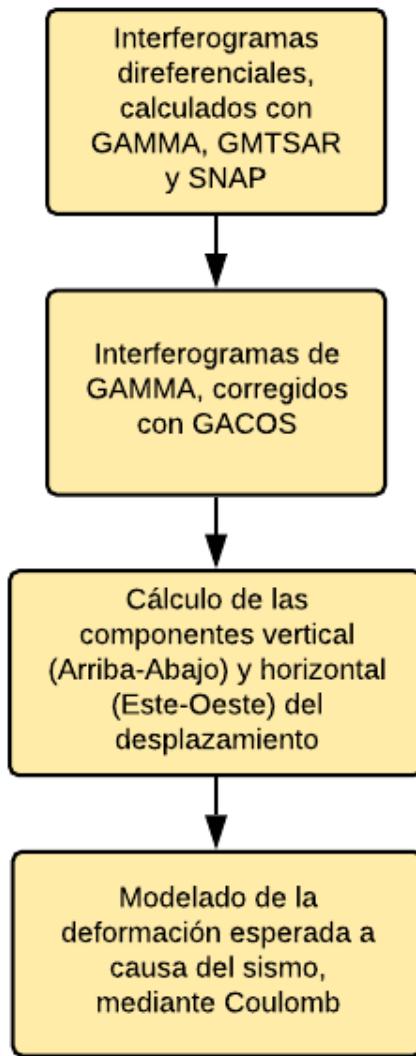


FIGURA 3.1: Diagrama de flujo que muestra las etapas que involucran la estimación de la deformación del sismo de Los Humeros y su modelado.

TABLA 3.1: Tabla en la que se muestran las imágenes SAR de la misión Sentinel-1A utilizadas para la estimación de la deformación causada por el sismo de Los Humeros del 8 de febrero de 2016 en Puebla.

No.	Fecha	Paso	Track	Frame	Órbita
1	29-enero-2016	Ascendente	5	58	9702
2	10-febrero-2016	Ascendente	5	58	9877
3	7-febrero-2016	Descendente	143	528	9840
4	19-febrero-2016	Descendente	143	528	10015

Progressive Scans), con resolución espacial promedio de 2.3×14.1 m, en azimut y rango, respectivamente. El sensor opera en la banda C de la región de microondas del espectro electromagnético, con una longitud de onda de $\lambda = 5.6$ cm, un ángulo de observación de aproximadamente 33° a 43° (el cual varía para cada “subswath”) y un período de muestreo de imágenes de 12 días. Esta misión es operada por el programa Copernicus de la ESA. Uno de los pares de imágenes seleccionados es ascendente y el otro descendente, Tabla 3.1, Fig. 3.2 (Yague-Martinez, Prats-Iraola y De Zan, 2016).

3.2. Procesamiento DInSAR

La Fig. 3.3, muestra las principales etapas del procesamiento de los datos y el orden en el que fueron aplicadas. Para el cálculo de los interferogramas diferenciales (paso ascendente y descendente) se usó el programa comercial GAMMA (Wegmuller, Werner y Strozzi, 1998; Werner y col., 2000). El procesamiento de los interferogramas, mediante GAMMA, se realizó en las instalaciones y con el equipo de cómputo del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), que posee la licencia de dicho programa y en el marco de colaboración con la Dra. Olga Sarychikhina. Adicionalmente se utilizaron los programas libres GMTSAR (Sandwell y col., 2011) y SNAP (Veci y col., 2017). Los tres arrojaron resultados muy similares, sin embargo, en este trabajo sólo se reportan los resultados obtenidos con GAMMA, ya que este software permite corregir los errores topográficos, orbitales y atmosféricos verticalmente estratificados en los interferogramas.

El procesamiento interferométrico con GAMMA, incluyó los siete pasos básicos del método DInSAR convencional de doble paso:

1. Importación de imágenes SAR.
2. Co-registro de imágenes.
3. Cálculo del interferograma en bruto (crudo) e interferograma diferencial con corrección topográfica y orbital.
4. Filtrado del interferograma diferencial.

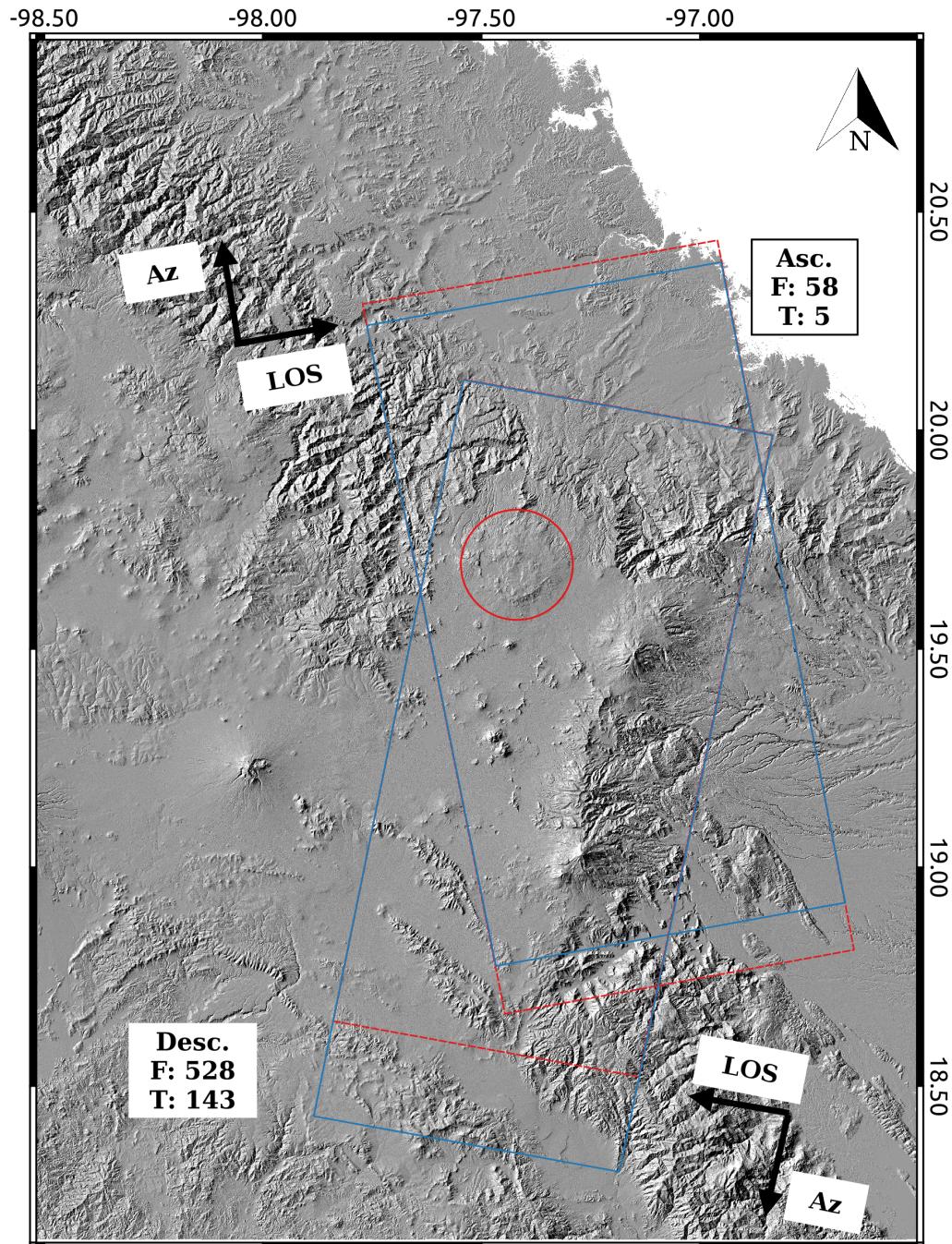


FIGURA 3.2: Mapa con la huella de los subswath de las imágenes Sentinel-1A que cubren el área de la caldera de Los Humeros (indicada en una circunferencia en rojo). El mapa base es un modelo digital de elevaciones sombreado de la misión SRTM de la NASA con 30 m de resolución espacial . La cobertura de las imágenes “master” o de referencia está indicada por líneas punteadas en rojo, mientras que las imágenes “slave”, están enmarcadas por líneas continuas en azul. Las imágenes ascendentes corresponden a un número de track 5 y frame 58; las imágenes de paso descendente corresponden a un track 143 y un frame 528. La flecha con etiqueta Az, indica la dirección en azimuth o la dirección de órbita del satélite, mientras que la flecha con etiqueta LOS, indica la dirección en rango inclinado, dirección en la Línea de Vista (Line Of Sight) del radar o dirección de iluminación del radar.

5. Desenvolvimiento de la fase interferométrica.
6. Corrección atmosférica verticalmente estratificada y residuales orbitales.
7. Conversión de fase desenvuelta a cambio de distancia en dirección de la línea de vista del radar (LOS).
8. Geocodificación del mapa de desplazamientos LOS.

Para calcular los interferogramas con imágenes adquiridas en el modo TOPS, es necesaria una precisión de co-registro de milésimos de píxel (< 0.005) en dirección del azimut, de lo contrario se observan saltos de fase entre “bursts” subsecuentes. Utilizando el software GAMMA, se logró dicha precisión gracias al archivo de órdenes (script) S1_coreg_TOPS, que permite la realización automática del co-registro. Dicho procedimiento incluye la obtención de tablas precalculadas o lookup tables (LUT) de co-registro, basándose en la geometría de adquisición de las imágenes y la topografía del terreno. También realiza el refinamiento de las tablas precalculadas (LUT), usando métodos de correlación de la intensidad de las imágenes y de diversidad espectral.

Para el cálculo del interferograma diferencial, se utilizó un modelo digital de elevaciones SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de 30 m de resolución espacial. Las órbitas fueron corregidas utilizando los datos del Restituido de Efemérides Orbitales POD-Precise Orbit Ephemerides. Posteriormente, se aplicó la operación multilooking, con factor 10:2 en el azimut y el rango, respectivamente, con el objetivo de obtener pixeles de 23 x 24 m y adicionalmente reducir el ruido en los interferogramas.

Los interferogramas diferenciales fueron filtrados utilizando el filtro adaptativo de Goldstein (Goldstein y Werner, 1998) para reducir el ruido de fase y mejorar los resultados de desenvolvimiento de la fase (unwrapping). Se realizó el desenvolvimiento de la fase interferométrica mediante el algoritmo de flujo de coste mínimo (MFC) (Costantini, 1998; Costantini, Farina y Zirilli, 1999). Las áreas con coherencia menor a 0.2 en los interferogramas diferenciales filtrados, se enmascararon y fueron descartadas antes del desenvolvimiento de la fase.

La rampa lineal residual causada por errores orbitales fue estimada y sustraída de los interferogramas desenvueltos. Adicionalmente, los interferogramas fueron corregidos de la contribución atmosférica verticalmente estratificada. Para ello se estimó el modelo lineal que relaciona las alturas del terreno y los valores de la fase (desenvuelta) y se sustrajo de esta última. La fase (desenvuelta) corregida se convirtió en cambio de distancia en LOS, generando así los mapas de desplazamientos en LOS. En la etapa final del procesamiento interferométrico, se realizó la geocodificación de los productos interferométricos (interferogramas diferenciales, interferogramas diferenciales desenvueltos, mapa de desplazamiento LOS e imágenes de coherencia), la cual consiste en reproyectar dichos productos, que se encuentran en la geometría radar, a la proyección geográfica con datum WGS84. Los productos interferométricos georeferenciados tienen una resolución espacial de 30 x 30 m.

TABLA 3.2: Parámetros de los pares interferométricos presentados en este trabajo. B_{\perp} es la línea de base perpendicular, mientras que B_t es la línea de base temporal.

No.	“master”	“slave”	B_{\perp} [m]	B_t [días]	Paso
1	29-enero-2016	10-febrero-2016	45.36	12	Ascendente
2	7-febrero-2016	19-febrero-2016	38.42	12	Descendente

En la Tabla 3.2, se muestran los valores de línea de base perpendicular (B_{\perp}) y temporal (B_t) de los interferogramas generados. En la etapa de post-procesamiento, se refirieron los desplazamientos LOS a una zona (ventana de 5×5 pixeles) considerada estable (con desplazamiento nulo), alejada de la zona influenciada por el sismo.

Los mapas de desplazamiento LOS de ambos pasos orbitales, presentados en la Fig. 3.4, fueron inspeccionados de manera visual.

De manera general, los valores positivos en LOS implican desplazamiento de la superficie terrestre hacia el radar y los valores negativos, desplazamiento en la dirección contraria. La Fig. 3.4a presenta el interferograma de paso ascendente (29-enero-2016 y 10-febrero-2016), donde se observa que tanto el bloque al Oeste como al Este de la falla de Los Humeros (estructura NO-SE), tiene valores de desplazamiento LOS positivos, esto quiere decir que el desplazamiento fue hacia el radar. La Fig. 3.4b presenta el interferograma de paso descendente (7-febrero-2016 y 19-febrero-2016), donde se observa que el bloque al Oeste de la falla de Los Humeros tiene valores de desplazamiento LOS positivos, es decir, hacia el radar, mientras que el bloque al Este presenta valores negativos, es decir, alejándose del radar. Para poder interpretar el desplazamiento causado por el sismo y observado por la InSAR, hay que tomar en cuenta que el vector de desplazamiento en LOS puede representarse en función de sus tres componentes del vector de desplazamiento: Norte-Sur, Este-Oeste y Arriba-Abajo. Este concepto se explica con mayor detalle en el subcapítulo 3.2.2.

3.2.1. Corrección atmosférica mediante GACOS

Al realizar una inspección visual de los interferogramas ascendente y descendente regionales, fue posible detectar que existía una componente de atmósfera residual, Fig. 3.5a y c. Para reducir las contribuciones mencionadas, se realizaron los siguientes pasos, mediante GACOS (Yu y col., 2018):

1. Se solicitaron datos de retrasos atmosféricos para cada imagen SAR, obtenidos mediante el servidor en línea de GACOS (<http://ceg-research.ncl.ac.uk/v2/gacos/>).
2. Con los algoritmos de GACOS, se calculó la diferencia entre ambos mapas de retrasos atmosféricos (ztd), y se generó un nuevo mapa de diferencia atmosférica (dtdz).
3. A los mapas de desplazamientos LOS, se les sustraio el mapa con valores de diferencia atmosférica (dztd).

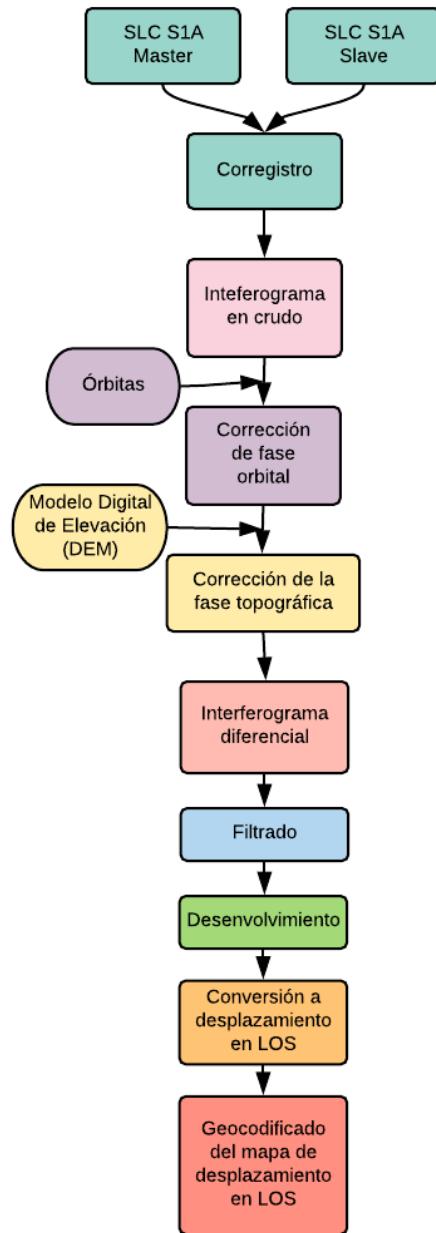


FIGURA 3.3: Diagrama de flujo del procesamiento de imágenes SAR, que muestra los pasos de la técnica DInSAR aplicada con GAMMA.

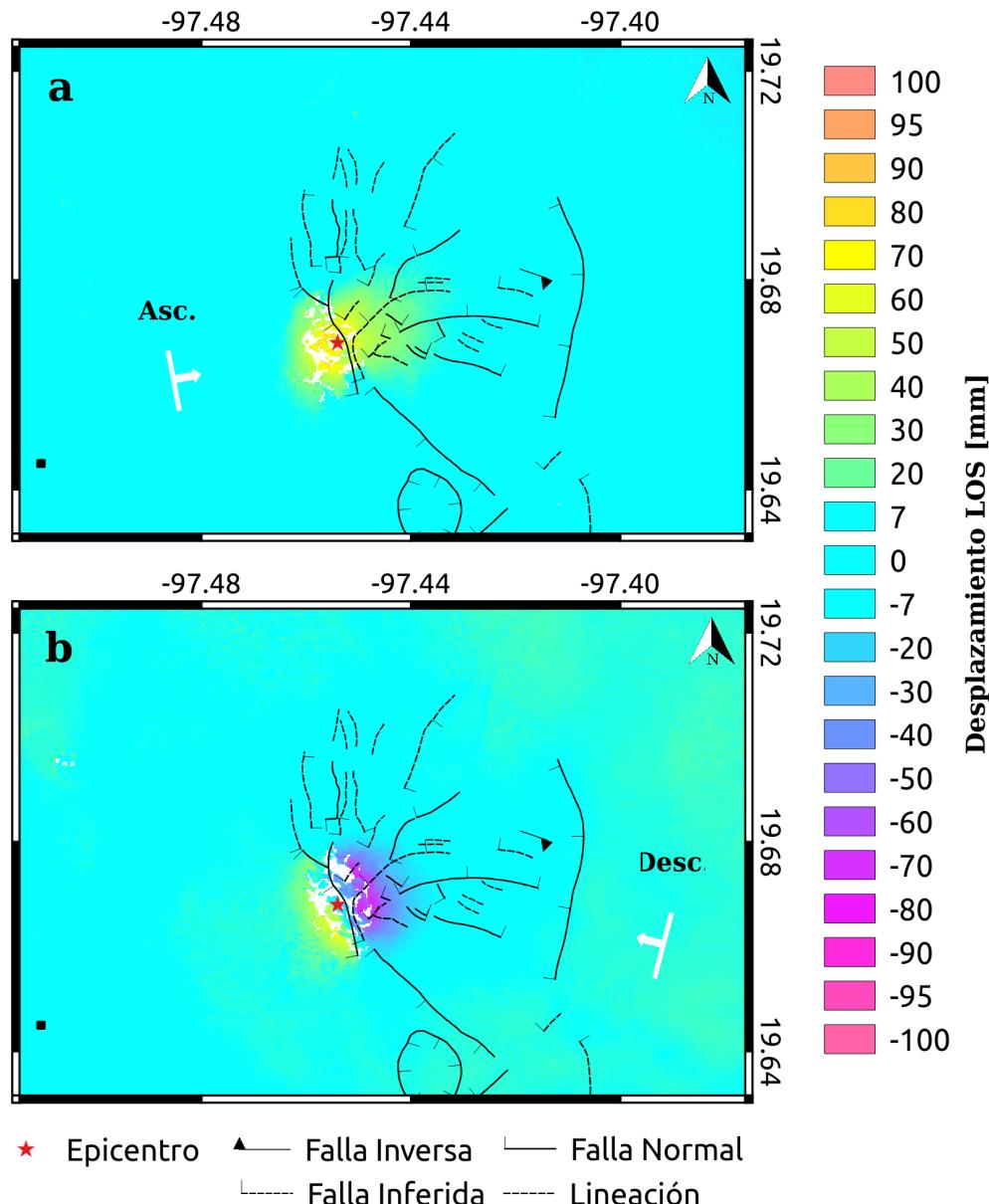


FIGURA 3.4: Mapas de desplazamientos en dirección de la Línea de Vista del Radar (LOS) en milímetros, a) mapa del paso ascendente, presenta un mínimo de -23.76 mm y máximo de 94.56 mm; y b) mapa del paso descendente, presenta un mínimo de -86.56 mm y máximo de 69.65 mm. Las áreas con baja coherencia, menor a 0.2, fueron enmascaradas y aparecen en blanco. La dirección de la LOS está indicada con la flecha blanca. La zona de referencia, con desplazamiento nulo, está indicada por el recuadro negro.

TABLA 3.3: Parámetros geométricos de la adquisición de las imágenes SAR utilizadas en este trabajo y valores de las componentes del vector de sensibilidad.

	Ángulo azimutal	Ángulo de incidencia	Vector de sensibilidad		
	(°)	(°)	Este-Oeste	Norte-Sur	Arriba-Abajo
Ascendente	348 (-12)	43	-0.667	-0.1417	0.7314
Descendente	192 (-168)	33	0.5327	-0.1132	0.8387

4. El mapa resultante, LOS-dztd, muestra la disminución de los efectos troposféricos en la señal.

Los mapas regionales de desplazamientos LOS, corregidos por atmósfera, se muestran en las Fig. 3.5b y d. La Fig. 3.6, muestra un acercamiento sobre la zona de la caldera de Los Humeros.

3.2.2. Cálculo de las componentes horizontal y vertical de la deformación

El vector de desplazamiento del terreno tiene tres componentes (3-D), cuya proyección a la línea de vista de radar puede ser expresada de la siguiente manera (Wright, Parsons y Lu, 2004; Fialko, 2004; Samsonov y Tiampo, 2006; González y col., 2015):

$$D_{LOS} = [-D_E, D_N, D_U]^T [(\sin\theta\cos\alpha) (\sin\theta\sin\alpha) \cos\theta] \quad (3.1)$$

Donde:

D_N : Componente de desplazamiento Norte-Sur.

D_E : Componente de desplazamiento Este-Oeste.

D_U : Componente de desplazamiento Arriba-Abajo.

θ : Ángulo de incidencia del radar.

α : Ángulo azimutal de la dirección del vuelo del satélite.(ver Fig. 3.7).

La ecuación (3.1) puede reescribirse de la forma siguiente:

$$D_{LOS} = D_U \cos\theta - D_E \sin\theta \cos\alpha + D_N \sin\theta \sin\alpha \quad (3.2)$$

De acuerdo con la ecuación (3.2), la sensibilidad del radar a las componentes del vector de desplazamiento puede expresarse como derivadas parciales (Wright, Parsons y Lu, 2004):

$$\frac{\partial D_{LOS}}{\partial D_U} = \cos\theta; \quad \frac{\partial D_{LOS}}{\partial D_E} = -\sin\theta \cos\alpha; \quad \frac{\partial D_{LOS}}{\partial D_N} = \sin\theta \sin\alpha \quad (3.3)$$

Para los interferogramas procesados, los datos de los vectores de sensibilidad se presentan en la Tabla 3.3.

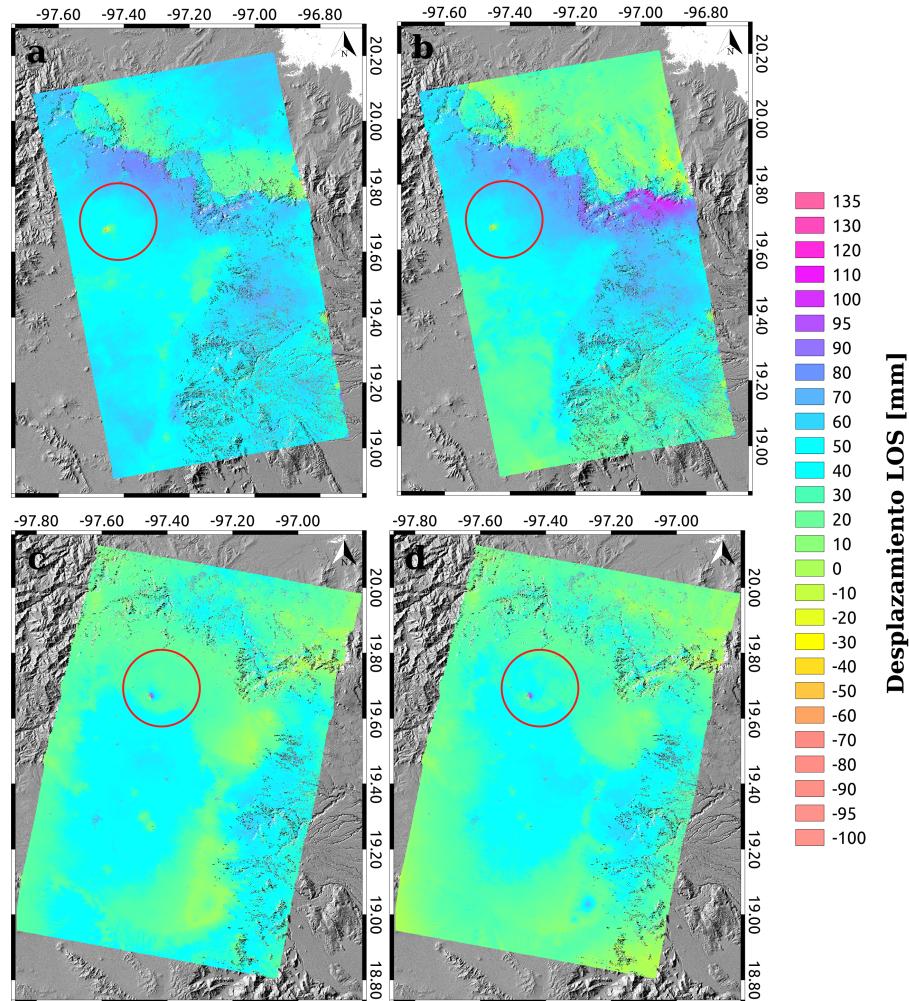


FIGURA 3.5: Mapas regionales de desplazamientos LOS en Los Humeros. La circunferencia en rojo, enmarca la caldera. a) Mapa LOS del paso ascendente, con contribución residual atmosférica; b) Mapa LOS del paso ascendente después de haber sido corregido mediante GACOS; c) Mapa LOS del paso descendente, con contribución residual atmosférica; d) Mapa LOS del paso descendente después de haber sido corregido utilizando GACOS.

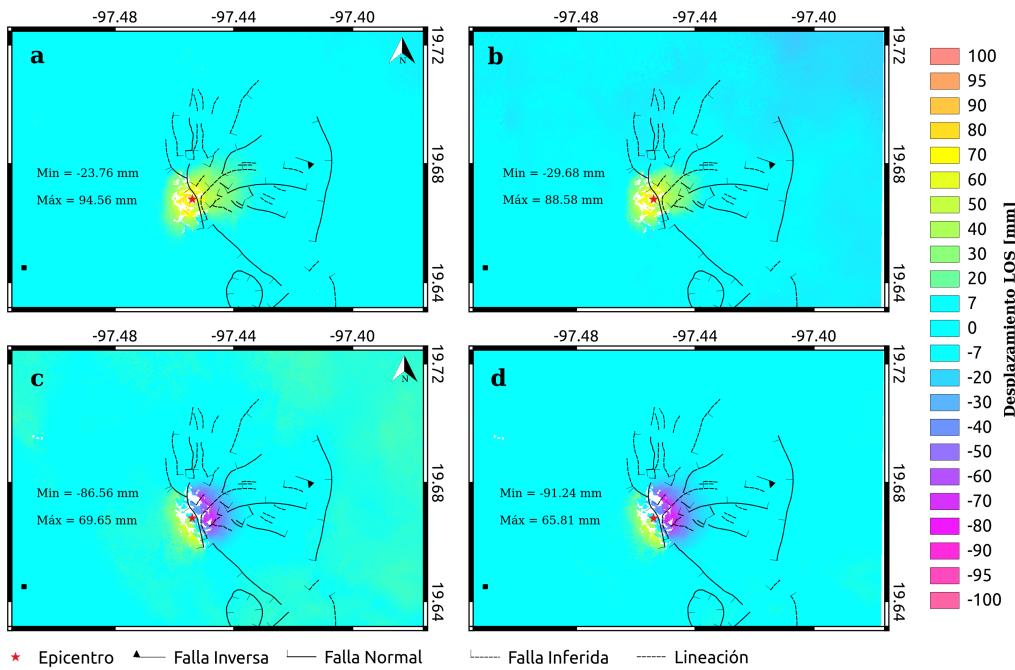


FIGURA 3.6: Acercamiento del mapa regional de desplazamientos LOS sobre la caldera de Los Humeros. Se muestran las principales estructuras geológicas en el interior de la caldera. La zona de referencia, donde la deformación es nula, está marcada por el recuadro negro. Paso ascendente: a) mapa LOS generado con GAMMA, b) mapa LOS corregido por residuales de atmósfera mediante GACOS. Paso descendente: c) mapa LOS generado con GAMMA, d) mapa LOS corregido por residuales de atmósfera mediante GACOS.

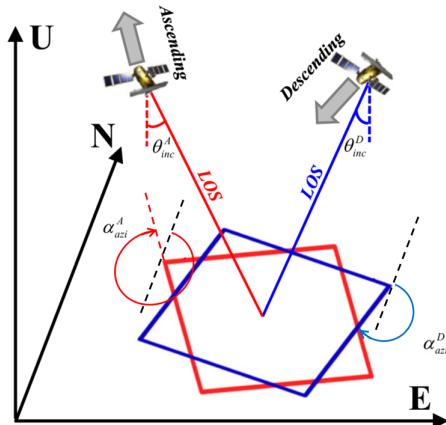


FIGURA 3.7: Geometría de adquisición de imágenes SAR para el paso ascendente y descendente. El θ_{inc} y α_{azi} representan los ángulos de incidencia y azimutal del satélite. Los superíndices A y D denotan el paso ascendente y descendente, respectivamente. U: Dirección Up-Down (Arriba-Abajo); N: Dirección North-South (Norte-Sur); E: Dirección East-West (Este-Oeste) (modificado de Hu y col., (2014)).

El vector 3D del desplazamiento, puede ser calculado usando DInSAR, si existen al menos tres conjuntos de datos independientes, o en su defecto, se asumen los supuestos necesarios (basados en el conocimiento previo) acerca de las componentes de deformación del terreno.

Generalmente, es posible disponer de imágenes, y por lo consiguiente de interferogramas, con dos geometrías distintas; la del paso ascendente del satélite y la del descendente. De este modo, es posible contar con dos conjuntos de datos independientes. Además, dado que la sensibilidad del radar en la dirección Norte-Sur es mínima, debido a las órbitas casi polares del satélite Sentinel-1A, es posible asumir que la componente D_N es nula; con lo cual la ecuación 3.2 se simplifica.

Resolviendo el sistema lineal de ecuaciones (3.2) se obtienen las siguientes expresiones para las componentes Este-Oeste (D_E) y Arriba-Abajo (D_U):

$$D_U = \frac{D_{LOS_D} \sin\theta_A \cos\alpha_A - D_{LOS_A} \sin\theta_D \cos\alpha_D}{\sin\theta_A \cos\alpha_A \cos\theta_D - \cos\theta_A \sin\theta_D \cos\alpha_D} \quad (3.4)$$

$$D_E = \frac{D_{LOS_D} \cos\theta_A - D_{LOS_A} \cos\theta_D}{\sin\theta_A \cos\alpha_A \cos\theta_D - \cos\theta_A \sin\theta_D \cos\alpha_D} \quad (3.5)$$

En las ecuaciones anteriores, los subíndices A y D indican el paso ascendente y descendente, respectivamente.

Los desplazamientos en la dirección vertical (D_U) y horizontal (D_E) se muestran en la Fig. 3.8.

El mapa de desplazamientos en la dirección vertical D_U (Arriba-Abajo), Fig. 3.8a, muestra dos bloques, separados por la falla de Los Humeros. Del lado Oeste de la falla, los valores son positivos, lo cual corresponde a un levantamiento del terreno; mientras que del lado Este se aprecian valores negativos que corresponden a un hundimiento del terreno.

En el mapa de desplazamiento en la dirección horizontal D_E (Este-Oeste), Fig. 3.8b, se visualizan tres bloques o sectores:

Del lado Este de la falla:

3) El “bloque Este”: presenta valores negativos, indicando un desplazamiento hacia el Oeste.

Del lado Oeste de la falla:

1) El “bloque superior Oeste”: muestra valores negativos, los cuales corresponden a desplazamientos hacia la dirección Oeste.

2) El “bloque inferior Oeste”: presenta valores positivos, indicando desplazamientos hacia el Este.

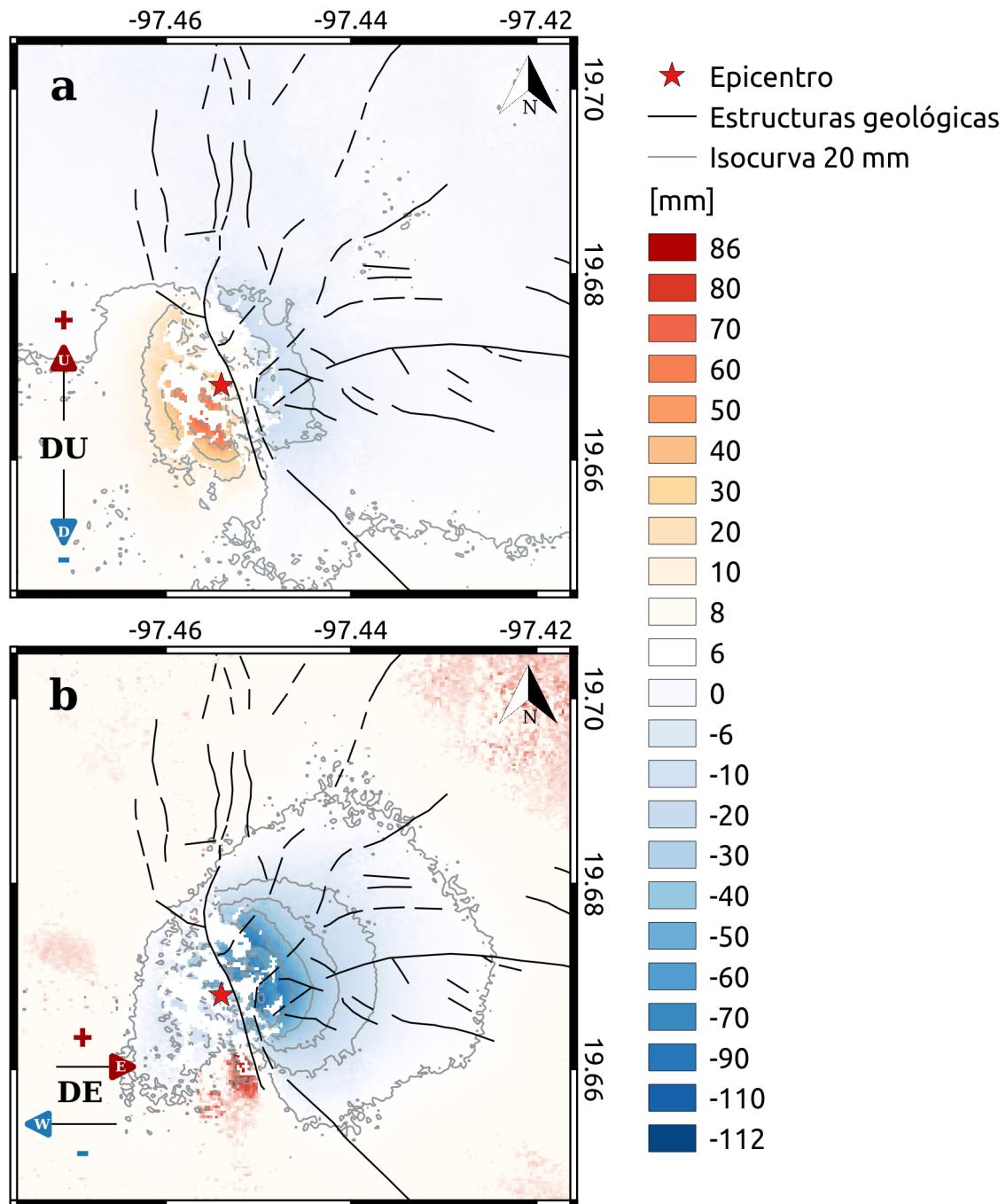


FIGURA 3.8: Mapas de desplazamiento a) vertical D_U (Arriba-Abajo) y b) horizontal D_E (Este-Oeste), causado por el sismo de Los Humeros. Las curvas de isovalor de deformación, aparecen cada 20 mm. En a) los valores positivos (en rojo) corresponden al levantamiento del terreno, mientras que negativos corresponden al hundimiento de este. En b) los valores positivos corresponden al movimiento del terreno hacia el Este (rojo), mientras que los valores negativos corresponden al desplazamiento del terreno hacia el Oeste (azul).

3.3. Deformación del sismo de Los Humeros mediante Coulomb

Con el objeto de generar los mapas de deformación esperada como consecuencia del sismo de Los Humeros, se utilizó el software Coulomb del Servicio Geológico de los Estados Unidos (Toda y col., 2011).

Con Coulomb, es posible estimar la deformación del terreno asociada a un sismo, debida a la ruptura de una o varias fallas; ya sean de rumbo, normal, inversa e incluso oblicuas. Todo el cálculo se realiza en un semiespacio elástico con propiedades elásticas isotrópicas de acuerdo a Okada, (1992).

Para el cálculo de la deformación esperada debido a la ruptura de una falla (sismo), los datos de entrada a considerar son: las coordenadas iniciales (X_{ini} , Y_{ini}) y finales (X_{fin} , Y_{fin}) de la parte superior de la falla, el ángulo del echado (la dirección del echado se determina según la regla de la "mano derecha"), la profundidad de la parte superior (top) e inferior (bottom) de la falla, los valores de los desplazamientos laterales (derecho, tendrá signo positivo, e izquierdo signo negativo) y verticales (normal tendrá signo negativo e inverso será signo positivo) , ver Fig. 3.9.

Para este trabajo, se realizaron 52 iteraciones.

Como resultado del modelado, Coulomb arroja la estimación de las tres componentes del vector de desplazamiento: Arriba-Abajo, desplazamiento Norte-Sur y desplazamiento Este-Oeste. Los resultados de la modelación se proyectaron a la dirección LOS de paso ascendente y de paso descendente, utilizando los parámetros del vector de sensibilidad correspondiente. Las figuras 3.10 (c, e, g) y 3.11(c, e, g) presentan los mapas de desplazamiento LOS residuo o diferencia entre el desplazamiento LOS observado y el desplazamiento LOS modelado.

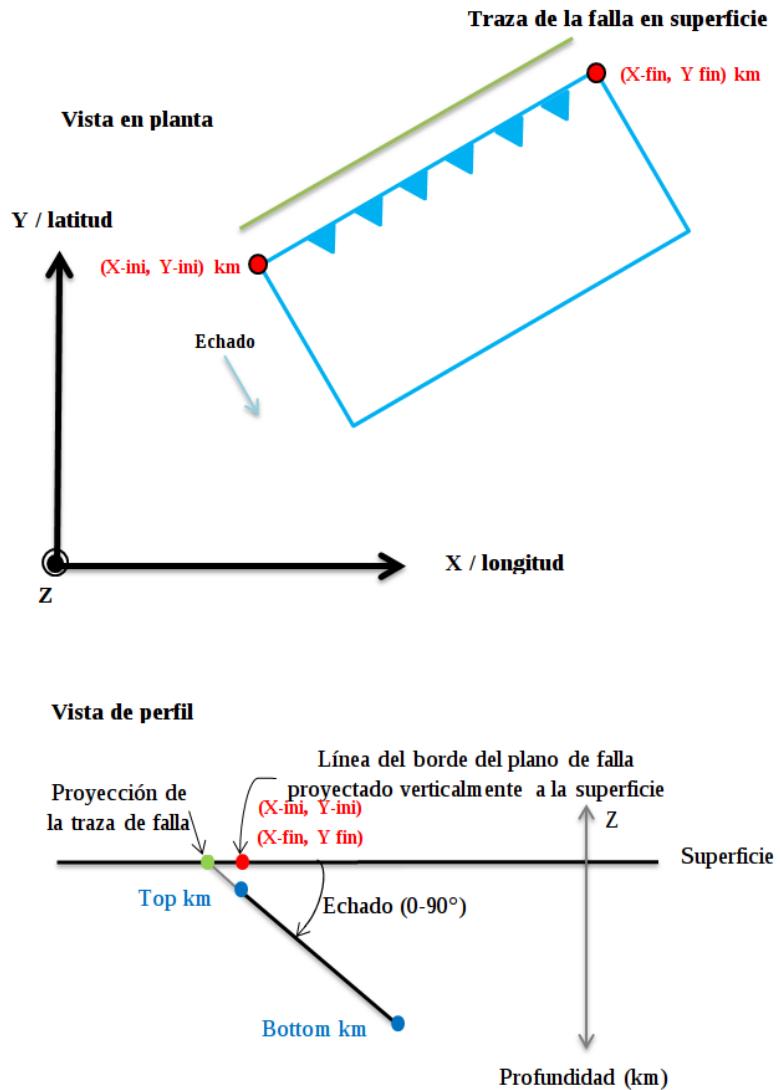


FIGURA 3.9: Esquema de la geometría de una falla en Coulomb, donde se muestran los parámetros de entrada para la modelación directa de la deformación debida a un sismo (modificado de Okada, (1992)).

TABLA 3.4: Tabla (primera parte), de los parámetros de entrada en Coulomb, para estimar la deformación causada por el sismo de Los Humeros. Hor es la componente de desplazamiento lateral (derecho tendrá signo positivo e izquierdo es signo negativo) y Vert es la componente vertical (normal tendrá signo negativo, e inverso será signo positivo).

No	X- ini km	Y- ini km	X- fin km	Y- fin km	Hor m	Vert m	Echado °	Top km	Bottom km
1	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0	0.2	70	0.0989	1.4011
2	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	0	0.015	70	0.0989	1.4011
3	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.1	0.19	70	0.0989	1.4011
4	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.1	0.2	70	0.0989	1.5
5	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.1	0.19	70	0.0989	1.5
6	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.1	0.18	70	0.0989	1.5
7	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.1	0.17	70	0.0989	1.5
8	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.1	0.15	70	0.0989	1.5
9	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.1	0.12	70	0.0989	1.5
10	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.1	0.1	70	0.0989	1.5
11	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.09	0.1	70	0.0989	1.5
12	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.05	0.1	70	0.0989	1.5
13	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.02	0.1	70	0.0989	1.5
14	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.02	0.09	70	0.0989	1.5
15	6.6579	8.3731	7.3351	7.0574	-0.02	0.07	70	0.0989	1.5
16	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0.005	0.2	70	0.0989	1.4011
17	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0.01	0.2	70	0.0989	1.4011
18	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0.2	0.2	70	0.0989	1.4011
19	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0.05	0.2	70	0.0989	1.4011
20	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0.1	0.2	70	0.0989	1.4011
21	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0.005	0.2	72	0.0989	1.4011
22	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0.005	0.2	74	0.0989	1.4011
23	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0.005	0.2	76	0.0989	1.4011
24	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0.005	0.2	78	0.0989	1.4011
25	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0.005	0.2	80	0.0989	1.4011

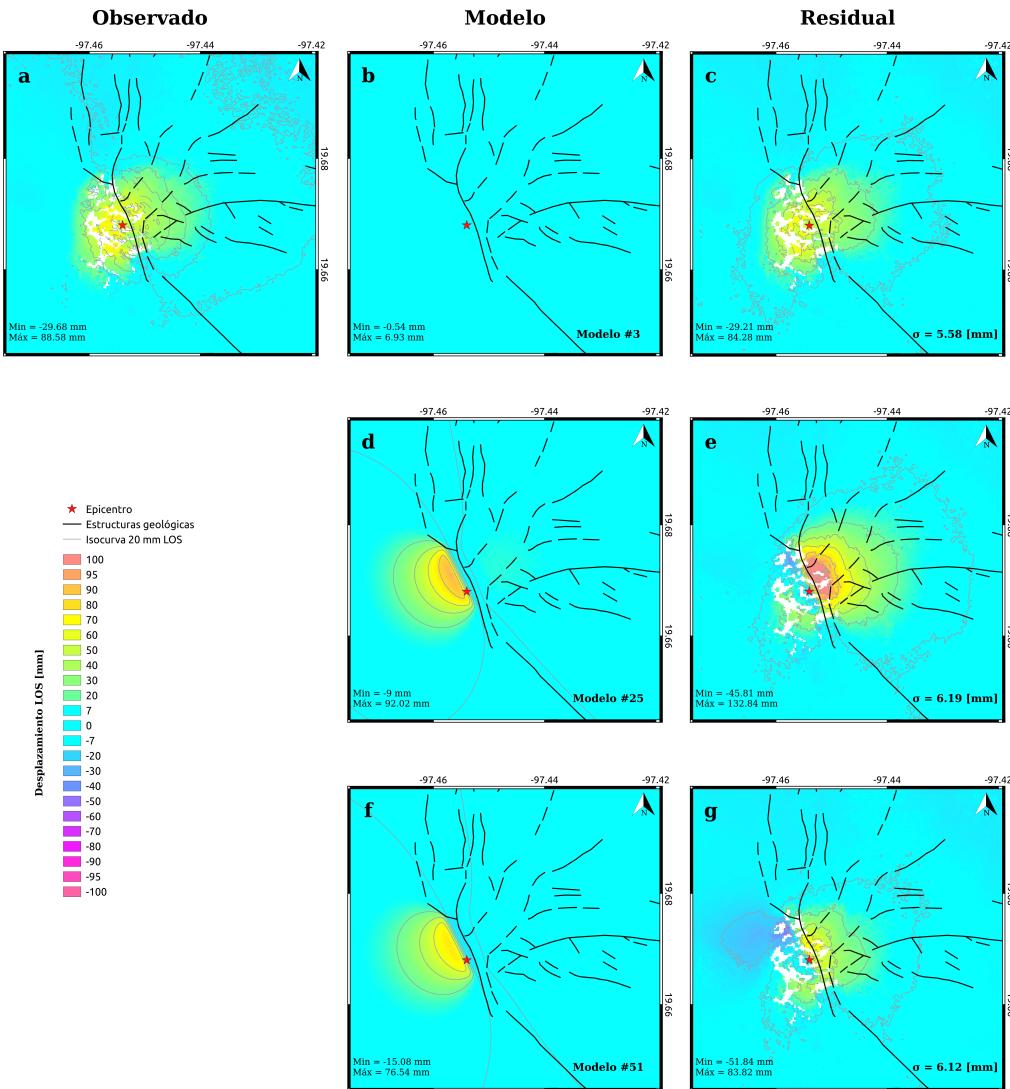


FIGURA 3.10: Paso ascendente: (a) Desplazamiento LOS observado. (b), (d) y (f) Desplazamiento LOS obtenido mediante el modelado directo en Coulomb. Se presentan los resultados de las iteraciones 3, 25 y 51 (Tabla 3.4 y 3.5). El número de iteración se indica en la esquina inferior derecha del mapa. (c), (e) y (g) Residuo entre el desplazamiento LOS observado y modelado. En la esquina inferior derecha se muestra la desviación estándar (σ).

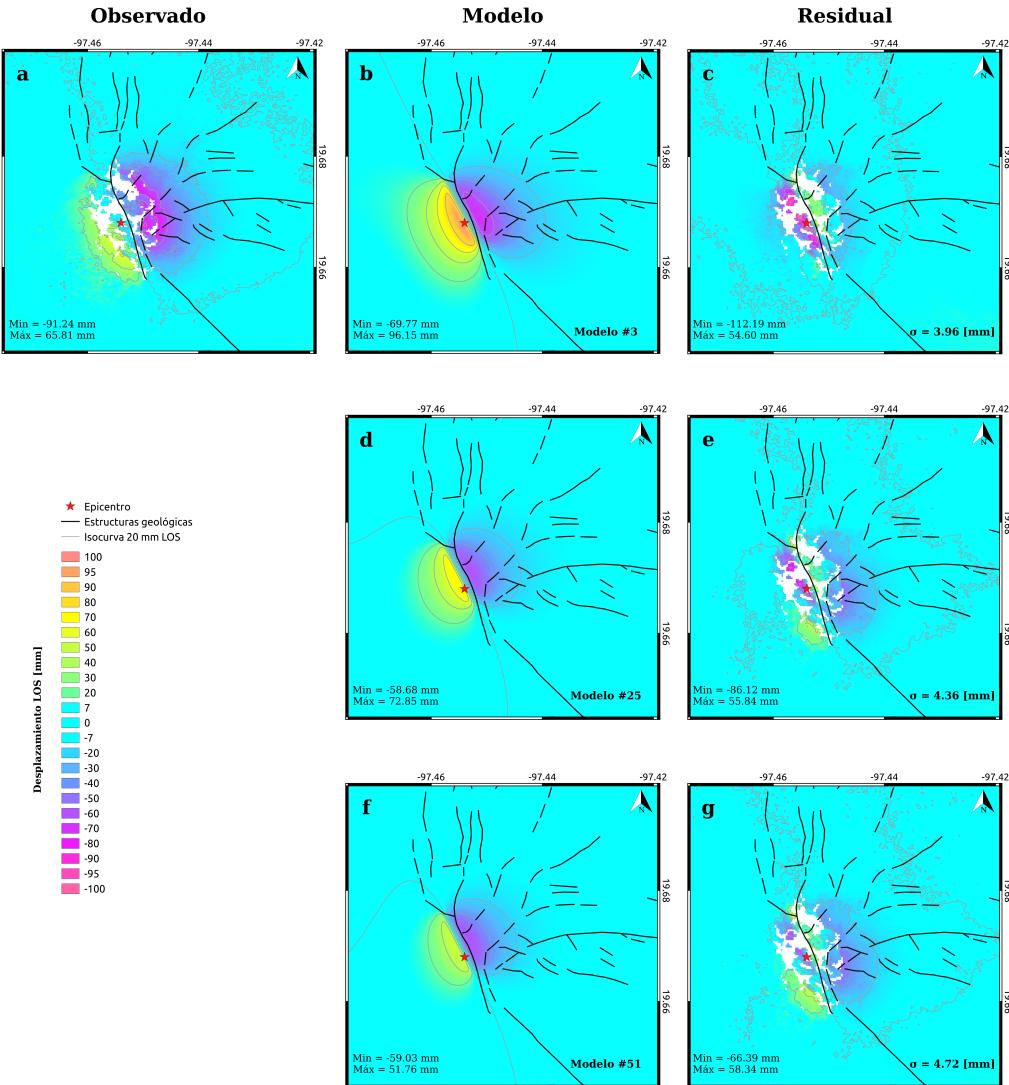


FIGURA 3.11: Paso descendente: (a) Desplazamiento LOS observado. (b), (d) y (f) Desplazamiento LOS obtenido mediante el modelado directo en Coulomb. Se presentan los resultados de las iteraciones 3, 25 y 51 (Tabla 3.4 y 3.5). El número de iteración se indica en la esquina inferior derecha del mapa. (c), (e) y (g) Residuo entre el desplazamiento LOS observado y modelado. En la esquina inferior derecha se muestra la desviación estándar (σ).

TABLA 3.5: Tabla (segunda parte), de los parámetros de entrada en Coulomb, para estimar la deformación causada por el sismo de Los Humeros. Hor es la componente de desplazamiento lateral (derecho tendrá signo positivo e izquierdo es signo negativo) y Vert es la componente vertical (normal tendrá signo negativo, e inverso será signo positivo).

No	X-ini km	Y-ini km	X-fin km	Y-fin km	Hor m	Vert m	Echado °	Top km	Bottom km
26	6.6555	8.3728	7.2807	6.8900	0.0000	0.2000	70.0000	0.0989	2.0000
27	6.6555	8.3728	7.2807	6.8900	0.0000	0.2000	70.0000	0.0989	2.0000
28	6.6555	8.3728	7.2807	6.8900	-0.1000	0.2000	70.0000	0.0989	2.0000
29	6.6600	8.26	7.2000	6.9800	-0.0770	0.0860	70.0000	0.0200	1.9000
30	6.6600	8.2600	7.2000	6.9800	-0.0770	0.0860	70.0000	0.0100	1.9000
31	6.6600	8.2600	7.2000	6.9800	-0.0770	0.0860	70.0000	0.0100	1.9000
32	6.6600	8.2600	7.2000	6.9800	-0.0770	0.0800	70.0000	0.0100	1.9000
33	6.6600	8.2600	7.2000	6.9800	-0.0770	0.0800	72.0000	0.0100	1.9000
34	6.6600	8.2600	7.2000	6.9800	-0.0770	0.0800	74.0000	0.0100	1.9000
35	6.6600	8.2600	7.2000	6.9800	-0.0770	0.0800	76.0000	0.0100	1.9000
36	6.6600	8.2600	7.2000	6.9800	-0.0770	0.0800	78.0000	0.0100	1.9000
37	6.6600	8.2600	7.2000	6.9800	-0.0770	0.0800	80.0000	0.0100	1.9000
38	6.6555	8.2600	7.2000	6.9800	-0.0770	0.0800	80.0000	0.0100	1.4011
39	6.6600	8.2600	7.2000	6.9800	-0.1000	0.0800	80.0000	0.0100	1.9000
40	6.6600	8.2600	7.2000	6.9800	-0.1500	0.0900	80.0000	0.0100	1.9000
41	6.6600	8.2600	7.2000	6.9800	-0.1200	0.0850	80.0000	0.0100	1.9000
42	6.6600	8.2600	7.2000	6.9800	-0.1300	0.0900	80.0000	0.0100	1.9000
43	6.6600	8.2600	7.5240	6.5020	-0.1300	0.0900	80.0000	0.0100	1.9000
44	6.6600	8.2600	7.5240	6.5020	-0.1200	0.0850	80.0000	0.0100	1.9000
45	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	-0.1200	0.0850	80.0000	0.0989	1.4011
46	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	-0.0800	0.0950	80.0000	0.0989	1.4011
47	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	-0.0500	0.1000	80.0000	0.0989	1.4011
48	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	-0.0100	0.1800	80.0000	0.0989	1.4011
49	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	-0.0100	0.1500	80.0000	0.0989	1.4011
50	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	-0.0010	0.1700	80.0000	0.0989	1.4011
51	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0.0000	0.1700	80.0000	0.0989	1.4011
52	6.6555	8.3728	7.2339	7.1868	0.0000	0.1700	80.0000	0.0989	1.9000

Capítulo 4

Resultados

Como resultado de esta tesis, fue posible estimar la deformación producida por el sismo de Los Humeros (08-02-2016, $M_w = 4.2$), utilizando DInSAR, lo cual arrojó los siguientes productos:

- 4.1 Mapas de deformación (paso ascendente y descendente) en dirección de LOS.
- 4.2 Mapas de deformación vertical y horizontal (Este-Oeste).

4.1. Mapas de la deformación en LOS (paso ascendente y descendente)

- Paso ascendente: La deformación se presenta en dos bloques (Este y Oeste), aproximadamente de uno y otro lado de la Falla de Los Humeros. Ambos bloques presentan deformación en la dirección del radar (valores positivos en la dirección de la LOS), Fig. 3.6b.
 - Bloque Oeste: Presenta deformación en LOS positiva con un máximo de 88.58 mm.
 - Bloque Este: Presenta deformación en LOS positiva con un máximo de 75.6 mm.
- Paso descendente: La deformación se presenta también en dos bloques, al lado Este y Oeste de la Falla de los Humeros, Fig. 3.6d.
 - Bloque Oeste: Presenta deformación en LOS positiva con un máximo de 65.81 mm.
 - Bloque Este: Presenta deformación en LOS negativa con un máximo de 91.24 mm.

El comportamiento descrito, puede confirmarse en la Fig. 4.1, donde se muestran el desplazamiento en LOS a lo largo de un perfil casi paralelo al trazo de la falla Los Humeros para el paso ascendente (puntos en magenta), y descendente (puntos en cian).

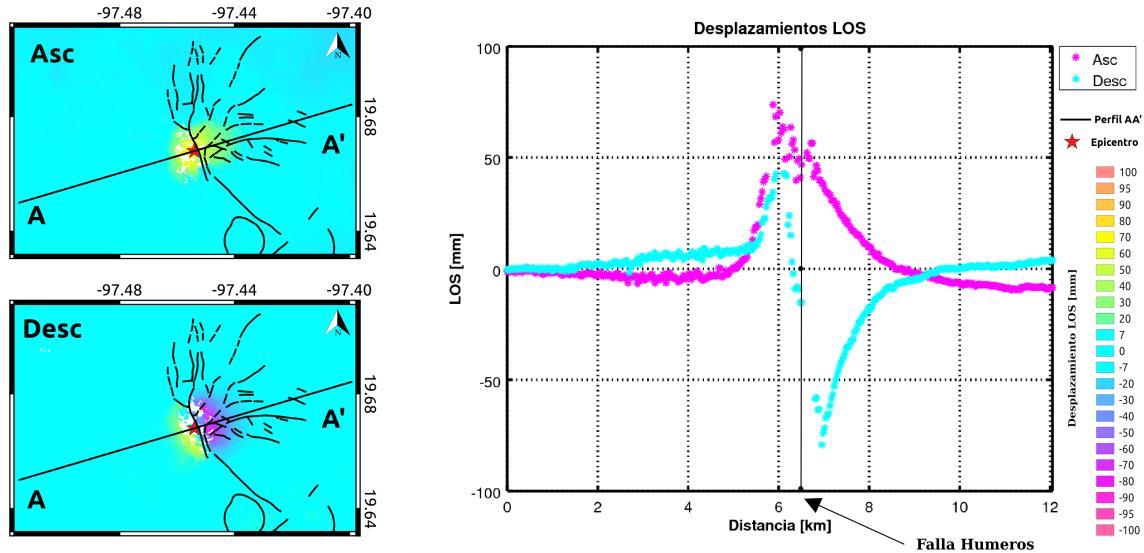


FIGURA 4.1: (Izquierda) Mapas de desplazamiento en LOS para paso ascendente (Asc) y descendente (Desc), donde se muestra la ubicación del perfil AA'. (Derecha) Desplazamiento en LOS a lo largo del perfil AA'. Magenta: paso ascendente, Cyan: paso descendente. La intersección del perfil con la Falla Los Humeros, está indicada por la línea continua negra.

4.2. Mapas de deformación vertical y horizontal (Este-Oeste)

- Componente D_U : Ver Fig. 3.8a
 - Bloque Este: Presenta hundimiento (valores negativos) con un máximo de -40.63 mm.
 - Bloque Oeste: Presenta levantamiento (valores positivos) con un máximo de 86.32 mm.
- Componente D_E : Ver Fig. 3.8b
 - Bloque Este: Presenta desplazamiento en la dirección Oeste (valores negativos) con un máximo de -111.77 mm.
 - Bloque superior Oeste: Presenta desplazamiento en la dirección Oeste (valores negativos) con un máximo de -75.26 mm.
 - Bloque inferior Oeste: Presenta desplazamiento en la dirección Este (valores positivos) con un máximo de 46.11 mm.

4.3. Análisis

4.3.1. Modelado con Coulomb

Con el objeto de confirmar los hallazgos obtenidos a partir de los mapas de deformación vertical, D_U , y horizontal, D_E , se utilizó el software Coulomb para modelar los mapas de deformación esperada para un sismo con mecanismo inverso, utilizando los parámetros reportados por Lermo Samaniego y col., (2016), datos estructurales de campo y análisis estructural por Javier Hernández-Rojas y Norini y col., (2015).

Los valores calculados del desplazamiento del efecto cosísmico mediante Coulomb, son compatibles con los valores de los interferogramas obtenidos mediante DInSAR. Tal como en los modelos número 25 y 51. Sin embargo, los resultados de estas 52 iteraciones presentan residuales elevados, lo cual, indica que representan los efectos de la topografía abrupta de la zona, la complejidad del sistema de fallas que conforman a Los Humeros, ya que estos efectos no fueron considerados durante el modelado. La falla presenta una componente lateral, cuyos efectos se ven reflejados en el mapa de desplazamiento en la dirección Este-Oeste, en el bloque Oeste superior izquierdo, donde un patrón de deformación negativa (hacia el Oeste) evidencia esta componente lateral, generando este tipo de desplazamiento no uniforme, y refleja la complejidad de la geometría de la falla de Los Humeros.

Lo anterior puede ser causado por diversas razones, entre ellas: a) El mecanismo focal está mal constreñido, debido a que varias fuentes reportaron un mecanismo inverso pero utilizaron epicentro, rake, rumbo y echado distintos (Lermo Samaniego y col., (2016), Rodríguez-Pérez (Comunicación personal), Iglesias-Mendoza (Comunicación personal)). Utilizando un modelo de velocidades adecuado y definiendo con mayor calidad la profundidad y ubicación del epicentro, podría mejorar el ajuste entre modelo y observación. b) La deformación mapeada con DInSAR sea una deformación compleja, esto es, compuesta no solamente por la deformación debida al sismo.

4.3.1.1. Mecanismo focal DInSAR vs datos sísmicos

- Del mapa de desplazamiento vertical, Fig. 3.8a: El bloque Oeste presenta levantamiento, siendo mayor en magnitud contra el bloque Este (hundimiento), por lo que el mecanismo de falla es inverso. Considerando lo anterior, el echado de la falla tendría que estar hacia el bloque Oeste. Esto coincide con el mecanismo que reporta Lermo Samaniego y col., (2016), pero no coincide con el mapa geológico donde la Falla Los Humeros es normal y echado hacia el Este. Ahora, si consideramos que el mecanismo no es inverso, sino normal, y el echado hacia el Este. El bloque Oeste presenta mayor magnitud de deformación, posiblemente a que existe una contribución de una inflación, que fue exacerbada durante el sismo, recientemente por Arzate y col., (2018) (también mencionan este cuerpo en Lermo Samaniego y col., (2016)) se ha propuesto que debajo de este bloque existe un cuerpo propilítico que actúa como

un cuerpo intrusivo, esto quiere decir, podría estar funcionando como pivote en la rotación del bloque Oeste y como soporte, lo cual podría explicar su levantamiento. En el caso de la componente Este-Oeste dada de DInSAR, pensando en esta inflación, tendría que presentar una contribución mayormente en dirección al Este, esto se vería en el bloque Este (bloque que cae), mientras que el bloque Oeste tendría un desplazamiento en dirección Oeste.

- Del mapa de desplazamiento horizontal (Este-Oeste), Fig. 3.8b: el patrón de desplazamiento del bloque Este y bloques inferior Oeste, indican claramente presencia de la componente lateral en el movimiento tectónico, una compresión, por lo que el mecanismo observado sea oblicuo, con movimiento lateral izquierdo. Aunque, lo que no coincide con esto es el movimiento en el bloque superior Oeste, cuyo movimiento contribuye a que el campo de desplazamiento sea complejo. Sin embargo, no hay que descartar del todo los posibles errores (atmosféricos remanentes, decorrelación, de desenvolvimiento, etc.)
- El campo de desplazamiento obtenido es resultado de varios procesos (no solamente movimiento en la falla, efecto tectónico y postsísmico), ya que el sismo presenta una magnitud pequeña en términos de detección con InSAR. Ya que la magnitud mínima teórica de un evento sísmico para que su campo de desplazamiento sea detectado es de 4.5 (en condiciones ideales, el movimiento sea vertical, sismo superficial, ambiente sedimentario, poco ruido) (Earle y col., 2001; Dawson y col., 2008; Sarychikhina y col., 2015). Por lo que es muy probable que otros procesos "simultáneos" contribuyan al campo de desplazamiento para que este sea detectable. Para este evento, dichos procesos pueden ser: la contribución de los cambios de esfuerzos locales debido a las zonas de producción del campo, esto es que, debido a los cambios de presión de poros por la extracción e inyección contribuyen al campo de esfuerzos locales, y esto se ve reflejado en una deflación o subsidencia en la zona de producción; y un posible cuerpo que está actuando como un cuerpo intrusivo o propilíto, esto es, el efecto de la resurgencia que presenta Los Humeros. Entonces, existe un campo de esfuerzo tectonomagmático (esfuerzo local) que prevalece sobre el esfuerzo regional, originando el carácter actual de falla tipo inversa a Los Humeros.

4.3.2. Deformación del campo geotérmico con otras técnicas interferométricas

En el marco del proyecto liderado por GEMex se presentaron resultados relacionados con la estimación de la evolución espacio temporal de la deformación en el campo de Los Humeros. El período de estudio comprendió las fechas en que el satélite ENVISAT cubre la zona de estudio, entre 2002 y 2007. Al respecto, Bekesi y col., (2018) muestran los resultados de aplicar la técnica PSInSAR (Hooper, Segall y Zebker, 2007), es decir, calculan las series de tiempo para cada pixel y el mapa de deformación promedio en el campo. Bekesi y col., (2018) reporta hundimientos máximos del orden de -8 mm/año y señal positiva

de la misma magnitud (+8 mm/año). Los resultados del patrón espacial de subsidencia (alrededores de los pozos productores) coincide con la señal negativa presente en el efecto cosísmico que estimamos (bloque Este de la falla), aunque no en magnitud. En ambos trabajos es posible detectar una deflación debido al cambio de los esfuerzos local debio a los pozos de producción.

Capítulo 5

Conclusiones

La técnica de DInSAR mediante el uso de imágenes SAR de Sentinel-1A, se utilizó con éxito para obtener el campo de desplazamiento cosísmico causado por el sismo de Los Humeros (08-02-2016, $M_w = 4.2$). Las interferogramas de paso ascendente y descendente han sido obtenidas, lo que permitió estimar la componente vertical y horizontal (Este-Oeste) del vector de desplazamiento cosísmico.

Los resultados interferométricos reportan levantamientos máximos de orden de 86.32 mm, hundimiento máximo de orden de -40.63 mm y desplazamiento horizontal hacia el Oeste máximo de -111.77 mm y en dirección hacia el Este de orden máximo de 46.11 mm.

El modelado directo mediante el software Coulomb usando los parámetros de falla cosísmica estimados por Lermo Samaniego y col., (2016), falló en reproducir sin residuales importantes los datos interferométricos. La simplicidad para el modelo (geometría simple, solo una falla con el desplazamiento uniforme a lo largo de su plano), generaron errores en estimación de los parámetros de la falla del efecto cosísmico, así como los posibles errores en los datos de DInSAR pueden ser causantes de tal resultado. Aunque los valores calculados con Coulomb son compatibles con los valores de los interferogramas obtenidos mediante DInSAR.

La magnitud del evento ($M_w = 4.2$) teóricamente no es suficiente para producir el desplazamiento del terreno y poder ser detectable por DInSAR, lo que junto con el campo complejo de desplazamiento obtenido con DInSAR, es difícil de explicar con sólo considerar el movimiento cosísmico a lo largo de una falla, por lo que indica posible contribución de otros procesos (mecanismos) al campo de desplazamiento cosísmico.

Posibles procesos que contribuyen al campo de deformación cosísmica son el efecto de la resurgencia que presenta Los Humeros; los cambios de esfuerzos locales debido a la zonas de producción del campo, esto es que, debido a los cambios de presión de poros por la extracción e inyección contribuyen al campo de esfuerzos locales, esto se ve claro en el mapa de velocidades LOS interpolados (PSI), se detecta una deflación, y en el bloque izquierdo del mapa de desplazamientos Arriba-Abajo de este trabajo. Entonces, existe un esfuerzo tectonomagnético (esfuerzo local) que prevalece sobre el esfuerzo regional, originando el carácter actual de la falla de Los Humeros de tipo inversa.

La sismicidad que se ha reportado, a partir de que entró en operación el campo, es que existe una sismicidad inducida (un 90 %) debido al campo. Como lo reportado en

Lermo Samaniego y col., (2016), es que previo a que ocurriera el sismo de Los Humeros, los gatos de los pozos aumentaron, indicando que un detonador del sismo haya sido la sobre inyección.

Recomendaciones a futuro de este trabajo incluyen, el cálculo de un tercer interferograma que permita conocer la verdadera magnitud del desplazamiento en la dirección Norte-Sur; asegurar que el mecanismo focal presenta uno de tipo inverso, es que se realice una inversión de otro conjunto de datos sísmicos, tal vez proporcionados por otras instituciones, como lo es la Universidad Veracruzana la cual tiene convenio con el Servicio Sismológico Nacional. Con esto mejoraría los parámetros que alimentan al modelado con Coulomb, y así obtener parámetros precisos que definan el sismo de los Humeros, y adicionalmente realizar un modelado inverso de los datos DInSAR mediante Geodetic Bayesian Inversion Software (Bagnardi y Hooper, 2017) considerando una deformación compuesta.

Bibliografía

- Antayhua, Y (2007). «Sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros-Puebla (1997-2004), su relación con los pozos y la tectónica local. Universidad Nacional Autónoma de México». Tesis de maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, México. 136 pp. Inédito.
- Arellano, Víctor M y col. (2000). «Distribución inicial de presión y temperatura del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla». En: *Boletín iie julio-agosto* 1.
- Armenta, Magaly del Carmen Flores y Miguel Ramírez Montes (2010). «Perforación de pozos bilaterales: análisis y selección de pozos en el campo geotérmico de Los Humeros, Pue.» En: *GEOTERMIA*, pág. 61.
- Arzate, Jorge y col. (2018). «The Los Humeros (Mexico) geothermal field model deduced from new geophysical and geological data». En: *Geothermics* 71, págs. 200-211.
- Bagnardi, Marco y AJ Hooper (2017). «GBIS (Geodetic Bayesian Inversion Software): Rapid Inversion of InSAR and GNSS Data to Estimate Surface Deformation Source Parameters and Uncertainties». En: *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Bekesi, Eszter y col. (2018). «Active deformation of the Los Humeros geothermal field Mexico based on InSAR persistent scatterers». En: *EGU General Assembly*.
- Campos-Enriquez, JoséOscar y Victor Hugo Garduño-Monroy (1987). «The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico». En: *Geothermics* 16.5-6, págs. 539-554.
- Carrasco-Núñez, G y col. (2017). «Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt». En: *Geothermics* 67, págs. 1-17.
- Carrasco-Núñez, Gerardo, Arturo Gómez-Tuena y Laura Lozano (1997). *Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, Central Mexico*. Geological Society of America.
- Carrasco-Núñez, Gerardo y col. (2010). «Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197.1, págs. 209-224.
- Carrasco-Núñez, Gerardo y col. (2017). «Geologic map of Los Humeros volcanic complex and geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt». En: *Terra Digitalis* 1.2.
- Cavalié, O y col. (2007). «Ground motion measurement in the Lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis: Probing the lithosphere rheological structure». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112.B3.

- Chandra, AM y Santi Kumar Ghosh (2006). *Remote sensing and geographical information system*. Alpha Science Int'l Ltd.
- Costantini, Mario (1998). «A novel phase unwrapping method based on network programming». En: *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing* 36.3, págs. 813-821.
- Costantini, Mario, Alfonso Farina y Francesco Zirilli (1999). «A fast phase unwrapping algorithm for SAR interferometry». En: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 37.1, págs. 452-460.
- Dávila-Harris, Pablo y Gerardo Carrasco-Núñez (2014). «An unusual syn-eruptive bimodal eruption: the Holocene Cuicuitl Member at Los Humeros caldera, Mexico». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 271, págs. 24-42.
- Dawson, John y col. (2008). «Shallow intraplate earthquakes in Western Australia observed by interferometric synthetic aperture radar». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113.B11.
- Delacourt, C, P Briole y JA Achache (1998). «Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography. Application to Etna». En: *Geophysical Research Letters* 25.15, págs. 2849-2852.
- Doin, M-P y col. (2009). «Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry: Validation with global atmospheric models». En: *Journal of Applied Geophysics* 69.1, págs. 35-50.
- Earle, Paul S y col. (2001). «Potential of InSAR for routine earthquake analysis». En: *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Elliott, JR y col. (2008). «InSAR slip rate determination on the Altyn Tagh Fault, northern Tibet, in the presence of topographically correlated atmospheric delays». En: *Geophysical Research Letters* 35.12.
- Ferriz, Horacio y Gail A Mahood (1984). «Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89.B10, págs. 8511-8524.
- Fialko, Yuri (2004). «Probing the mechanical properties of seismically active crust with space geodesy: Study of the coseismic deformation due to the 1992 Mw7.3 Landers (southern California) earthquake». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109.B3.
- Garduño Monroy, VH, F Romero Ríos y R Torres Hernández (1985). «Análisis estructural del campo geotérmico de Los Humeros, Pue». En: *Comisión Federal de Electricidad, Informe interno* 26, pág. 85.
- Goldstein, Richard M y Charles L Werner (1998). «Radar interferogram filtering for geophysical applications». En: *Geophysical research letters* 25.21, págs. 4035-4038.
- Goldstein, Richard M, Howard A Zebker y Charles L Werner (1988). «Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping». En: *Radio science* 23.4, págs. 713-720.
- González, Pablo J y col. (2015). «The 2014–2015 eruption of Fogo volcano: Geodetic modeling of Sentinel-1 TOPS interferometry». En: *Geophysical research letters* 42.21, págs. 9239-9246.
- Hanssen, Ramon F (2001). *Radar interferometry: data interpretation and error analysis*. Vol. 2. Springer Science & Business Media.

- Hooper, Andrew, P Segall y Howard Zebker (2007). «Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112.B7.
- Hu, Jun y col. (2014). «Resolving three-dimensional surface displacements from InSAR measurements: A review». En: *Earth-Science Reviews* 133, págs. 1-17.
- Lermo, Javier y col. (2008). «Estudio sismológico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte I: Sismicidad, mecanismos de fuente y distribución de esfuerzos». En: *GEOTERMIA*, pág. 25.
- Lermo J Guerrero J, Soto J., ed. (1999). *Procesado e Interpretación de Datos Sísmicos de la Red Sismológica del Campo Geotérmico de Los Humeros, Pue.* (Veracruz, México).
- Lermo Samaniego, Javier Francisco y col. (2016). «Sísmica pasiva en el campo geotérmico de los Humeros, Puebla-México y su relación con los pozos inyectores». En: *XVIII Congreso Peruano de Geología*.
- Li, Zhenhong y col. (2005). «Interferometric synthetic aperture radar (InSAR) atmospheric correction: GPS, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), and InSAR integration». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110.B3.
- Li, Zhenhong y col. (2006). «Assessment of the potential of MERIS near-infrared water vapour products to correct ASAR interferometric measurements». En: *International Journal of Remote Sensing* 27.2, págs. 349-365.
- Lillesand, TM, RW Kiefer y JW Chipman (1987). «Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Sons, New York.» En: *Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Sons, New York*.
- Lira, J (2010). «Tratamiento digital de imágenes multiespectrales». En: *UNAM (Electronic BOOK: www. lulu. com).[Links]*.
- Lira, Jorge (2001). «Sistema radar de imágenes». En: *Monografías del Instituto de Geofísica/5, UNAM*, págs. 28-31.
- López-Quiroz, Penélope y col. (2009). «Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry». En: *Journal of Applied Geophysics* 69.1, págs. 1-15.
- Lu, Zhong y Daniel Dzurisin (2014). «InSAR imaging of Aleutian volcanoes». En: *InSAR Imaging of Aleutian Volcanoes*. Springer, págs. 87-345.
- Maitre, Henri (2010). *Processing of Synthetic Aperture Radar (SAR) Images*. Wiley.
- Mitasova, Helena y Markus Neteler (2004). «GRASS as open source free software GIS: accomplishments and perspectives». En: *Transactions in GIS* 8.2, págs. 145-154.
- Norini, G y col. (2015). «Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros Volcanic Complex: Implications for volcano structure and geothermal exploration». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301, págs. 221-237.
- Okada, Yoshimitsu (1992). «Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space». En: *Bulletin of the Seismological Society of America* 82.2, págs. 1018-1040.
- Pepe, Antonio y Fabiana Calò (2017). «A Review of Interferometric Synthetic Aperture RADAR (InSAR) Multi-Track Approaches for the Retrieval of Earth's Surface Displacements». En: *Applied Sciences* 7.12, pág. 1264.

- Ponce, L y C Rodríguez (1977). «Microearthquake activity associated to Los Humeros caldera, Mexico: Preliminary survey». En: *Geofísica Internacional* 17.4.
- Purkis, Sam J y Victor V Klemas (2011). *Remote sensing and global environmental change*. John Wiley & Sons.
- Remy, D y col. (2003). «Accurate measurements of tropospheric effects in volcanic areas from SAR interferometry data: Application to Sakurajima volcano (Japan)». En: *Earth and Planetary Science Letters* 213.3-4, págs. 299-310.
- Richards, John Alan y col. (2009). *Remote sensing with imaging radar*. Vol. 1. Springer.
- Rojas, E. (2016). «Litoestratigrafía, petrografía, y geoquímica de la Toba Llano, y su relación con el cráter El Xalapazco, Caldera De Los Humeros, Puebla.» Tesis de mtría. México: IPICYT.
- Samsonov, Sergey y Kristy Tiampo (2006). «Analytical optimization of a DInSAR and GPS dataset for derivation of three-dimensional surface motion». En: *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 3.1, págs. 107-111.
- Sandwell, David y col. (2011). «Open radar interferometry software for mapping surface deformation». En: *Eos, Transactions American Geophysical Union* 92.28, págs. 234-234.
- Santos Basurto, Reynaldo (2015). «Interferometría de Radar de Apertura Sinética (InSAR) aplicada a una caldera volcánica: Los Humeros Puebla-México . Universidad Nacional Autónoma de México». Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería UNAM, México. 127 pp. Inédito.
- Sarychikhina, O (2010). «The spatial and temporal distribution of the ground deformations in the Mexicali Valley in the context of tectonic, anthropogenic and seismic processes». Tesis doct. PhD Thesis, CICESE, Mexico.
- Sarychikhina, O, E Glowacka y J Mojarro (2016). «Surface deformation associated with geothermal fluids extraction at the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico revealed by DInSAR technique». En: *Living Planet Symposium*. Vol. 740, pág. 294.
- Sarychikhina, Olga, Ewa Glowacka y Braulio Robles (2018). «Multi-sensor DInSAR applied to the spatiotemporal evolution analysis of ground surface deformation in Cerro Prieto basin, Baja California, Mexico, for the 1993–2014 period». En: *Natural Hazards* 92.1, págs. 225-255.
- Sarychikhina, Olga y col. (2011). «Land subsidence in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, from 1994 to 2005: An integrated analysis of DInSAR, leveling and geological data». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 204.1, págs. 76-90.
- Sarychikhina, Olga y col. (2015). «Estimation of Seismic and Aseismic Deformation in Mexicali Valley, Baja California, Mexico, in the 2006–2009 Period, Using Precise Leveling, DInSAR, Geotechnical Instruments Data, and Modeling». En: *Pure and Applied Geophysics* 172.11, págs. 3139-3162.
- Taylor, Michael y Gilles Peltzer (2006). «Current slip rates on conjugate strike-slip faults in central Tibet using synthetic aperture radar interferometry». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111.B12.

- Toda, Shingi y col. (2011). *Coulomb 3.3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching-user guide*. Inf. téc. US Geological Survey.
- Urban, Edgar y Javier F Lermo (2013). «Local seismicity in the exploitation of Los Humeros geothermal Field, Mexico». En: *PROCEEDINGS of thirty-eighth workshop on geothermal reservoir engineering*.
- Urban-Rascón, E. (2016). «Análisis y determinación de la magnitud de los esfuerzos in situ, con la actividad sísmica local, en la explotación del campo geotérmico Los Humeros, Puebla». Tesis de mtría. Ciudad Universitaria, México: Insistuto de Ingeniería, UNAM.
- Veci, Luis y col. (2017). «ESA's Multi-mission Sentinel-1 Toolbox». En: *EGU General Assembly Conference Abstracts*. Vol. 19, pág. 19398.
- Viniegra Osorio, F (1965). «Geología del macizo de Teziatlán y la cuenca Cenozoica de Veracruz». En: *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros* 17, págs. 100-135.
- Webley, PW y col. (2002). «Atmospheric water vapour correction to InSAR surface motion measurements on mountains: results from a dense GPS network on Mount Etna». En: *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 27.4-5, págs. 363-370.
- Wegmüller, U, Charles Werner y Tazio Strozzi (1998). «SAR interferometric and differential interferometric processing chain». En: *Geoscience and Remote Sensing Symposium PROCEEDINGS, 1998. IGARSS'98. 1998 IEEE International*. Vol. 2. IEEE, págs. 1106-1108.
- Werner, Charles y col. (2000). «Gamma SAR and interferometric processing software». En: *Proceedings of the ers-envisat symposium, gothenburg, sweden*. Vol. 1620, pág. 1620.
- Willcox, Christopher Philip (2011). «Eruptive, magmatic and structural evolution of a large explosive caldera volcano, Los Humeros, Central Mexico». Tesis doct. University of Leicester.
- Wright, Tim J, Barry E Parsons y Zhong Lu (2004). «Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR». En: *Geophysical Research Letters* 31.1.
- Yague-Martinez, Nestor, Pau Prats-Iraola y Francesco De Zan (2016). «Coregistration of interferometric stacks of Sentinel-1A TOPS data». En: *EUSAR 2016: 11th European Conference on Synthetic Aperture Radar, PROCEEDINGS of* VDE, págs. 1-6.
- Yanez-García, C y S García-Durán (1982). «Exploración de la Región Geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad». En: *Reporte Técnico*.
- Yu, Chen, Zhenhong Li y Nigel T Penna (2018). «Interferometric synthetic aperture radar atmospheric correction using a GPS-based iterative tropospheric decomposition model». En: *Remote Sensing of Environment* 204, págs. 109-121.
- Yu, Chen, Nigel T Penna y Zhenhong Li (2017). «Generation of real-time mode high-resolution water vapor fields from GPS observations». En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122.3, págs. 2008-2025.
- Yu, Chen y col. (2018). «Generic atmospheric correction model for Interferometric Synthetic Aperture Radar observations». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.