



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE
MÉXICO**



FACULTAD DE GEOGRAFÍA

**ANÁLISIS DE SUBSIDENCIA DEL TERRENO EN EL
VALLE DE TOLUCA A PARTIR DEL MÉTODO DUAL
PAIR INTERFEROMETRY (DPI)**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
LICENCIADO EN GEOGRAFIA**

PRESENTA:

**IVONNE HERNÁNDEZ CONDE
GENERACIÓN 2008-2013**

DIRECTORA DE TESIS

DRA. NORMA DÁVILA HERNÁNDEZ

REVISORES

**MTRO. RAÚL EDUARDO MURILLO OLVERA
DRA. MARIVEL HERNÁNDEZ TÉLLEZ**

TOLUCA, MÉXICO, JULIO DE 2014

“EL ÉXITO CONSISTE EN OBTENER LO QUE SE DESEA. LA FELICIDAD, EN DISFRUTAR LO QUE SE OBTIENE.”

Ralph Waldo Emerson

AGRADECIMIENTOS

A MIS PADRES Y FAMILIARES

Agradezco infinitamente a mis padres y familiares por todo su apoyo, cariño y comprensión que me brindan día a día y por ser mi mayor motivación a seguir adelante.

A MI DIRECTORA Y REVISORES DE TESIS

Mi agradecimiento profundo es para la Dra. Norma Dávila Hernández Directora de tesis, por su paciencia, dedicación, consejos y apoyo incondicional para llevar a cabo mi trabajo de investigación.

Igualmente un sincero agradecimiento al Mtro. Raúl Eduardo Murillo Olvera y la Dra. Maribel Hernández Téllez por los consejos que me brindaron para mejorar mi trabajo.

Por último, agradezco a mis amigos quienes me apoyaron y han sido más que comprensivos con todo el tiempo que les he robado.

Dedicado a mi abuelo Q.P.D. porque siempre creyó en mí.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1	7
INTRODUCCIÓN	7
1.1. GENERALIDADES	7
1.2. ANTECEDENTES	8
1.3. JUSTIFICACIÓN.....	12
1.4. OBJETIVOS.....	12
1.4.1. Objetivo General.....	12
1.4.2. Objetivos Específicos.....	12
1.5. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	13
1.5.1. Ubicación geográfica del Acuífero del Valle de Toluca.....	13
1.5.2. Geología.....	14
CAPÍTULO 2	18
MARCO TEÓRICO	18
2.2. PERCEPCIÓN REMOTA E INTRODUCCIÓN A IMÁGENES DE RADAR	19
2.2.1. Percepción Remota	19
2.2.2. Sensores Activos y Pasivos.....	19
2.2.3. Formación de una Imagen de Radar.....	20
2.2.4. Funciones de los Sistemas de Radar de Apertura Real y Radar de Apertura Sintética.....	26
2.2.5. Geometría Básica de un Sistema SAR.....	30
2.2.6. Interferometría SAR (InSAR)	31
2.2.7. DInSAR.....	34
2.2.8. Características del Sensor ENVISAT ASAR.....	36
CAPÍTULO 3	38
MATERIALES Y METODOLOGÍA	38
3.1.1. Materiales	41
3.1.2. FASE 1. Pre-Procesamiento de Imágenes.....	43

CAPÍTULO 4	49
RESULTADOS Y DISCUSIONES	49
4.1.3. Generación de los Mapas de Velocidad de Deformación y su asociación con los valores piezométricos y trabajo de campo.	60
4.1.4. Validación de resultados derivados de Análisis Piezométricos y trabajo de campo. 63	
4.1.5. Validación de resultados derivados del Método Dual Pair Interferometry a partir de trabajos de investigación previos. Calderhead et al., 2010, Chaussard et al., 2013, Dávila et al., 2014.....	69
.....	70
CAPÍTULO 5	73
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	73
CAPÍTULO 6	75
BIBLIOGRAFÍA	75

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Regiones del espectro electromagnético donde se encuentra operando el radar	21
Tabla 2.2. Funciones y características del sensor ENVISAT	37
Tabla 3.1. Listado de imágenes adquiridas para un período de entre 26/03/2003 y 20/10/2010	39
Tabla 4.1. Datos obtenidos a partir de la estimación de líneas de base con imágenes complejas SLC	50

ÍNDICE

Figura 1.1. Mapa de ubicación del Acuífero del Valle de Toluca	13
Figura 1.2. Mapa Geológico del Acuífero del Valle de Toluca	15
Figura 1.3. Mapa hidrogeológico del Acuífero del Valle de Toluca	17
Figura 2.1. Compactación de sedimentos que determinan la formación de agrietamientos	18
Figura 2.2. Funciones de un sensor activo y un pasivo	20
Figura 2.3. Espectro electromagnético	21
Figura 2.4. Onda electromagnética	23
Figura 2.5. Longitud de onda, amplitud y frecuencia.	23
Figura 2.6. Radar, adquisición	25
Figura 2.7. Principio básico de un sistema radar	26
Figura 2.8. Principio básico de Radar de Apertura Sintética	27
Figura 2.9. Corrimiento Doppler	28
Figura 2.10. Cambio en frecuencia por el efecto doppler	29
Figura 2.11. Teoría básica de la geometría de un SAR	31
Figura 2.12. Geometría de un par interferométrico	32
Figura 2.13. Cambio topográfico a lo largo de la trayectoria del radar	34
Figura 2.14. Principales subsistemas del satélite ENVISAT en su fase de integración	36
Figura 3.1. Diagrama de flujo de las etapas metodológicas	40
Figura 3.2. Líneas de base normal y temporal	42
Figura 3.3. Modulo promediado de 27 imágenes ENVISAT (técnica multi-looking)	43
Figura 3.4. Diagrama de flujo representado el método de DInSAR	45
Figura 3.5. Estimación de la coherencia durante el método de Dual Pair Interferometry	47
Figura 3.6. Cálculo del interferograma diferencial	47
Figura 3.7. Desarrollo de la fase (phase unwrapping)	47
Figura 3.8. Transformación a valores complejos (estimación de la velocidad de deformación)	47
Figura 4.1. (a) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-15/10/2008	52
Figura 4.1. (b) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-24/12/2008	53

Figura 4.1. (c) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-04/11/2009	54
Figura 4.1. (d) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-13/01/2010	55
Figura 4.1. (e) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-17/02/2010	56
Figura 4.1. (f) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-28/04/2010	57
Figura 4.1. (g) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-07/07/2010	58
Figura 4.1. (h) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-02/06/2010	59
Figura 4.2. Evolución de la velocidad de deformación	61
Figura 4.3. Evolución de la velocidad de deformación	62
Figura 4.4. Evolución de los niveles de agua subterránea del multipiezómetro PL-130	65
Figura 4.5. Evolución de los niveles de agua subterránea del multipiezómetro PL-201	65
Figura 4.6. Evolución de los niveles de agua subterránea del multipiezómetro PL-202	66
Figura 4.7. Evolución de los niveles de agua subterránea del multipiezómetro PL-205	66
Figura 4.8. Mapa de ubicación de puntos de monitoreo con GPS	68
Figura 4.9. Fotografía que evidenció la presencia de fractura en una grada	68
Figura 4.10. Fotografía que evidenció un socavón generado por una fuga de agua	68
Figura 4.11. Fotografía que evidenció la presencia de fracturas en el terreno	68
Figura 4.12. Fotografía que evidenció la presencia de agrietamiento en el terreno	68
Figura 4.13. Fotografía que evidenció la presencia de agrietamiento en el terreno	68
Figura 4.14. Fotografía que evidenció pozos de extracción dentro de una zona industrial	68
Figura 4.15. Fotografía que evidenció presencia de limo y arcilla	68
Figura 4.16. Fotografía que evidenció agrietamiento en horizontes de suelo	68
Figura 4.17. Fotografía que evidenció presencia de fractura en una grada	68
Figura 4.18. Diagrama del comparativo de distintas metodologías	70
Figura 4.19. Resultados de los mapas de deformación mediante el método (PS)	71
Figura 4.20. Resultados de los mapas de deformación mediante el método (SBAS)	71
Figura 4.21. Resultados de los mapas de deformación mediante el método (PS)	72
Figura 4.22. Resultados de los Mapas de mediante el método Dual Pair Interferometry (DPI)	72

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES

El crecimiento urbano tanto de la Ciudad de México como de la Ciudad de Toluca ha dependido de la continua disposición de los recursos del Acuífero del Valle de Toluca (AVT), por lo que los altos niveles de explotación han provocado un impacto negativo en el acuífero como el descenso del nivel freático, la disminución de caudales en ríos y desecación de humedales. La máxima expresión de la explotación del acuífero en la superficie la identificamos a partir de procesos de subsidencia del terreno que pueden llegar a afectar el equipamiento urbano y uso habitacional. Dichos procesos diferenciales pueden ser intensificados cuando el acuífero se encuentra constituido geológicamente por rellenos granulares y por la compactación de los materiales que rodean la cuenca, es decir, la presión ejercida sobre el terreno.

Existen diversos factores que causan el abatimiento del Acuífero del Valle de Toluca. En los últimos 60 años el Estado de México abastece de agua potable al Valle de México cubriendo el 30% del líquido consumido en el Valle diariamente, lo que ha dado como consecuencia una sobreexplotación a un ritmo mucho mayor correspondiente por la densidad de población que alberga el Valle de Toluca.

De igual manera, en la actualidad el Acuífero del Valle de Toluca beneficia aproximadamente a una población de 2 millones de habitantes y alrededor de 10 parques industriales, dando lugar a una constante degradación en la calidad del agua y alteraciones ocurridas en la hidrología superficial, un aumento en la extracción de aguas freáticas, y al mismo tiempo provocando el descenso de los niveles piezométricos; quedando así en condiciones de sobreexplotación extrema (Gárfias 2008). En 1986 la Comisión Nacional del Agua (CNA) instaló una serie de multipiezómetros constituida por puntos de monitoreo discretos con profundidades que van de los 10 y 300 metros aproximadamente; así, los registros muestran una disminución en la carga hidráulica, sobre todo los cercanos a los pozos de producción del sistema Lerma, (CNA, 1997).

En este sentido la Percepción Remota, los Sistemas de Información Geográfica y el uso de las geotecnologías han logrado desempeñar un papel fundamental en el monitoreo constante del medio ambiente; guardando así una importancia relevante para efectuar diagnósticos, análisis y evaluación de los recursos naturales así como cualquier tipo de fenómeno que pueda ser caracterizado en el espacio geográfico. Por esta razón los sensores remotos han demostrado ser una herramienta potencial para el monitoreo de deformaciones superficiales debido a que permite trabajar grandes áreas con altas resoluciones espaciales, por lo que, una imagen satelital nos permitirá obtener información tanto histórica como reciente para monitoreo de un fenómeno así como la actualización en el tiempo que lo caracteriza en un área determinada; proporcionando así información a corto plazo y facilitando así la caracterización espacial del fenómeno.

1.2. ANTECEDENTES

El agua subterránea constituye la principal fuente de agua potable en el Valle de Toluca, esto ha dado lugar a una sobreexplotación del acuífero, así como la reducción de zonas húmedas y una constante degradación de la calidad del agua. De acuerdo a lo anterior, resulta importante la aplicación de metodologías que faciliten la cuantización y evaluación espacial del grado de afectación de los acuíferos y procesos secundarios como es el caso de las subsidencias.

En distintas regiones del mundo el fenómeno de subsidencia ha sido estudiado a través de técnicas que muestran un mayor detalle espacial y temporal en la evaluación del riesgo, estas técnicas cuentan con un gran potencial para la detección y predicción de daños estructurales en ambientes urbanos. Las mediciones tradicionales de los hundimientos de la tierra han sido mediante métodos geodésicos tales como nivelación precisa, GPS, modelación numérica, y monitoreo por piezometría proporcionando mediciones exactas y precisas en puntos discretos sobre una superficie de deformación con una alta cobertura espacial (Sarychikhina, 2010), sin embargo la combinación de estas técnicas con la Interferometría Diferencial de RADAR, DInSAR, se viene incorporando en los últimos cinco años y ha guardado una especial aplicación en la evaluación espacial de procesos de subsidencia en ambientes urbanos a nivel mundial, en específico para el diagnóstico multitemporal de las subsidencias y los cambios de desplazamiento del terreno en

zonas de explotación de acuíferos; esto debido a la capacidad de monitoreo que tiene en grandes extensiones de terreno no importando las condiciones atmosféricas del lugar al momento de la toma de la escena.

Como se mencionó en el párrafo anterior, existen diversas aplicaciones para el estudio de subsidencias con datos complejos de radar las cuales son mencionados a continuación: Carnec y Fabriol, (1999); Sneed et al., (2001); Zhou et al., (2003); Strozzi et al., (2003); Chang et al., (2004); Teatini et al., (2005); Tomás et al., (2005); Fruneau et al., (2005); Agudo et al., (2005); Zhang et al., (2007); Stramondo et al., (2007); Finnegan et al., (2008); Blanco, (2008); Biescas et al., (2009). De todos los trabajos consultados se ha realizado una selección de aquellos más significativos relacionados con la extracción de agua y sobreexplotación de acuíferos.

En el acuífero de la Vega Media del río Segura ubicado en la región Murcia España, Tomás, et al., 2005 realizaron un estudio para el monitoreo de subsidencias en el periodo 1993-2004 empleando el método convencional de Interferometría Diferencial (DInSAR), identificando momentos críticos de aceleración del proceso de consolidación del terreno mostrando deformaciones máximas de hasta 8 cm, encontrando así una correspondencia directa con respecto a la evolución piezométrica en pozos situados dentro de los pixeles asociados a deformación; por lo que dicho fenómeno se produjo por la consolidación de los suelos finos que constituyen el sistema acuífero como consecuencia del incremento de las tensiones efectivas inducidas por los descensos piezométricos. De esta forma, se han aplicado en diversas regiones del mundo la técnica convencional DInSAR la cual consta en estimar la diferencia de fase únicamente entre pares complejos, que mediante su transformación a valores reales nos permite estimar la velocidad de cambio para un determinado punto en la superficie terrestre; la mayoría de los estudios han sido correlacionados con análisis piezométricos, volúmenes de extracción, estudios geofísicos y estratigráficos para determinar de manera precisa la causa de los procesos de deformación (Agudo et al., 2005; Blanco, 2008; Biescas, et al., 2009). En los últimos años se han venido aplicando diversas técnicas variantes de DInSAR tales como Persistent Scatterer Interferometry (PSI) Colesanti, Ferretti, Novali, Prati, y Rocca, (2003); Kampes, (2005), (2006); Bürgmann et al., (2006); Bell, Amelung, Ferretti, Bianchi, y Novali, (2008); Bock, Wdowinski, Ferretti, Novali, y Fumagalli, (2012), Small Baseline Subset (SBAS) Berardino, Fornaro, Lanari, y Sansosti, (2002); Usai, (2003); Casu, Manzo, y Lanari, (2006); Lanari et al., (2007), y un análisis en conjunto de las dos técnicas Ferretti et al., (2011); Yan et al., (2012), Dual Pair Interferometry (DPI) Hooper,

(2006) Gourmelen, Amelung, Casu, Manzo, y Lanari, (2007); Gourmelen, Amelung, y Lanari, (2010), tales algoritmos permiten analizar deformaciones del terreno para un periodo de tiempo determinado; logrando estimar velocidades de deformación a escala milimétrica considerando o no las variaciones presentadas para el periodo de tiempo considerado.

El análisis de las subsidencias en ambientes urbanos de México han sido tratados a partir de diversos enfoques como el hidrológico-geológico y numérico. Así, se puede mencionar el trabajo elaborado por Rudolph, et al., (1989) donde analizaron el comportamiento del flujo e introducción de salinos de los mantos acuíferos del centro de la ciudad de México, mediante la evaluación de datos históricos, estudios de campo y análisis numérico del flujo subterráneo; obteniendo así datos de distribución de concentraciones provenientes de los pozos explotados. Por su parte Lesser y Cortés., (1998) elaboraron secciones geológicas a lo largo de los ejes de los principales drenes, diferenciando la capa de arcillas que sobre yace al acuífero. El hundimiento total acumulado de 1981 a 1994 alcanza máximos de 10 m en el centro de la ciudad y ligeramente mayores de 6m en la zona sur del Distrito Federal.

En los últimos cinco años el uso de la Percepción Remota ha sido una herramienta factible en el estudio de las subsidencias del terreno. En particular el uso de técnicas DInSAR a partir de imágenes complejas de radar ha mostrado una importante relevancia en México y centro del país. Así se puede mencionar los trabajos realizados por: López et al., (2009); Osmanoglu et al., (2010); Sarychikhina et al., (2011); y Chaussard et al., (2013), en sus estudios aplican técnicas de DInSAR, PS y Small Baseline con imágenes EVISAT y ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*) de orden ascendentes y descendentes, para la evaluación de subsidencia en zonas urbanas e indican que las causas principales han sido por la sobreexplotación de los mantos acuíferos, (geología superficial, alta porosidad y permeabilidad de los sedimentos) y por la extracción de fluidos en campos geotérmicos (ubicación de la tectónica conocida como fallas). Utilizaron los datos de DInSAR y de nivelación histórica con el fin de evaluar los cambios en el patrón espacial y la tasa de hundimiento de la tierra, sin embargo la temporalidad que manejan no es la correcta para obtener mediciones más precisas, ya que el numero de imágenes y la correlación temporal no es suficiente para la disminución del error mostrando así deformaciones en un lapso de tiempo de hasta un año. Los resultados que obtuvieron mostraron hundimientos de hasta 40 cm/año en la Ciudad de México como máximo y de 5 a 10 cm/año como mínimo para otros estados, y finalmente realizaron una comparación con estudios previos para evaluar la variabilidad y la

distribución espacial de la subsidencia del terreno en determinado tiempo. Del mismo modo se pueden enunciar los trabajos realizados por Calderhead et al., (2010); Calderhead et al., (2011) en la evaluación de subsidencias en el Valle de Toluca mediante imágenes ERS-1 y 2, ENVISAT ASAR, y RADARSAT. En el primer trabajo utilizaron el método de Persistent Scatterers, dicha técnica consistió en comparar las imágenes Radarsat y Envisat para saber cuál era la apropiada y poder aplicar el método, posteriormente realizaron una comparación entre los datos obtenidos de las imágenes y de los datos de extensómetros para un mismo periodo de tiempo, los resultados mostraron una alta concentración de retrodispersión de la señal en la zona urbana sobre todo en el corredor industrial de la zona metropolitana del Valle de Toluca por la alta concentración de pozos de bombeo y por el alto contenido de arcilla compresible, mostrando un hundimiento de aproximadamente 40 cm en un periodo de 2003 a 2010. En el segundo trabajo muestran una incorporación 1D de principio de compactación a un modelo de flujo de aguas subterráneas en 3D para la misma zona de estudio, para ello realizan una simulación mediante los datos de DInSAR, el modelo 3D y los extensómetros, logrando obtener valores de subsidencia de hasta 2 m debido a la compactación del sistema acuífero. Los métodos de DInSAR convencional pueden ser de menor precisión comparado con el nuevo método disponible para predecir un hundimiento de mayor precisión, sin embargo la mayoría de estudios en México son mediante modelos numéricos de compactación, datos de campo y en los últimos años el método de DInSAR. Finalmente Garfias, et al., (2008); Salas García (2008); Realizaron un estudio con el objetivo de establecer una política de dirección para el desarrollo sustentable y dirección en el acuífero del Valle de Toluca para minimizar las subsidencias de la tierra. Utilizando 4 parámetros principales: recarga del acuífero, sobreexplotación, consumo local y relocalización de los sistemas de bombeado, Está claro que los cambios que se presentan día con día, el consumo de agua llevará a una subsidencia de más de 1.6 m encima, en un período de 40 años (2010-2050).

De acuerdo a lo anterior se evidencia que el uso de imágenes satelitales y en particular las imágenes de radar como una herramienta potencial en el análisis histórico de los fenómenos en el espacio geográfico; en específico para el estudio de las deformaciones que presenta el terreno con la finalidad de implementar acciones de mitigación que son necesarias para identificar zonas vulnerables a procesos de subsidencia.

1.3. JUSTIFICACIÓN

Resulta importante que el uso de las nuevas herramientas nos permitirá distinguir y analizar las áreas propensas a riesgo así como los procesos que lo generan, las imágenes son capaces de proporcionar rápidamente el acceso a información ambiental confiable sobre desastres, realizando mapas de deformación a nivel regional y posteriormente haciendo una identificación del fenómeno estudiado.

En los últimos diez años los sensores remotos han tenido una importancia relevante en la evaluación de los recursos naturales, así como cualquier tipo de fenómeno dinámico que pueda ser caracterizado en el espacio geográfico. De esta forma, el uso de imágenes de radar ha tenido un notable desempeño en la evaluación de subsidencias por sobreexplotación de acuíferos, ya que permite obtener datos milimétricos para estimar e identificar los cambios en el nivel del acuífero afectado estableciendo sus principales características y llevando a cabo un análisis comparativo de las mismas.

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. Objetivo General

Identificar las áreas asociadas a procesos de subsidencia derivados del abatimiento del acuífero a partir de un método de interferometría diferencial (DInSAR) conocido como Dual Pair Interferometry.

1.4.2. Objetivos Específicos

- 1) Calcular velocidades totales y promedios de subsidencias en el Valle de Toluca a partir de pares complejos de radar.
- 2) Realizar una correlación espacial de las subsidencias en el terreno obtenidas a partir de datos radar con respecto a mapas de tasas de abatimiento para el periodo 2000-2010.

1.5. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

1.5.1. Ubicación geográfica del Acuífero del Valle de Toluca

El acuífero del Valle de Toluca, se localiza en la parte Centro – Occidente del Estado de México, dentro de la cuenca Alta del Río Lerma, limita al Norte con el acuífero Atlacomulco-Ixtlahuaca, al Sur con el cerro de Tenango, al Sur-Poniente con el Volcán Nevado de Toluca, al Sur Oriente con el Cerro la Corona y al Oriente con la Sierra de las Cruces y Monte Alto, presenta una extensión de 2117.9 km² (Esteller y Andreu, 2005), una elevación media de 2570 msnm hasta la presa José Antonio Álzate, cubriendo un área total de 2,738 km², (GTZ, 2009) (Figura 1.1.).

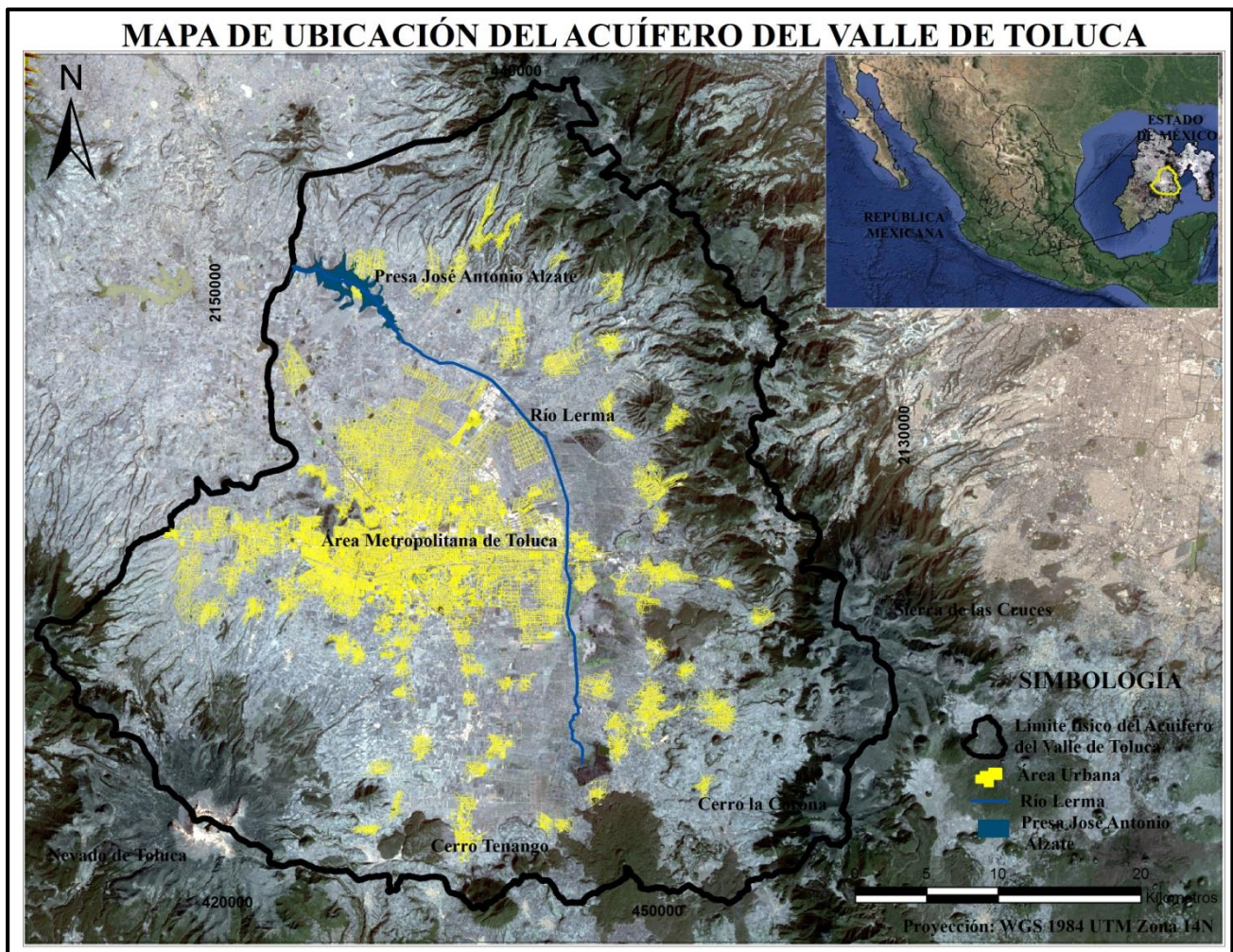


Figura 1.1. Mapa de ubicación del Acuífero del Valle de Toluca, considerando el sistema montañoso, el área metropolitana de Toluca como la parte más plana del acuífero, el río Lerma siendo el principal sistema superficial de drenaje de la región, y la presa José Antonio Álzate. (Elaboración propia).

1.5.2. Geología

La cuenca se encuentra limitada por diversas estructuras de origen volcánico, como el sistema montañoso Chichinautzin situado al este y el eje neovolcánico Nevado de Toluca (constituido por andesitas y dacitas calcialcalinas con espesores mayores de 100m, con una edad de 100 000 años) situado al oeste de la cuenca (Macías, 2006), ambos; corresponden a la actividad cuaternaria caracterizada por flujos piroclásticos y material no consolidado derivados de las fases explosivas volcánicas que asociados a eventos secundarios dieron lugar a la formación de lahares.

En términos de morfometría, la zona central del Valle de Toluca se caracteriza por pendientes no mayores a los 3° compuesta por depósitos aluviales derivado de la remoción de materiales granulares (procedentes del pie de monte de los sistemas montañosos) y depósitos lacustres compuestos por sedimentos limo y arcilla de gran espesor, con permeabilidades de medias a altas, presentes en el centro y este de la cuenca; derivado de lagos relictas (Dávila et al., 2014). Dicho valle está rodeado hacia el oriente, sur y poniente por elevaciones topográficas formadas por rocas de origen ígneo, andesítica y basáltica como la sierra de las Cruces, con elevaciones entre 3,600 y 3,800 msnm. La dinámica propia del ambiente tectónico regional, dio lugar a la formación de extensas fallas y una densa red de fracturamiento que afecta a toda la secuencia estratigráfica (Figura 1.2.).

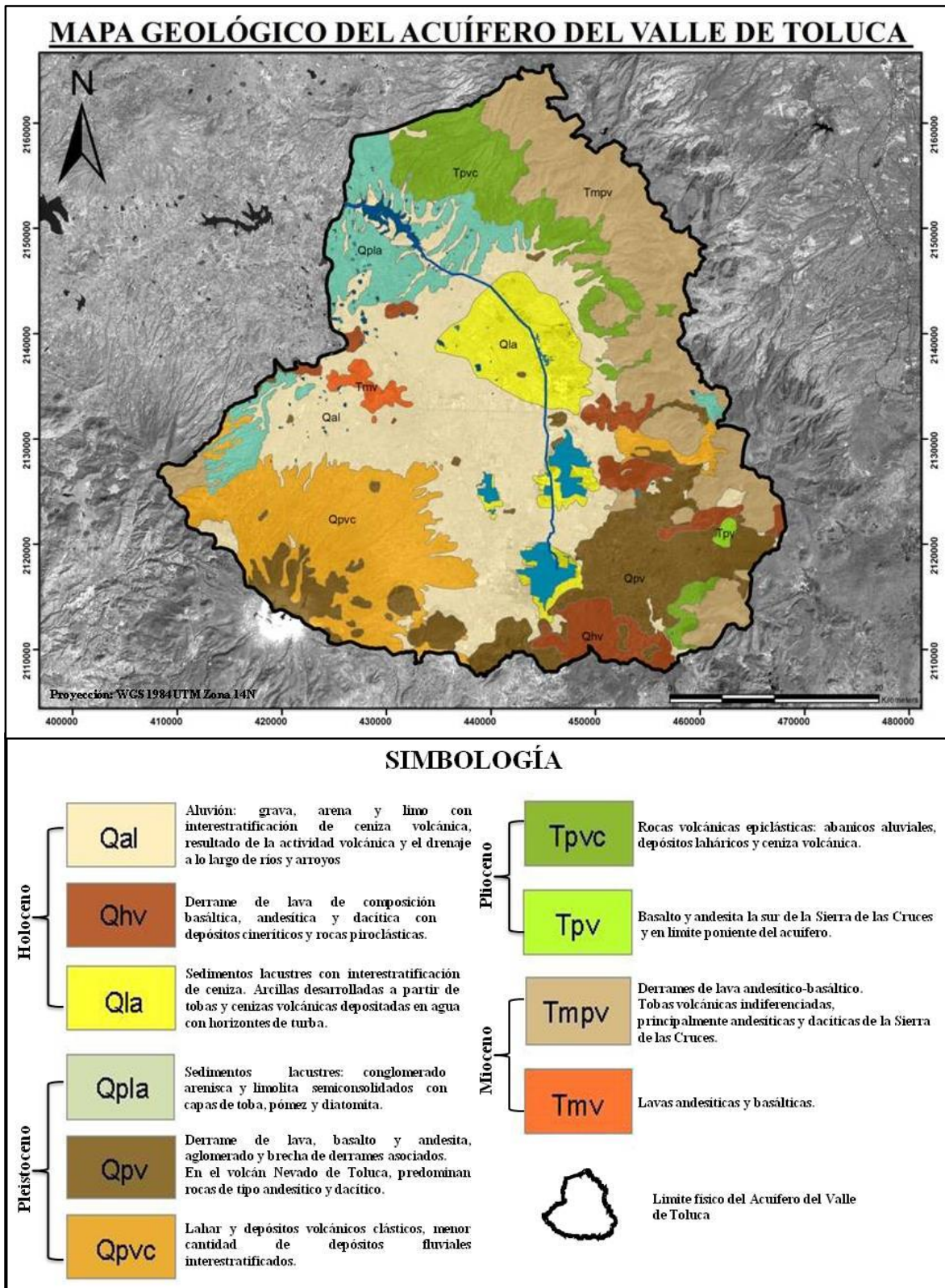


Figura 1.2. Mapa Geológico del Acuífero del Valle de Toluca. (modificado con datos del IFOMEGEM, y Díez, 2009).

Por otra parte, el sistema hidrológico dentro de la cuenca del Valle de Toluca se distingue por dos unidades acuíferas, uno en el medio poroso representado por depósitos de clásticos no consolidados que funciona como libre, drenaje diferido, el cual consiste principalmente de sedimentos aluviales heterogéneos, estos depósitos lacustres y aluviales se encuentran en un rango que fluctúa entre 100 m de espesor, hacia el centro del acuífero, otras unidades estratigráficas que constituyen un medio poroso son los flujos del Nevado de Toluca, y otro en el medio fracturado que consiste en una combinación de depósitos volcanoclástico asociados a una extensa formación basáltica, la principal fuente de recarga vertical es producida por la precipitación pluvial que captan las rocas fracturadas ampliamente expuestas en la zona de la sierra de las Cruces, las inmediaciones del volcán Nevado de Toluca y la que se infiltra en el propio valle (Hernández, 1986) (Figura 1.3.).

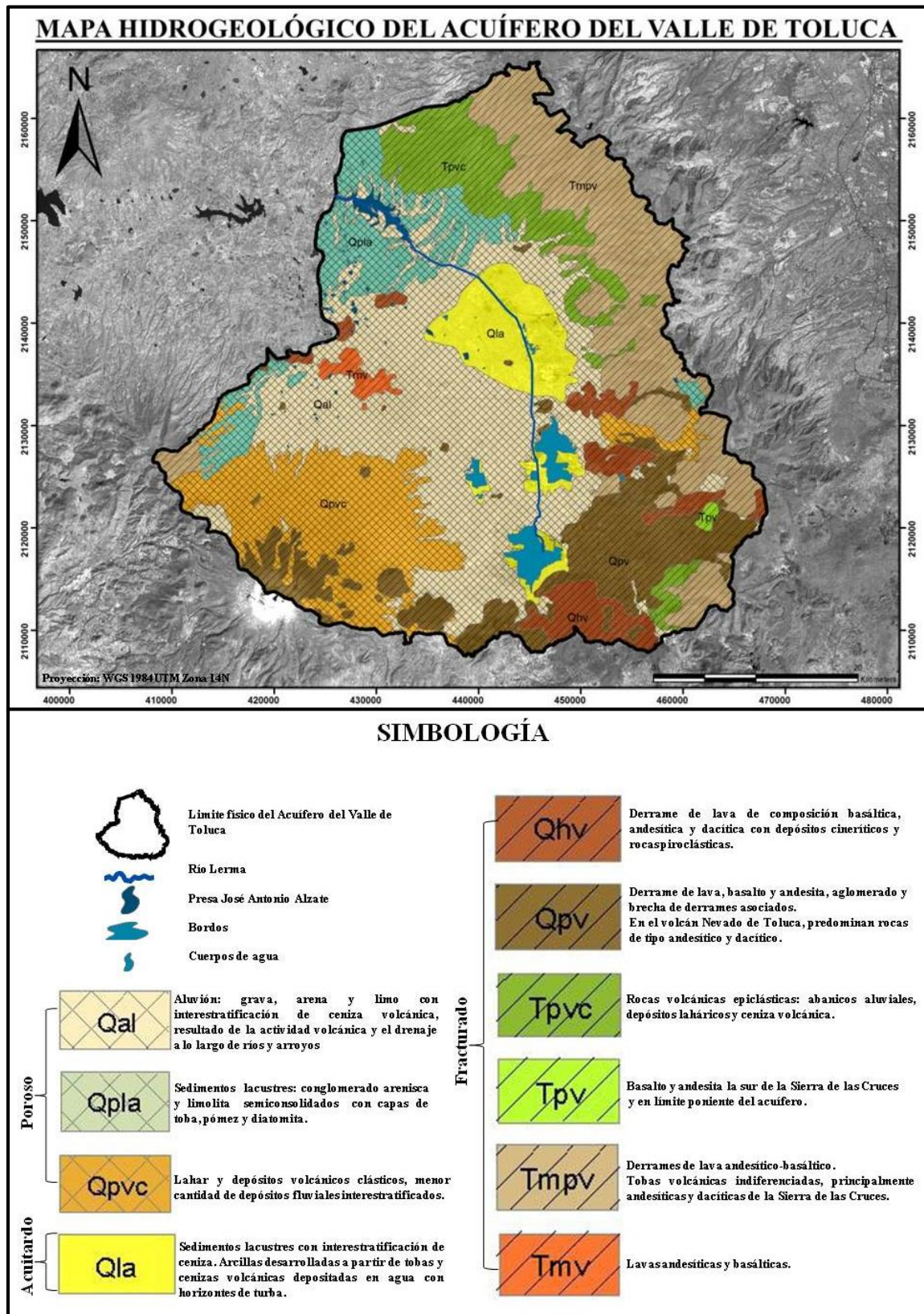


Figura 1.3. Mapa hidrogeológico del Acuífero del Valle de Toluca. (modificado con datos del IFOMEGEM, y Diez, 2009).

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO

2.1. SUBSIDENCIA

Se pueden encontrar diversas definiciones sobre el término subsidencia, sin embargo, como definición general, indicamos que una subsidencia es un movimiento lento o paulatino o deformación de la superficie del terreno debido a cambios tensionales tales como la compactación de las unidades geológicas que lo conforma, inducidos por el descenso del nivel freático caracterizando un área determinada (Corapcioglu, 1984).

Particularmente para fines de este trabajo, una definición más precisa de subsidencia será:

Hundimiento paulatino de la superficie de la tierra debido a un movimiento subsuperficial originado por la extracción de agua subterránea que puede aparecer en zonas donde esta se produce de forma extensiva, originando una disminución en la cantidad de agua contenida en las rocas y suelo de la zona, que se traduce en una compactación de depósitos de sedimentos (limos y arcillas), generando agrietamientos en la masa del relleno granular (Figura 2.1.).

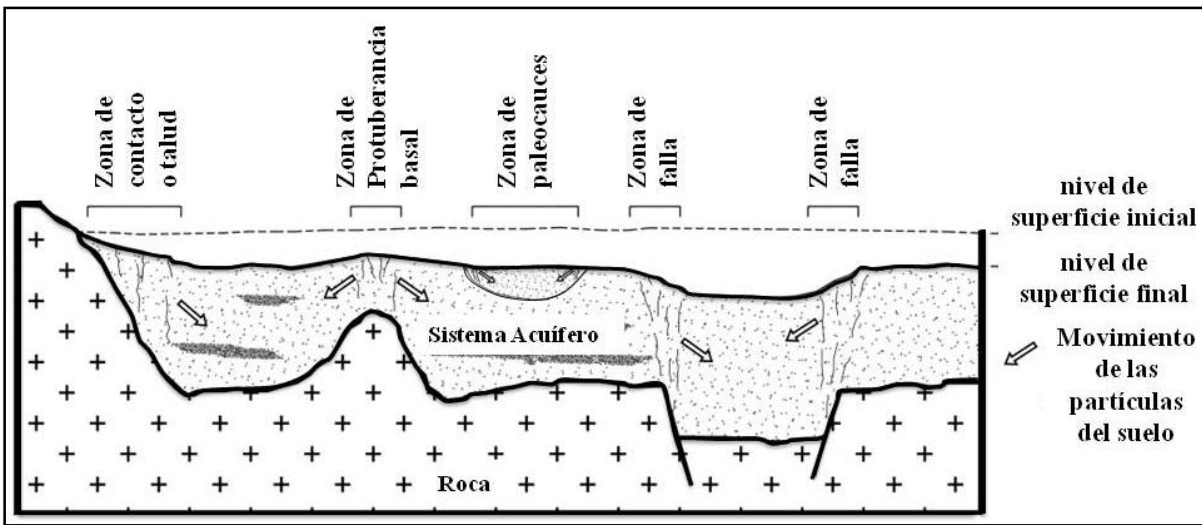


Figura 2.1. Compactación de sedimentos que determinan la formación de agrietamientos (tomado de Pacheco 2007)

2.2. PERCEPCIÓN REMOTA E INTRODUCCIÓN A IMÁGENES DE RADAR

2.2.1. Percepción Remota

El término Percepción Remota se define como la técnica para obtener información de un objeto, superficie o fenómeno a través del análisis de los datos adquiridos mediante un dispositivo que no esté en contacto físico con dicho objeto (Lillesand y Kiefer, 2001). En los últimos años debido a la alta capacidad de los sensores (alta resolución temporal, espacial y espectral) son capaces de proveer rápidamente acceso a información de cualquier fenómeno natural o antrópico sobre la superficie terrestre, siendo potencialmente útil en la identificación de áreas potenciales a peligros debido a la relativa rapidez y procesamiento de los datos para la obtención de resultados.

La obtención de los datos está influenciada por las interacciones de las diferentes partes integrantes de un Sistema de Percepción Remota como, fuente de energía o iluminación: que provee energía electromagnética al objeto de interés, atmosfera: energía que interactúa con este elemento al viajar del sensor al objeto y viceversa, objetos: dependiendo de sus propiedades es la interacción o respuesta a la energía recibida y reflejada (Dávila, 2011).

2.2.2. Sensores Activos y Pasivos

Los sensores pasivos son instrumentos de captación de imágenes que recogen la energía electromagnética que procede de las cubiertas terrestres, funcionan a partir de la señal emitida de forma natural y reflejada por los objetos percibidos. En función del procedimiento que se emplea para recibir esta radiación, los sensores pasivos se dividen en: sensores fotográficos, sensores óptico-electrónicos, y sensores de antena (Chuvieco, 2002).

Los sensores activos (RADAR) son capaces de emitir su propio haz de energía, que posteriormente recogen por reflexión sobre la superficie que se pretende observar. Debido a su flexibilidad, puede trabajar en cualquier tipo de condición atmosférica. Por tanto, a diferencia de los sensores pasivos, los activos, no sólo se limitan a recoger la energía que les llega de la superficie terrestre sino que, también son capaces de generar su propio haz. (Figura 2.2.).

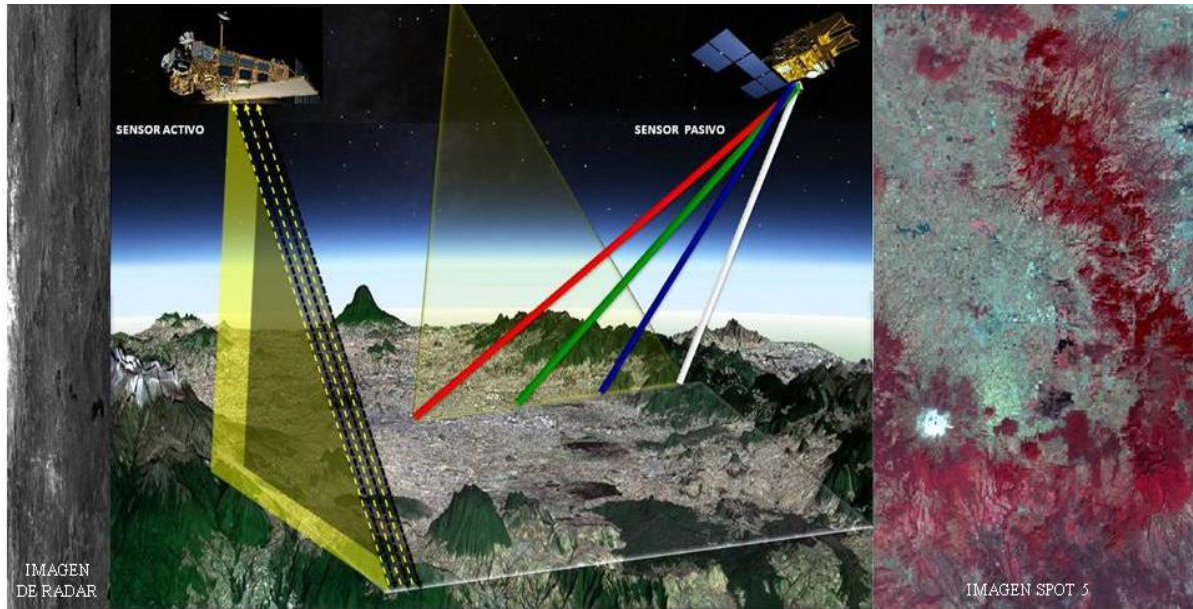


Figura 2.2. Funciones de un sensor activo y un pasivo, de lado izquierdo se puede apreciar un sensor activo que genera la radiación directa hacia la superficie, registrando de esa forma los datos para obtener una imagen de radar (ENVISAT-ASAR periodo 2003), y de lado derecho se observa un sensor pasivo recogiendo la energía procedente de la superficie terrestre reflejada de los rayos solares para obtener una imagen óptica (SPOT 5 periodo 2010), las dos imágenes corresponden a la zona acuífero del Valle de Toluca (Elaboración propia).

2.2.3. Formación de una Imagen de Radar

El desarrollo del Radar por sus siglas en inglés (Radio Detection and Ranging) comenzó en los 40's en la segunda guerra mundial (Lopinto, 2010), y se basa en medir el tiempo de retorno de la señal emitida y retrodispersada con el objetivo de determinar la distancia de la antena al objeto detectado y cuantificar las características físicas del mismo como su tamaño y sus características texturales (Hanssen, 2001). El radar se considera como un sensor activo debido a que emite su propia energía electromagnética controlada en la región de las micro-ondas cuya frecuencia está comprendida entre 1 GHz y 100 GHz o, lo que es lo mismo, longitudes de onda entre 0.3 mm y 100 cm) para captar una superficie de interés; constituyendo las longitudes de onda más amplias utilizadas en Teledetección (CCRS, 2001) (Figura 2.3. y Tabla 2.1.).

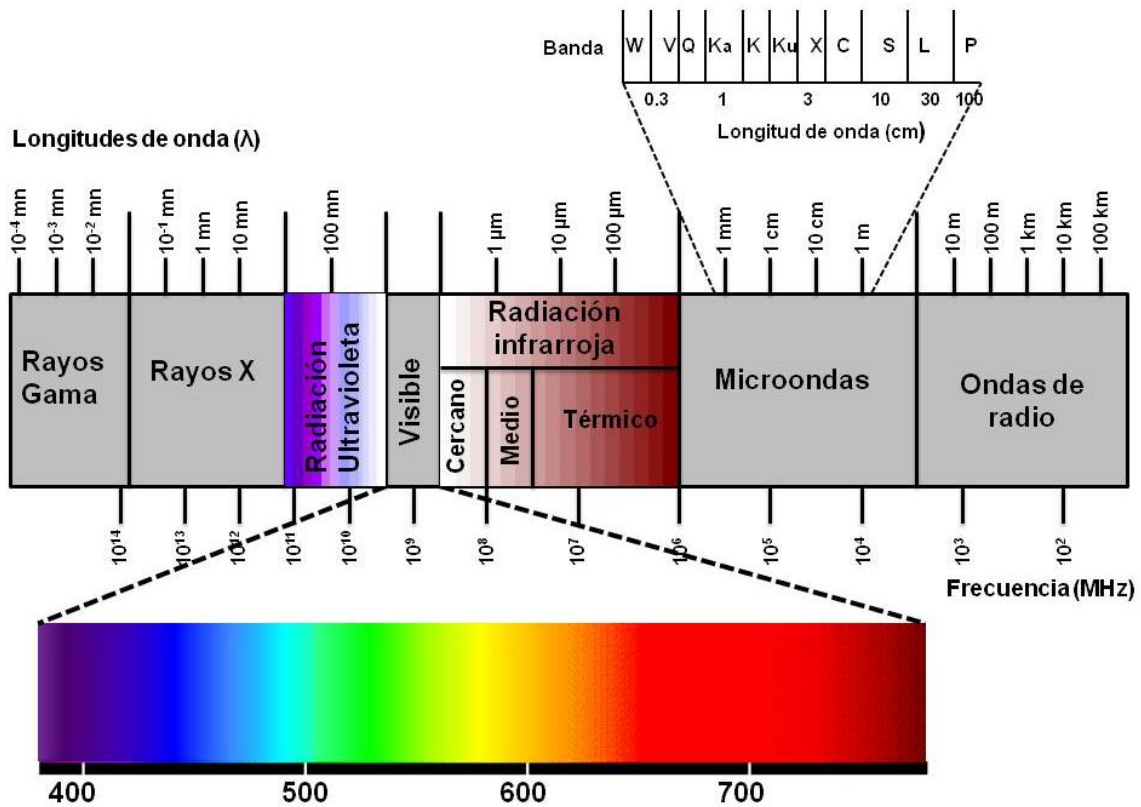


Figura 2.3. Espectro electromagnético, considerando las longitudes de onda en las que operan las bandas de las imágenes Radar (Modificado de Fernández, 2009).

Nombre	Longitudes de onda λ (cm)
Microondas	[0.1 – 100.0] cm
Banda Q	[0.10 – 0.27]cm
Banda W	[0.27 – 0.40] cm
Banda V	[0.40 – 0.75] cm
Banda Ka	[0.75 – 1.11] cm
Banda K	[1.11 – 1.67] cm
Banda Ku	[1.67 – 2.50] cm
Banda X	[2.50 – 3.75] cm
Banda C	[3.75 – 7.50] cm
Banda S	[7.50 – 15.0] cm
Banda L	[15.0 – 30.0] cm
Banda P	[30.0 – 100.0] cm

Tabla 2.1. Regiones del espectro electromagnético donde se encuentra operando el radar, con longitudes de onda desde algunos milímetros hasta algunos centímetros (Lira, 2010).

Las principales virtudes de esta región del espectro es que es independiente de la iluminación solar y de las condiciones atmosféricas porque trabaja a longitudes de onda muy superiores, y permite recoger información de zonas con cubierta de nubes, aunque es posible la presencia de efectos atmosféricos en las imágenes.

En particular una imagen de radar compleja SLC (Single Light Complex) cuenta con una magnitud (intensidad o cantidad de retrodispersión de la señal) y su constituyente es la fase, cuya órbita es de tipo descendente, la polarización es VV y el modo de adquisición es Stipmap.

Existen dos teorías que explican las propiedades de las radiaciones electromagnéticas, por un lado, presentamos la teoría ondulatoria enunciada por Huygens Maxwell, e indica que un fenómeno ondulatorio de transporte de energía, está formado por un campo eléctrico y otro magnético oscilante y perpendicular entre si y a su vez a la dirección de propagación (Figura 2.4.). La velocidad de desplazamiento en el vacío es de: $c = 299, 792, 458$ m/s, y al conjunto de los campos magnético y eléctrico se le llama campo de radiación. La radiación electromagnética, siendo un fenómeno ondulatorio, tiene asociada una longitud de onda λ y una frecuencia ν , ambas relacionadas entre sí por la expresión (Lira, 2010).

$$\nu\lambda = c$$

donde longitud de onda λ es la distancia entre dos picos y se define por la velocidad con que se propaga la onda c dividido por la frecuencia ν :

$$\lambda = c/\nu$$

La frecuencia es el número de ondas enteras que pasan por un punto fijo en un segundo. La velocidad se mide en m/s, la frecuencia en ciclos/s y la longitud de onda en metros. De igual forma, las ondas tienen una propiedad denominada amplitud, que es la distancia existente a partir del centro de la onda hasta el extremo de uno de sus picos (Lillesand, 2001 y Olmsted, 1993).

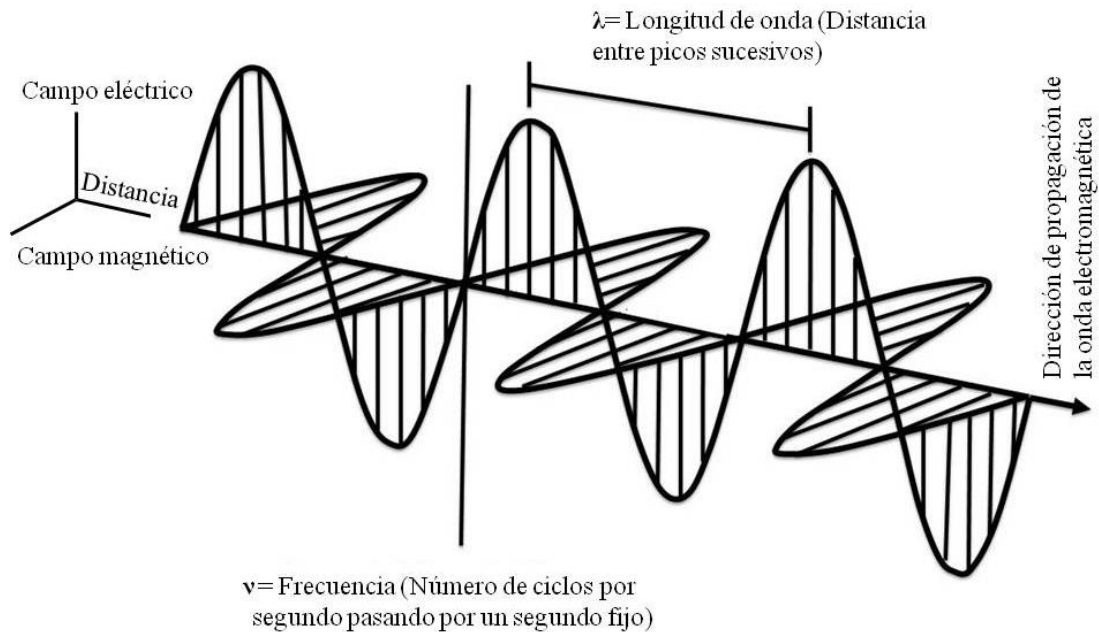


Figura 2.4. Onda electromagnética conformado por un campo eléctrico y uno magnético perpendiculares entre sí. (Modificado de Lira 2010).

Por otro lado la teoría cuántica declarada por Planck y Einstein, se refiere a la sucesión de unidades discretas de energía (fotones) con masa igual a cero. Es decir, la cantidad de energía transportada por un fotón es:

$$E_V = h\nu = h \frac{c}{\lambda}$$

Donde h es la constante de Planck (6.6256×10^{-34}) joules y F es la frecuencia, esto significa que a mayor frecuencia, mayor será la energía transportada y viceversa; por eso será más difícil detectar radiación de frecuencias bajas, porque conllevan menor cantidad de energía.

Actualmente, se considera que la radiación electromagnética presenta una doble naturaleza, ondulatoria y cuántica, la primera se manifiesta en los fenómenos de propagación y la segunda en su interacción con la materia (Ormeño, 2006).

Por otra parte, en términos generales la energía electromagnética presenta tres características principales: frecuencia, polarización y longitud de onda (inversamente proporcional a longitud de onda), (Dávila, 2011). La Figura 2.5. muestra un ejemplo de onda, donde la frecuencia es dos ciclos por segundo o 2 Hz.

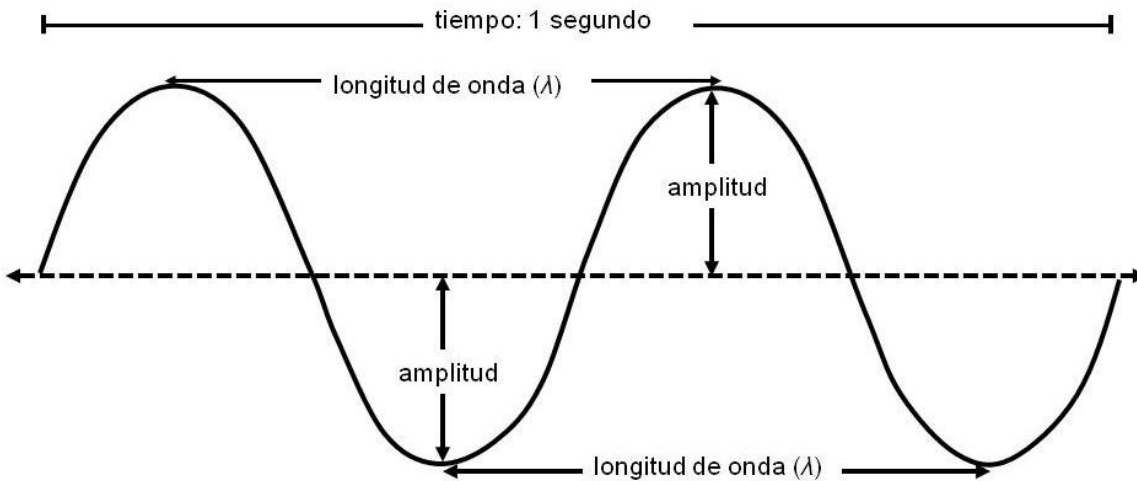


Figura 2.5. Longitud de onda, amplitud y frecuencia. (tomado de FAO 1990).

En el radar se pueden controlar condiciones de adquisición como son el ángulo, distancia, orientación, polarización, etc. La orientación de la onda es referido como la polarización, algunas veces producen ondas con una polarización vertical u horizontal con respecto a la superficie (FAO, 1990).

En la polarización se toma en cuenta la orientación, fase relativa y periodicidad de los campos eléctricos y magnéticos de las ondas. Las antenas de los sistemas de radar están configuradas para transmitir y recibir radiación electromagnética ya sea horizontal o verticalmente (CCRS, 2001). En la polarización similar, la energía transmitida es polarizada en la misma dirección que la recibida (HH, VV). La polarización es cruzada cuando varía la polarización entre la señal emitida y la recibida (HV o VH). La dirección con la que la señal está polarizada influye en el haz de retorno por que el eco del radar es selectivo a la dirección de propagación (Chuvieco, 2002). Finalmente, la polarización de la energía (luz) de una forma particular puede tener diversas aplicaciones para conocer las propiedades de los objetos a partir de su descomposición polarimétrica; tal es el caso de las imágenes de radar en polarimetría dual y cuádruple.

El radar se diseñó inicialmente para medir distancias y detectar objetos en movimiento, y por su movimiento a lo largo de la dirección ortogonal a la dirección de la distancia que se está midiendo, el sensor es capaz de adquirir una imagen completa (Skolnik, 1990) (Figura 2.6.).

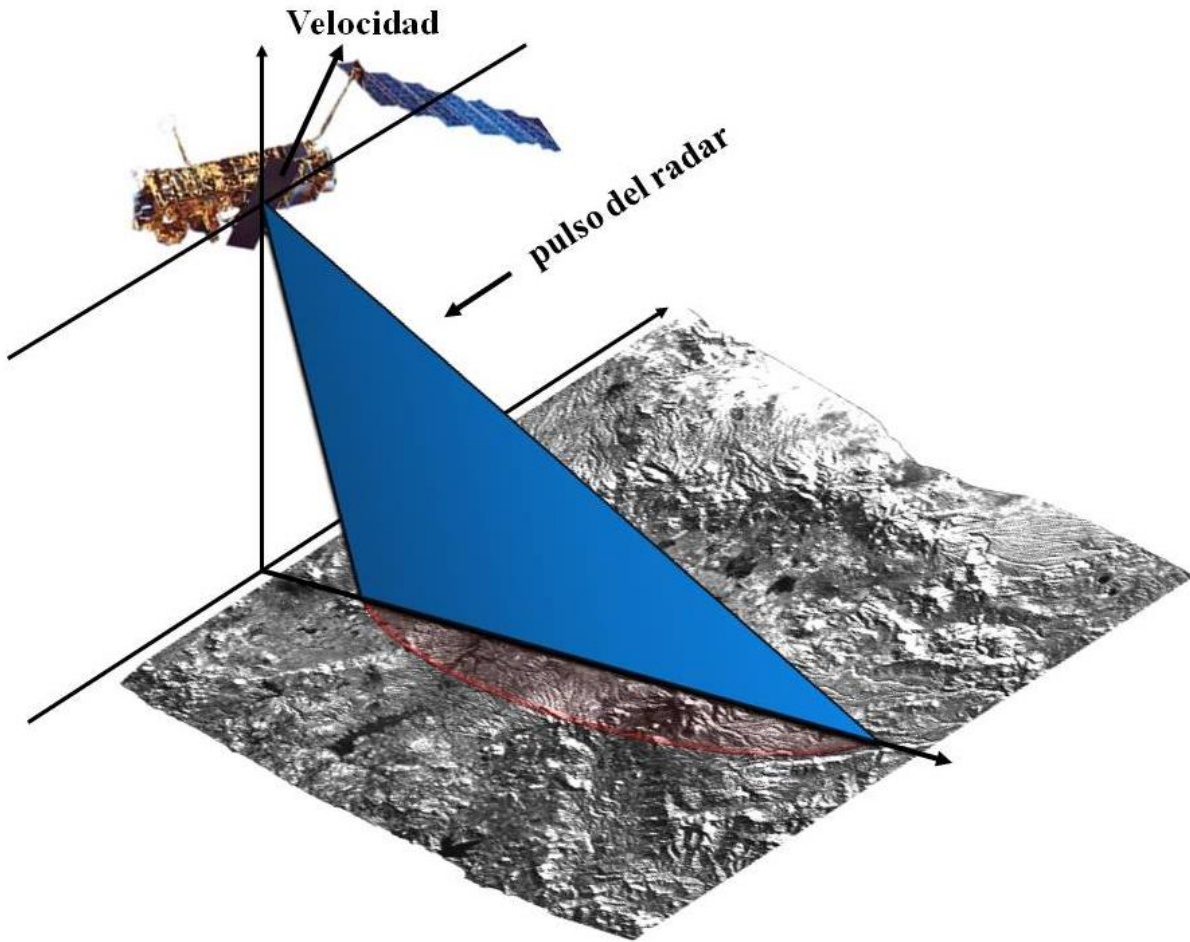


Figura 2.6. Radar, adquisición (Modificado de Lopinto 2010).

El proceso de detección de un radar se basa en una antena que transmite una secuencia de pulsos muy cortos a la tierra con una frecuencia y duración muy precisa (Masuelli, 2003) y recibe posteriormente su retrodispersión. Cada pixel en una imagen representa el coeficiente de retrodispersión (σ) de esa área sobre el terreno. El coeficiente de retro-dispersión (σ) implica una mayor complejidad porque depende de muchos factores como la rugosidad del terreno, la geometría del terreno (pendiente y orientación al ángulo de incidencia del haz), el ángulo de incidencia del haz y la polarización de la observación. Estos factores introducen una cierta variabilidad en torno al coeficiente promedio de cada tipo de objeto en la superficie, principalmente afectado por su constante dieléctrica (Chuvieco, 2002); la cual se entienden como una cantidad compleja donde la componente imaginaria es la responsable de la absorción de energía.

2.2.4. Funciones de los Sistemas de Radar de Apertura Real y Radar de Apertura Sintética

En la actualidad existen muchos tipos de radar, que se han desarrollado durante el tiempo, desde el Radar de Apertura Real (RAR; por sus siglas en inglés) (considerado como un sistema mono-estático) hasta el Radar de Apertura Sintética (SAR) (considerado como un sistema bi-estático), usados para distintas finalidades.

El Sistema de Radar de Apertura Real consiste en medir los pulsos retrodispersados derivados de la escena de interés la cual es iluminada por un haz de radiación coherente, es decir, el pulso de radiación emitido cuenta con una fase inicial y una alta repetición de frecuencia controlada. Así, el haz del radar está formado por un tren de pulsos de corta duración $\Delta\tau$ en el tiempo y con una frecuencia de repetición alta, los pulsos generados por la antena, cambia de emisora (la antena emite los pulsos) a receptora (mide los pulsos retrodispersados) en una frecuencia igual a la repetición de los pulsos, en dirección perpendicular a la trayectoria del vuelo, debido a esto, a tal dispositivo se le conoce como radar de apertura real (Lira, 2010) (Figura 2.7.).

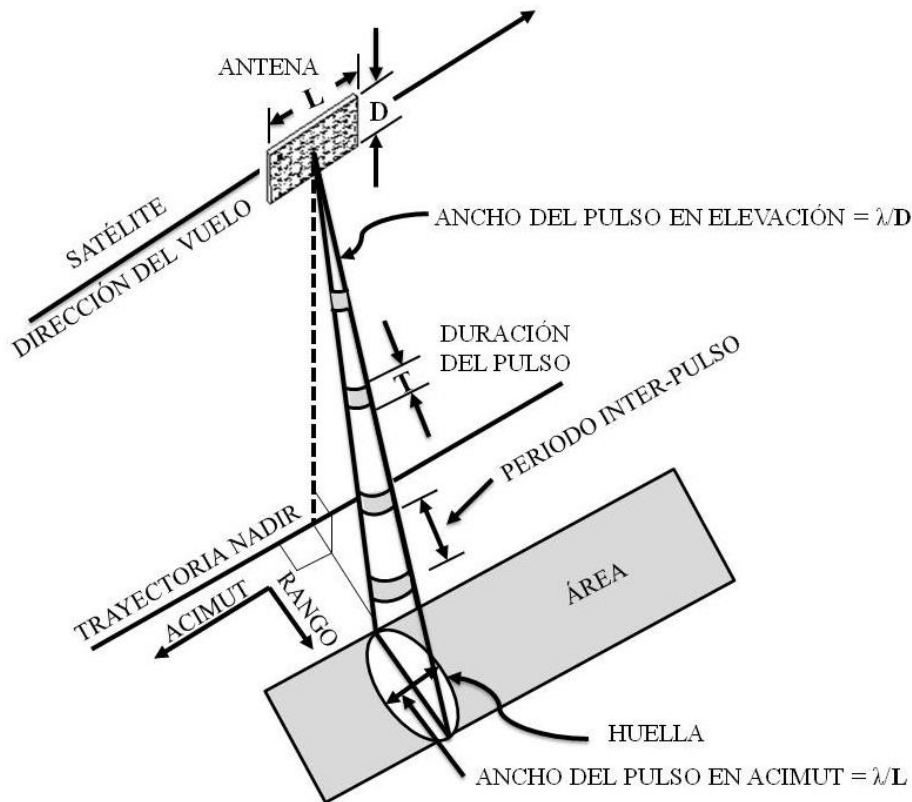


Figura 2.7. Principio básico de un sistema radar de acuerdo con la figura, un sistema RAR está determinado por el ancho del haz de radiación de la antena que se asocia a la dirección en acimut y la longitud del pulso a lo largo de la dirección en rango (tomado de Olmsted 1993).

El Radar de Apertura Sintética SAR por sus siglas en inglés (*Syntetic Apertura Radar*). Se define como un sistema radar que captura las ondas reflejadas de una superficie de terreno en términos de amplitud y fase (Blanco, 2009), es decir es un sistema controlado en la longitud de las microondas. La importancia de tener un sistema controlado radica en la factibilidad de conocer el cambio de fase y frecuencia de la onda al momento de ser emitido por el sensor en un tiempo uno ($\delta\tau_1$) y retrodispersado a este por un objeto en la escena en un segundo tiempo ($\delta\tau_2$). Así el sistema SAR emite un tren de pulsos cortos pero con una alta frecuencia de repetición tal que nos permite obtener información precisa para cada uno de los objetos en la escena o área iluminada por el radar (Figura 2.8.). Así, la antena satelital da un movimiento a lo largo de la trayectoria del vuelo observado η veces el mismo objeto en la superficie durante un relativo periodo de tiempo, desde que la señal es emitida hasta que es captada por la antena, registra una serie de valores de rango para un solo objeto (Dávila, 2011).

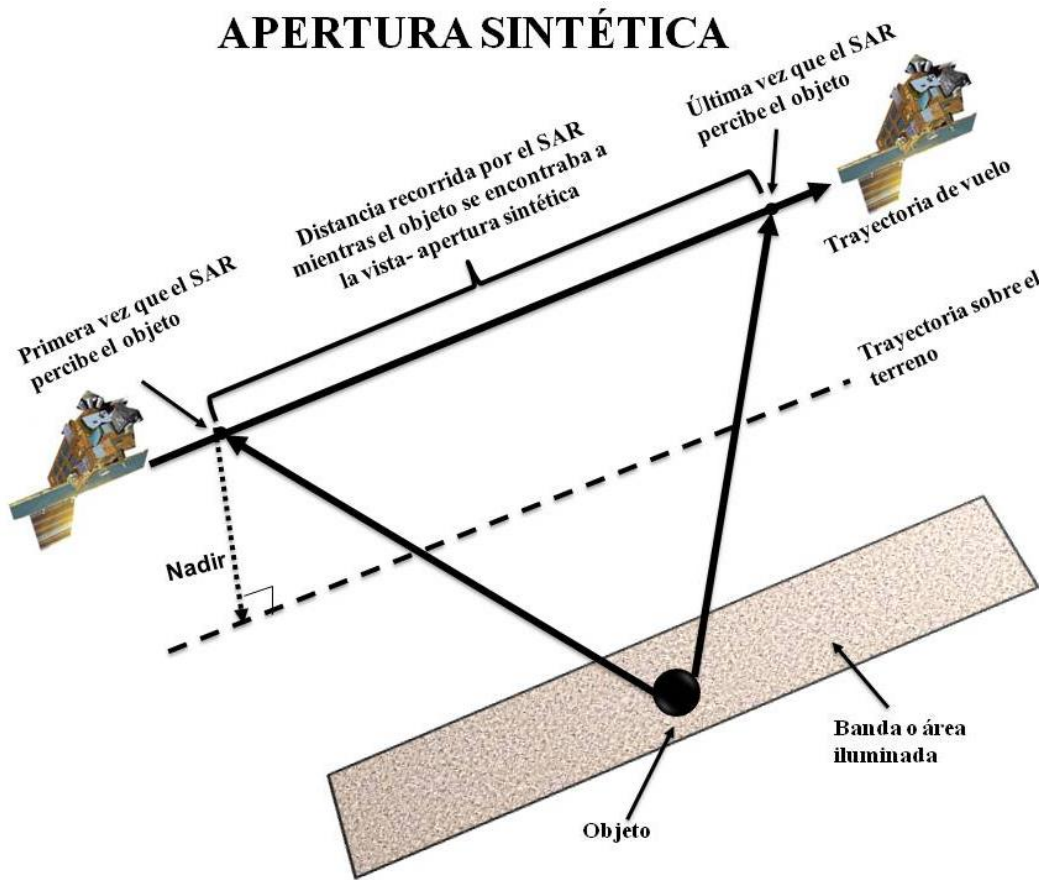


Figura 2.8. Principio básico de Radar de Apertura Sintética (modificado por CCRS, 2001). e indica el movimiento de la plataforma que avanza hacia adelante grabando la amplitud y la fase de la señal recibida.

En un sistema SAR, la resolución tiene dos dimensiones, una en la dirección del rango (distancia del sensor al objeto) y otra en la dirección del acimut (plataforma de dirección del vuelo) registrando los pulsos de un mismo punto de la superficie en dos momentos distintos de la trayectoria (Chuvieco, 2002). La resolución del rango se establece por las características de la señal de radar a lo largo de la trayectoria entre el sensor y la superficie iluminada, y depende de la longitud del pulso transmitido, esto quiere decir que un pulso corto proporciona mejor resolución (CCR, 2001). La distancia entre el objeto y la antena cambia desde el extremo más cercano (rango cercano) al más lejano (rango lejano) (Chuvieco, 2002).

De tal manera, un sistema SAR mide n veces el rango y el acimut por consiguiente durante el periodo de observación (ΔT) un sistema SAR mide para un mismo punto la variación del historial de rangos (ΔR) y el historial de corrimientos Doppler (Δv) este último se define en términos generales como la razón de cambio de movimiento asociado al corrimiento de frecuencias (Dávila, 2011) (Figura 2.9.).

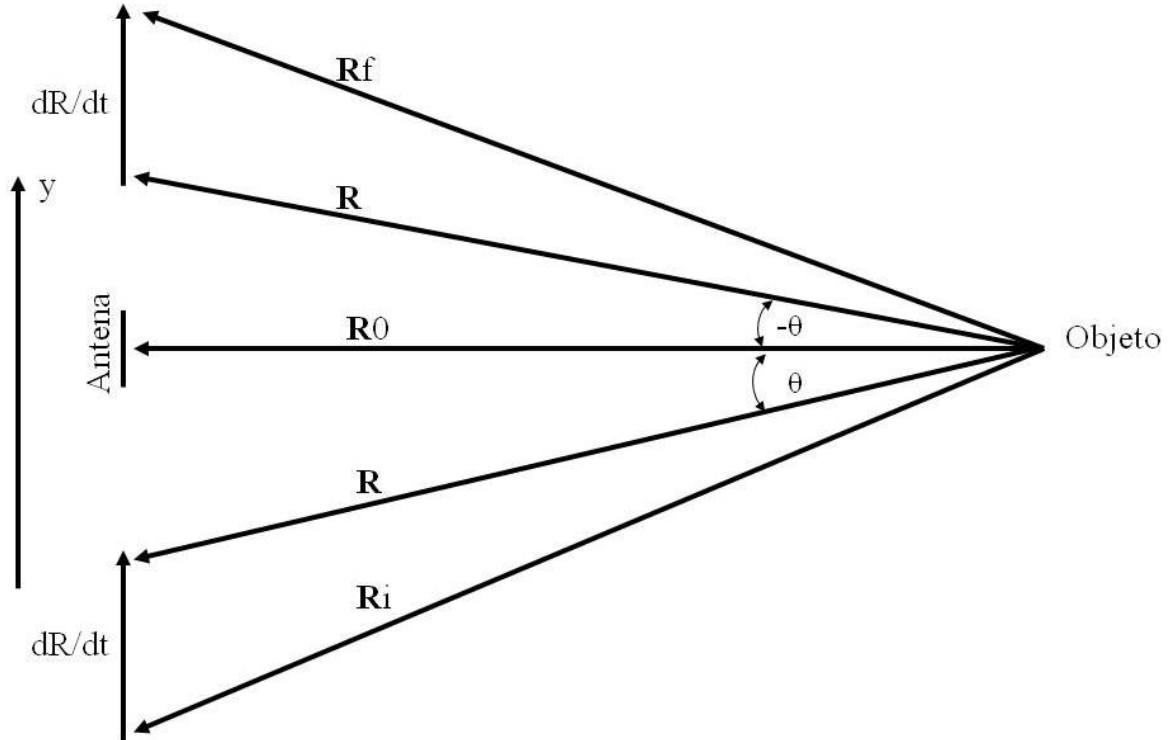


Figura 2.9. Corrimiento Doppler (Lira 2002, modificado por Dávila, 2011)

Es un fenómeno inherente a cualquier tipo de señal (ruido, propagación electromagnética), la Figura 2.10. esta en función de la señal que es emitida y retrodispersada, hace un cambio de movimiento mediante el corrimiento de frecuencias, donde la antena emite una serie de pulsos cuyo tiempo de vuelo es:

$$T = \frac{2R}{c}$$

Donde: (T) es el tiempo de vuelo, (2R) 2 veces el rango de la señal que es emitida y retrodispersada y (c) es la velocidad. El pulso controlado (radiación coherente) viaja hacia el objeto y es retrodispersado a la antena, la frecuencia (ν) y fase ϕ en la que la radiación emitida difiere con la frecuencia (ν) y fase ϕ que es detectada.

El historial de rangos y corrimientos doppler es medido y registrado por el sistema radar durante el proceso de generación de una imagen.

La Figura 2.9. Representa el cambio en la frecuencia y el cambio de fase en la longitud de onda, esto quiere decir que cuando la frecuencia de la señal inicial es mayor a la frecuencia de la señal retornada hay un decremento en la razón de cambio dt/dR , y cuando la frecuencia inicial es menor que la retrodispersada dt/dR aumenta; de esta forma el cambio en la frecuencia o corrimiento Doppler se encuentra determinado por la velocidad relativa de la antena v (Dávila, 2011).

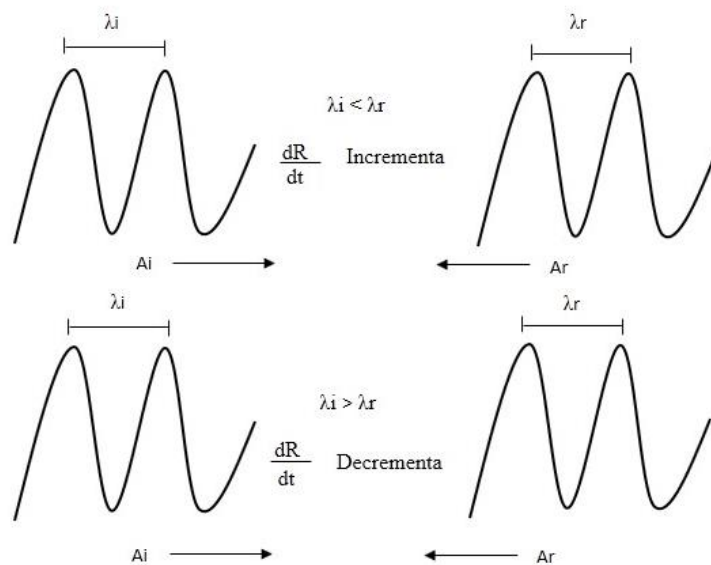


Figura 2.10. Cambio en frecuencia por el efecto doppler (Lira 2002, modificado por Dávila, 2011).

Dentro del historial de rangos y corrimientos Doppler se presenta un fenómeno conocido como Speckle el cual es inherente a la adquisición de una imagen de radar. El Speckle se interpreta como una adición coherente y multiplicativa de los retornos individuales producidos por los elementos presentes en cada objeto en la escena que posteriormente se traducen en la resolución de píxeles. De esta forma el Speckle en términos físicos se entiende como un ruido añadido y visible en la magnitud de la señal del radar el cual puede ser modelado más nunca del todo eliminado debido a que corre el riesgo de eliminar información de la escena. Dentro de los métodos para modelar este tipo de ruido se conoce el Multilooking que consiste en el promedio de una serie de píxeles con valores de compresión de 4 en acimut y 1 en rango para obtener un pixel de 20 X 20 m (Lira, 2010) y filtros tanto en el espacio de las frecuencias como en el espacio de la imagen; siendo el filtro de Lee (Bustos, 1997; Lee et al., 1994; Xiao et al., 2003) dentro de los más utilizados para atenuación de dicho ruido multiplicativo, que consiste en la reducción del speckle (ruido multiplicativo donde la media y la desviación estándar que son evaluadas sobre una región homogénea de la imagen da como resultado una constante de proporcionalidad, lo que indica que entre mayor sea el valor de un pixel en la imagen, mayor será el incremento del speckle).

2.2.5. Geometría Básica de un Sistema SAR

En la Figura 2.11. se puede observar una plataforma desplazándose con velocidad V y altura h , transporta una antena de radar que observa de manera lateral e ilumina la superficie terrestre con pulsos de radiación electromagnética. La zona sombreada es la iluminada por la antena y la zona barrida por el radar, al desplazarse esa franja cuyo ancho va desde el alcance cercano hasta el alcance lejano, emitiendo una serie de pulsos de radiación electromagnética y al ser captada la energía reflejada por la superficie se obtiene una sucesión de ecos (retornos) con los que se genera la imagen.

La dirección en el rango es perpendicular a la dirección del vuelo. El rango de un punto sobre la tierra puede ser medido como la distancia del mismo a la trayectoria de vuelo (Rango Oblicuo: *Slant Range*), o como la proyección de esta distancia sobre la tierra (Rango de Tierra: *Ground Range*), (Jacobo, 1999). La resolución acimutal es independiente de la distancia, se puede mejorar la resolución reduciendo el largo de la antena y, por lo tanto, ensanchando el haz de radiación de

la misma. La fase permite una mejor ubicación de la posición acimutal de un punto cuanto mayor sea su duración. Y esta duración es directamente proporcional al ancho del haz.

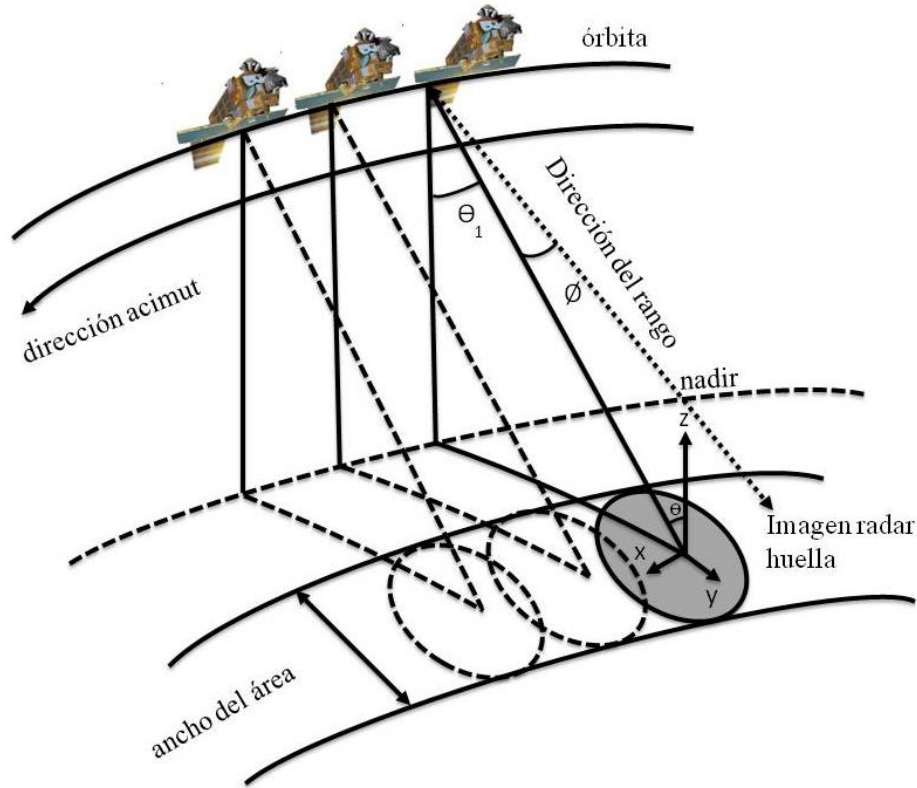


Figura 2.11. Teoría básica de la geometría de un SAR

El ángulo de incidencia variará desde el alcance cercano al alcance lejano, lo que a su vez influye en la geometría de la observación. Debido a que el ángulo de incidencia aumenta desde el alcance cercano al lejano, la iluminación del terreno resulta más oblicua. Por lo tanto, el sombreado se hace más pronunciado hacia el alcance lejano (Fernández, 2009).

2.2.6. Interferometría SAR (InSAR)

A partir de la interferometría, los datos obtenidos son las distancias entre el satélite y la superficie del terreno, calculados mediante la medición de tiempos y desfases (Sillerico et al., 2010).

La interferometría de radar (InSAR) es un principio-técnico empleado para estimar la topografía en un punto de la superficie terrestre a partir de dos observaciones. De esta forma, la técnica InSAR

permite la estimación de distancias angulares asociados a un cambio de fase en la señal de retrodispersión al radar que pueden ser resueltas mediante la geometría asociada a las múltiples observaciones del radar para una misma área iluminada en momentos distintos (Hanssen, 2001). Así, para llevar a cabo InSAR se requiere por lo menos de un par interferométrico (es decir par interferométrico está conformado por un par de imágenes complejas constituidas por la magnitud y la fase de la señal donde la primera imagen es nombrada “master” y la segunda “slave”). En la Figura 2.12. se muestra la geometría que sigue la técnica InSAR, donde SAR 1 y SAR 2 se encuentran separados por una cierta distancia, a la línea que determina la dirección de separación de las dos antenas recibe el nombre de línea de base el cual permite estimar las diferencias angulares entre las dos adquisiciones InSAR.

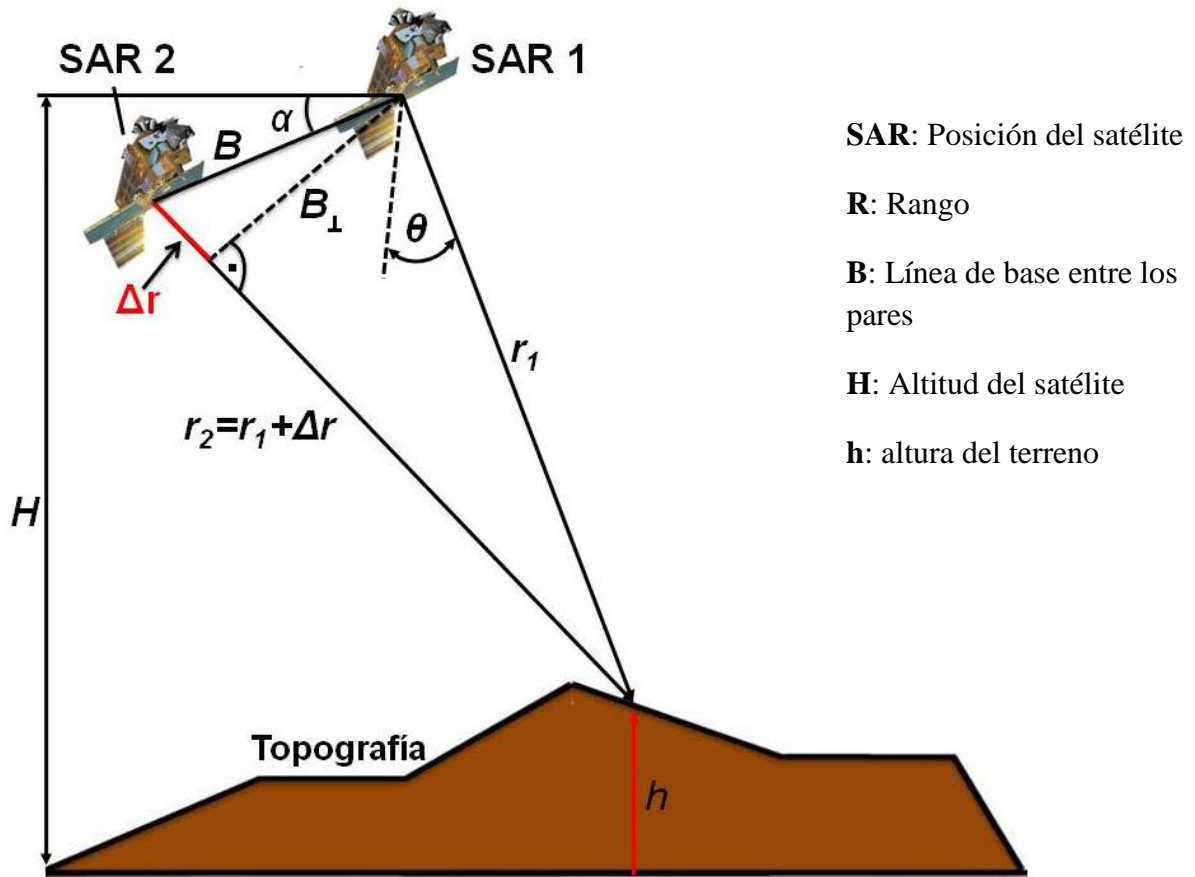


Figura 2.12. Geometría de un par interferométrico. (Modificado de DLR 2010) La acción de un sistema así tiene dos características: SAR 2: antena que transmite y recibe pulsos, SAR 1: antena que recibe únicamente. A esta modalidad de operación se le llama **radar interferométrico bistático**.

La proyección de la distancia entre ambas adquisiciones en la dirección perpendicular al ángulo de incidencia, es el factor clave InSAR, ya que gobierna la sensibilidad de la fase del interferogramas a la topografía.

Un par interferométrico complejo se encuentra conformado por una parte real y una parte imaginaria de la forma:

$$\mathbf{W}_1 = \mathbf{M}_1 e^{j\phi_1}$$

$$\mathbf{W}_2 = \mathbf{M}_2 e^{j\phi_2}$$

Donde la magnitud (M) de la señal (parte real) se utiliza para la correlación de la información, y la fase (ϕ) (parte imaginaria) nos ayuda a simular la Apertura Sintética; lo cual implica el conocer el historial de rangos y corrimientos Doppler que nos ayuda estimar la fase asociada a la topografía del terreno. Por otra parte, la distancia angular asociada a la fase derivada entre SAR 1 y SAR 2 se entiende de la forma:

$$\mathbf{W}_1 \mathbf{W}_2^* = M_1 M_2 * e^{j(\phi_1 - \phi_2)} = A e^{j\Delta\phi}$$

la fórmula indica multiplicar la primera imagen por la compleja conjugada de la segunda imagen, el resultado también es una imagen compleja, derivando así la generación del Interferograma, lo que implica el cálculo de fase asociado a la topografía superficial de la escena iluminada donde cada ciclo de color equivale al radio de la longitud de onda en el cual se encuentra operando el sensor. Es decir, el interferograma es representado a partir de ciclos de fase, obteniendo valores comprendidos que van de $-\pi$ y π , es decir la fase interferométrica tiene un módulo de 2π , y se conoce como fase enrollada. El procedimiento que se utiliza para recuperar la fase original de la señal, llamada desenrollado de la fase (phase unwrapping), y es un paso importante en el procesamiento interferométrico. La sensibilidad de la fase interferométrica puede detectar una formación muy alta ya que cada franja equivale aproximadamente a una diferencia de distancia (deformación) de $m/2$ en la línea de observación del radar (Line Of Sight), LOS (Hooper, 2006). Cuando un ciclo de color va azul al rojo indica que la distancia disminuye entre el sensor y el

terreno, mientras que cuando el ciclo es invertido indica un aumento de la distancia existente entre el sensor y el terreno, asociado a fenómenos de deformación.

2.2.7. DInSAR

Partiendo así del principio InSAR el objetivo de la técnica Interferometría Diferencial (DInSAR por sus siglas en inglés) radica en medir cambios mínimos o deformaciones expresados en la superficie terrestre a partir de un par interferométrico complejo adquirido en distintas pasadas o tiempos (Figura 2.13.), lo cual puede ser expresado de la forma:

$$\Delta\varphi = \frac{4\pi\Delta R}{\lambda}$$

Donde: $\Delta\varphi$ se le conoce como la fase interferométrica, ΔR es el cambio en el rango debido a un desplazamiento del terreno ocurrido entre la primera y la segunda observación, y λ es la longitud de onda. La ecuación nos indica la diferencia de fase de dos imágenes radar (par interferométrico) adquiridas desde dos posiciones diferentes.

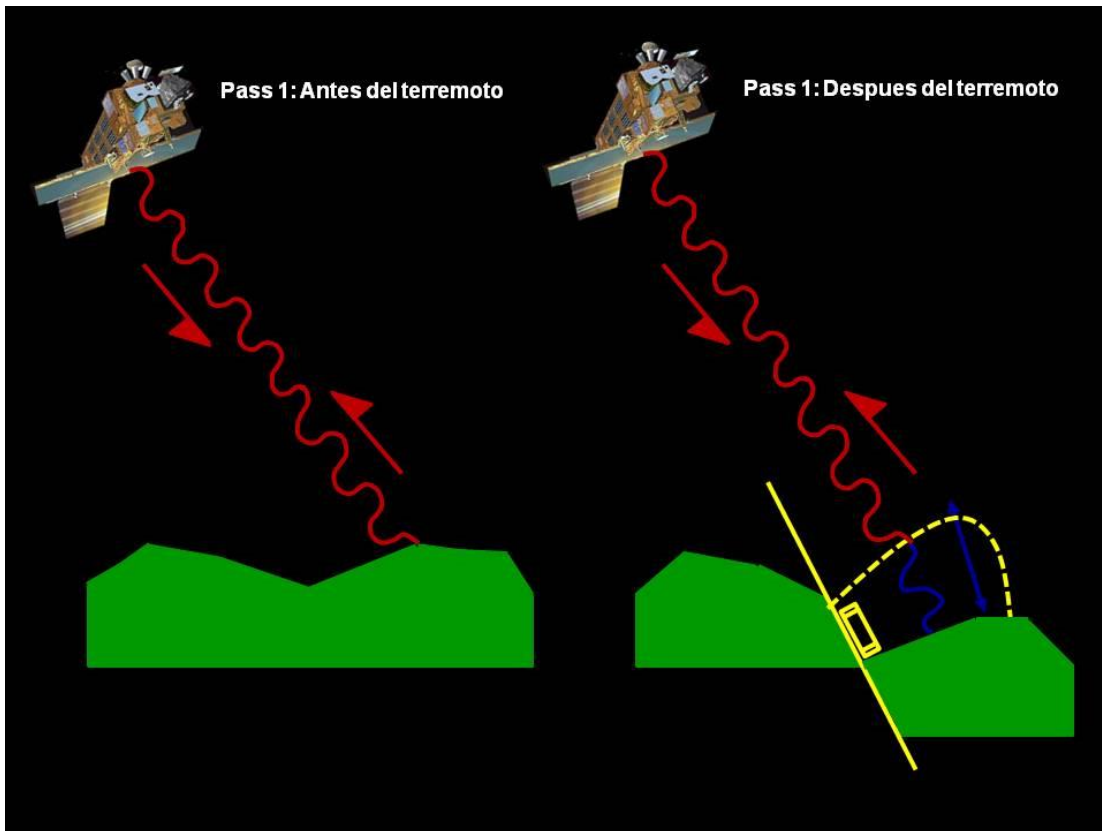


Figura 2.13. Cambio topográfico a lo largo de la trayectoria del radar (Modificado de Wright, 2002).

La fase asociada al desplazamiento es extraída directamente del interferograma generado previamente; cuando se logra aislar la fase asociada se puede estimar la componente de movimiento o deformación de cada una de las adquisiciones (SAR 1 y SAR 2) (Crosetto, et al., 2005).

De manera gráfica la generación de un interferograma a partir de SAR 1 y SAR 2 es la suma de contribución de los distintos elementos que conforman la fase:

$$\Delta\phi_{int} = \Delta\phi_{topo} + \Delta\phi_{diff} + \Delta\phi_{atm} + \Delta\phi_{noise}$$

Dónde: $\Delta\phi_{int}$ representa el interferograma, $\Delta\phi_{topo}$ componente debida a la topografía irregular del terreno y está en función de la línea de base, $\Delta\phi_{diff}$ es la parte diferencial o componente debido a la deformación, e implica que tanto se aleja o se acerca el sensor de una escena y otra, $\Delta\phi_{atm}$ es la contribución de la atmósfera, debido a cambios en la troposfera y ionosfera, $\Delta\phi_{noise}$ es la componte debida al ruido por perturbaciones de la señal (DLR, 2010).

Por consiguiente si lo que necesitamos es estimar el cambio en la fase como una variación de tiempo tan solo es necesario despejar $\Delta\phi_{diff}$ lo cual implica modelar o eliminar de interferograma cualquier elemento asociado a la topografía original del terreno así como ruido inherente y atmosférico; así el descomponer la fase implicaría calcular la magnitud de movimiento. En este caso, la fase interferométrica DInSAR es proporcional a la distancia que ha recorrido el punto, bajo observación en la dirección del rango, es decir, a la proyección del tramo que une la posición del punto antes y después de su movimiento en la línea de incidencia satélite-objetivo (Hanssen et al; 2001).

Resulta importante resaltar que son diversos los componentes o variables que se deben de considerar para realizar un proceso DInSAR con éxito, uno de los más importantes es la línea de base, la cual como se explicó en el apartado anterior es la distancia que existe entre SAR1 y SAR 2 cuando dicha distancia es mayor a los 1000m entonces el principio InSAR y mucho menos el método DInSAR pueden ser llevados a cabo; esto debido a que las distancias angulares derivadas de la geometría entre SAR1 y SAR 2 no podrían ser conservadas.

En el presente trabajo se utilizó un método derivado de DInSAR convencional conocido como **Dual Pair Differential Interferometry (DPDI)** (Gatelli et al., 1994, Small, 1996, Richards., 2007)

el cual será explicado a detalle en el siguiente capítulo; este método permitió obtener una estimación numérica de la velocidad de deformación en dirección **LOS** (Line Of Sight) de la zona de estudio durante el periodo 2003-2010 empleando imágenes ENVISAT-ASAR.

2.2.8. Características del Sensor ENVISAT ASAR

Resulta importante describir las características más importantes del sensor empleado en el presente trabajo. El satélite ENVISAT (*Environmental Satellite*) ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*) es el primer sensor y fue lanzado el 1 de marzo de 2002, es construido por la Agencia Espacial Europea (ESA) dedicado al estudio medioambiental, su misión es observar la atmosfera y la superficie de la tierra, los datos tomados por Envisat han sido a una altura de 790 km (+/- 10 km).

Construye un perfil en tres dimensiones de la concentración de ozono en la atmósfera. A una altura que va de los 0 y 20 km: detecta los gases de industria, generadores de potencia y agricultura. Y a una altura que va de los 0 y 10 km: complejos mapas de concentración de vapor de agua (Emilio J, et al; 2008). La Figura 2.14. representa el satélite Envisat compuesto por el complemento de carga útil y la plataforma polar (PPF) en la que están montados los instrumentos. La carga útil está formada por un conjunto de instrumentos (EDIs) desarrollados por la ESA y por otros (AOIs) desarrollados en una base nacional.

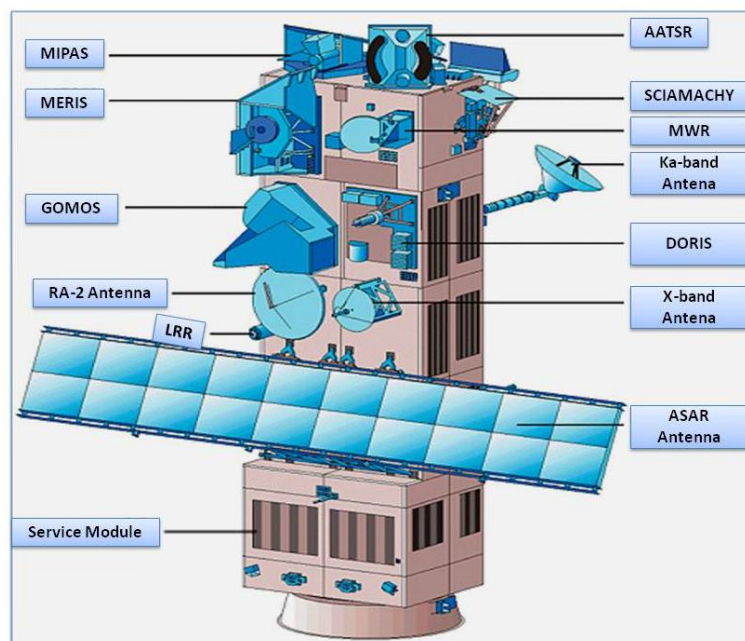


Figura 2.14. Principales subsistemas del satélite ENVISAT en su fase de integración (<https://earth.esa.int>).

El satélite ENVISAT cuenta con gran equipamiento, así como una serie de datos que provee para importantes avances científicos y desarrollo de aplicaciones comerciales (Tabla 2.2.).

CARACTERÍSTICAS DEL SENSOR ENVISAT ASAR	
Frecuencia	Banda C
Polarización	HH or VV or HH/HV or VV/VH
Resolución	15 to 1000 m
Modo de adquisición	Strip map
Ancho escena	100 a 405 km
Órbita alrededor de la tierra	Cada 100 minutos
Ciclo de repetición de la órbita	35 días
Configuración de lanzamiento	10.5 m de longitud 4.57 m de diámetro
Configuración en órbita	26 m x 10 m x 5 m
Masa	8140 kg (el satélite en conjunto) 2050 kg (de carga útil)
Potencia generada por su panel solar	6.5 kW (EOL)
Vehículo de lanzamiento	Ariane-5 (lanzamiento sencillo)

Tabla 2.2. Funciones y características del sensor ENVISAT (<http://www.esa.int>)

CAPÍTULO 3

MATERIALES Y METODOLOGÍA

Como se mencionó en el apartado anterior, se empleó una variante de DINSAR conocida como Dual Pair Interferometry (DPI) presentado un mayor potencial ante el método convencional de Interferometría Diferencial (DInSAR) al presentar una estimación más precisa de las deformaciones y cambios ocurridos en la superficie del terreno para un periodo determinado. Para el desarrollo del método se emplearon 27 imágenes de radar complejas ENVISAT-ASAR, orbita descendente, polarización VV y para una temporalidad 2003-2010 (Tabla 3.1.).

La metodología desarrollada se explica con base en el diagrama de flujo de la Figura 3.1 especificando cada una de las etapas propuestas en la elaboración de dicho trabajo.

FECHAS DE ADQUISICIÓN	ORBITA	CICLO	ESQUEMA DE POLARIZACIÓN	MODO DE ADQUISICIÓN	NUMERO DE LOOKS EN RANGO Y ACIMUT	ORBITA ABSOLUTA
26/03/2003	Descendente	15	VV	Stripmap	1/4	5591
09/07/2003	Descendente	18	VV	Stripmap	1/4	7094
13/08/2003	Descendente	18	VV	Stripmap	1/4	7595
04/02/2004	Descendente	24	VV	Stripmap	1/4	10100
10/03/2004	Descendente	25	VV	Stripmap	1/4	10601
15/12/2004	Descendente	33	VV	Stripmap	1/4	14609
19/01/2005	Descendente	34	VV	Stripmap	1/4	15110
30/11/2005	Descendente	43	VV	Stripmap	1/4	19619
08/02/2006	Descendente	45	VV	Stripmap	1/4	20621
24/05/2006	Descendente	48	VV	Stripmap	1/4	22124
28/02/2007	Descendente	56	VV	Stripmap	1/4	26132
13/02/2008	Descendente	66	VV	Stripmap	1/4	31142
23/04/2008	Descendente	68	VV	Stripmap	1/4	32144
28/05/2008	Descendente	69	VV	Stripmap	1/4	32645
15/10/2008	Descendente	73	VV	Stripmap	1/4	34649
24/12/2008	Descendente	75	VV	Stripmap	1/4	35651
04/11/2009	Descendente	84	VV	Stripmap	1/4	40160
09/12/2009	Descendente	85	VV	Stripmap	1/4	40661
13/01/2010	Descendente	86	VV	Stripmap	1/4	41162
17/02/2010	Descendente	87	VV	Stripmap	1/4	41663
24/03/2010	Descendente	88	VV	Stripmap	1/4	42164
28/04/2010	Descendente	89	VV	Stripmap	1/4	42665
02/06/2010	Descendente	90	VV	Stripmap	1/4	43166
07/07/2010	Descendente	91	VV	Stripmap	1/4	43667
11/08/2010	Descendente	92	VV	Stripmap	1/4	44168
15/09/2010	Descendente	93	VV	Stripmap	1/4	44669
20/10/2010	Descendente	94	VV	Stripmap	1/4	45170

Tabla 3.1.Listado de imágenes adquiridas para un período de entre 26/03/2003 y 20/10/2010

TRATAMIENTO DE IMÁGENES DE RADAR (ENVISAT-ASAR)

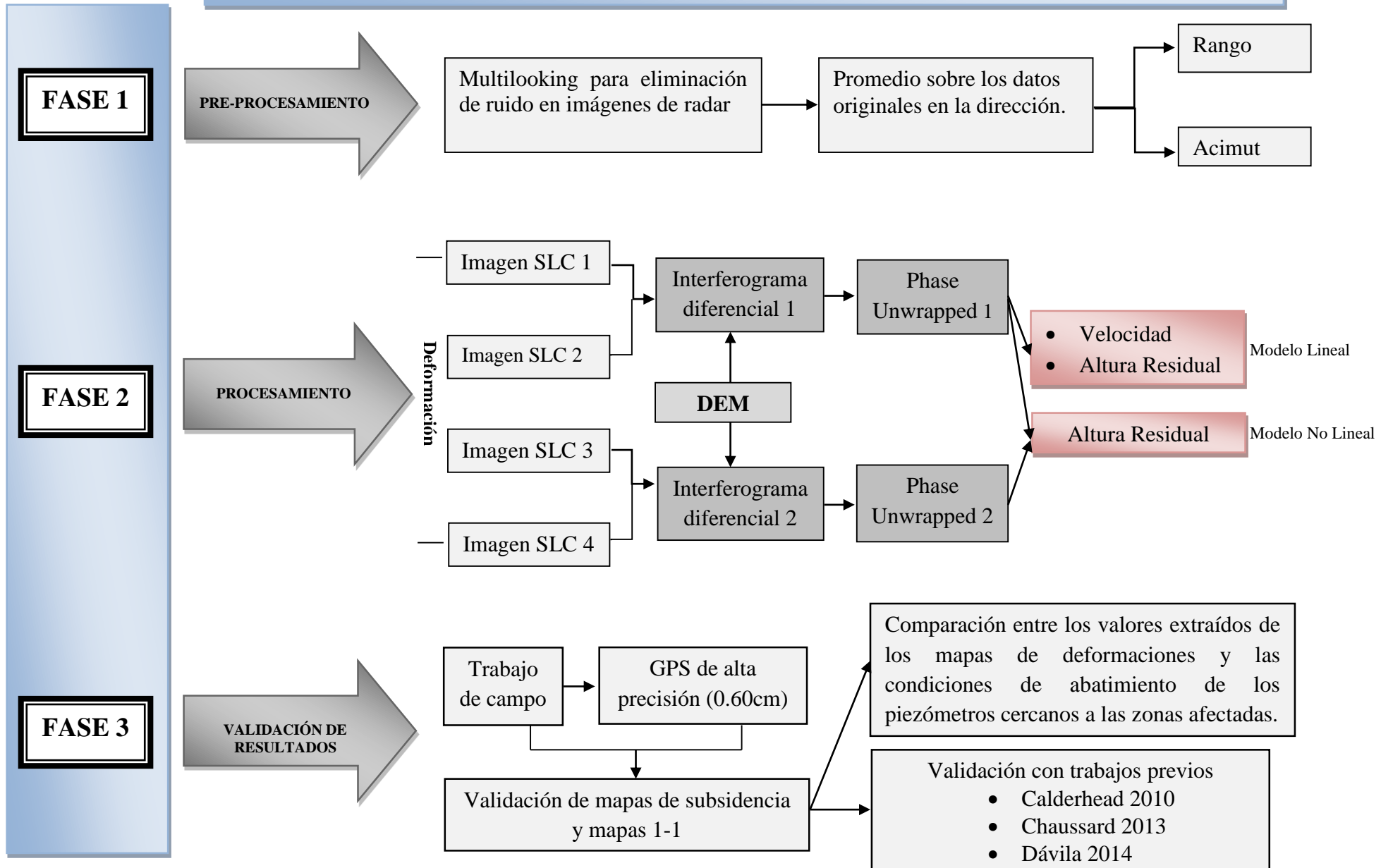


Figura 3.1. METODOLOGÍA

3.1. TRATAMIENTO DE IMÁGENES DE RADAR ENVISAT-ASAR

3.1.1. Materiales

Se usaron 27 imágenes ENVISAT-ASAR Complejas "Single light complex" (SLC), para el periodo (2003-2010), adquiridas por la Agencia Espacial Europea mediante el financiamiento de la Facultad de Geografía ESA (European Space Agency) PI-11456 y F-PROMEP-38/Rev-03). De las cuales a partir de la estimación de líneas de base mínimas (baseline) se seleccionaron 8, y únicamente 8 pares interferométricos complejos con la finalidad de obtener resultados más veraces, todo el procesamiento de las imágenes se hizo en el software ENVI 5.0 (módulo SARscape).

El cálculo de las líneas de base se realizó a partir de una imagen master y veintiséis imágenes slave, los parámetros de línea de base definieron los pares que son aptos para realizar interferometría, la representación grafica se muestra en la Figura 3.2, los valores de línea de base normal y temporal formaron ocho pares (números rojos), eligiendo una imagen master (2003/03/26) y ocho imágenes slave (2008/10/15, 2008/12/24, 2009/11/04, 2010/01/13, 2010/02/17, 2010/04/28, 2010/06/02, 2010/07/07).

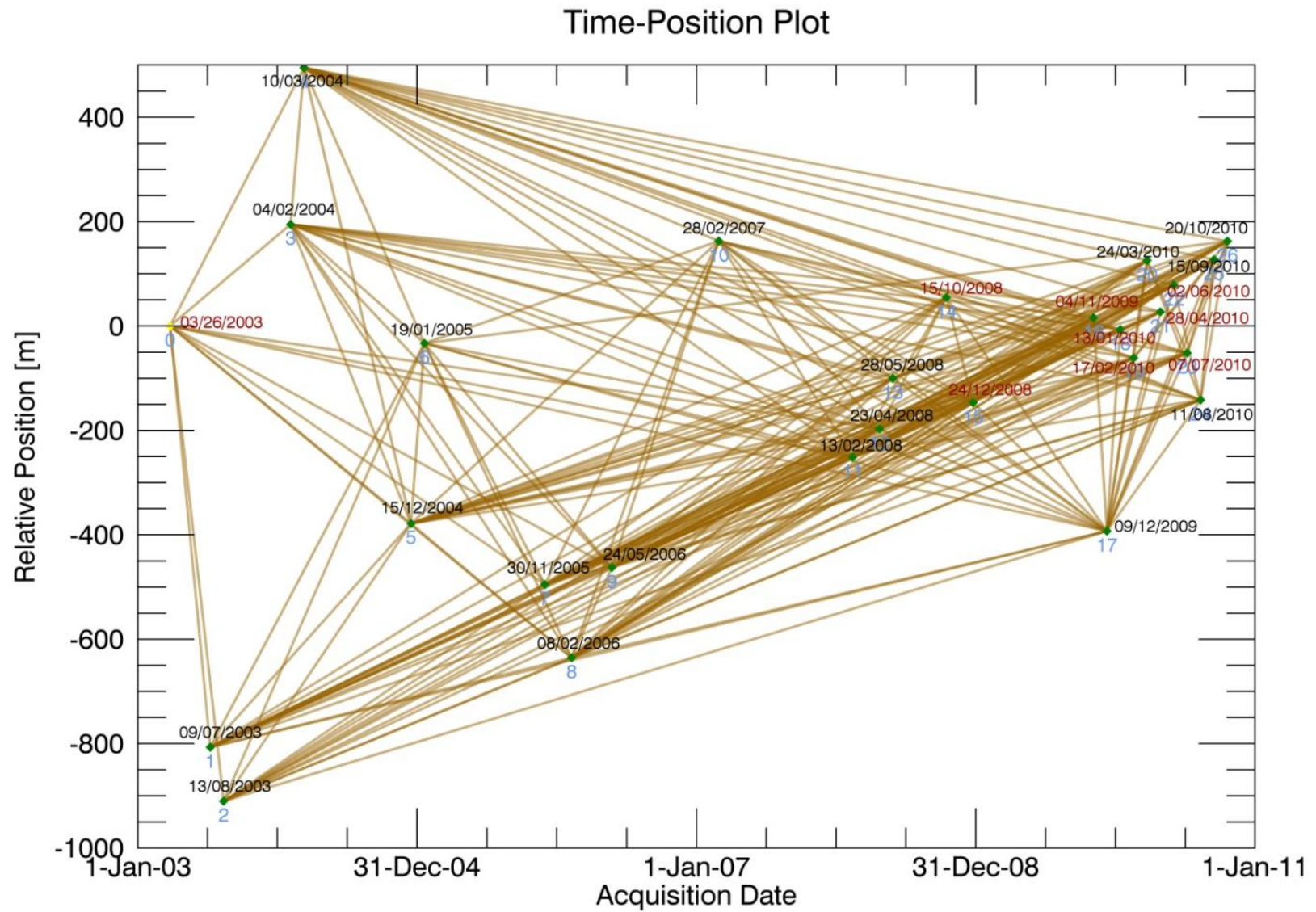


Figura 3.2. Gráfica de las líneas de base normal y temporal, considerando 27 imágenes Envisat ASAR complejas SLC (Single Light Complex), cada línea representa el cálculo entre una imagen y otra en temporalidades distintas. Los pares definidos contaron con la línea de base horizontal mínima y con una línea de base temporal máxima (números rojos) (Elaboración propia).

3.1.2. FASE 1. Pre-Procesamiento de Imágenes

El primer paso dentro de esta fase es la técnica multi-look que consiste en el promedio de un conjunto de pixeles que se llevan a cabo a partir de la señal de los datos de radar en una misma observación (Figura 3.3.), Primero se realizó una compresión de 4 en acimut y 1 en rango, obteniendo un pixel cuadrado de 20 X 20 m. Y expresado de la forma:

$$SLC = SLC_a SLC_r$$

Donde SLC es el número de looks (imagen a la cual se realiza el promedio), SLC_a pixel en dirección acimutal y SLC_r pixel en dirección de rango.

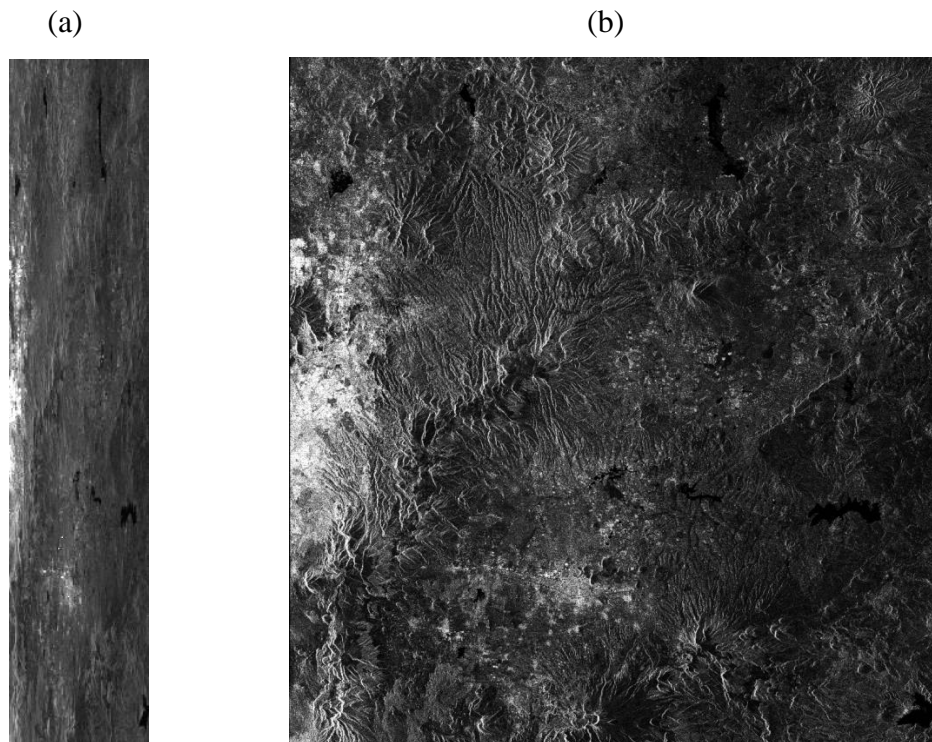


Figura 3.3. modulo promediado de 27 imágenes ENVISAT para la zona del Valle de Toluca. La imagen de lado izquierdo (a) representa una imagen SLC comprimida en el acimut (sin multi-looking) y de lado derecho se muestra la misma imagen (b) con la técnica (Multi-looking) (Elaboración propia).

3.1.3. FASE 2. Procesamiento de Imágenes

Esta fase de procesamiento consistió en la aplicación de método Dual Pair Interferometry (DPI) que consiste en la obtención de la estimación de cambio de fase entre dos pares interferométricos complejos de distintas fechas dentro del periodo 2003-2010 con una

resolución de 20 metros en rango y 20 metros en acimut. Para la selección de los pares interferométricos, el método se basa en el cálculo de líneas de base mínimas que implica la distancia horizontal entre SAR1 y SAR2 tal como se explicó en párrafos anteriores. **DPI** se basa en la cuarta aproximación (*4-pass differential Interferometry approaches*) a partir de la resolución del siguiente sistema de ecuaciones lineales:

$$\text{Phase}_1 = (H_{\text{res}} * K_1) + (V * T_1 * 4\pi/\lambda)$$

$$\text{Phase}_2 = (H_{\text{res}} * K_2) + (V * T_2 * 4\pi/\lambda)$$

Donde (H_{res}) es la altura residual derivada del proceso interferométrico el cual será explicado en el siguiente apartado), V es la velocidad de desplazamiento en mm/año, K_1 y K_2 representan el factor de conversión altura-fase, en el cual se obtiene una transformación compleja lineal de la fase asociada a la deformación. T_1 y T_2 representan la distancia en tiempo de la adquisición de los pares interferométricos respectivos; finalmente $4\pi/\lambda$ es la estimación compleja de la fase para el par interferométrico. De acuerdo con la formula permite la aplicación de un modelo lineal, es decir, permite estimar una velocidad promedio de la velocidad de deformación para la temporalidad seleccionada mas no estimar una variación de la velocidad al interior de dicho periodo (Figura 3.8.). Así el procedimiento se lleva a cabo en dos iteraciones consecutivas donde las respectivas fases diferenciales son extraídas del sistema de ecuaciones lineales; a diferencia de una estimación convencional DInSAR donde la fase diferencial es estimada a partir de un solo par interferométrico. Es importante destacar que la estimación del cambio de fase (DInSAR) de cada una de las iteraciones puede ser estimada a partir del proceso convencional mostrado en el diagrama de flujo de la (Figura 3.4.).

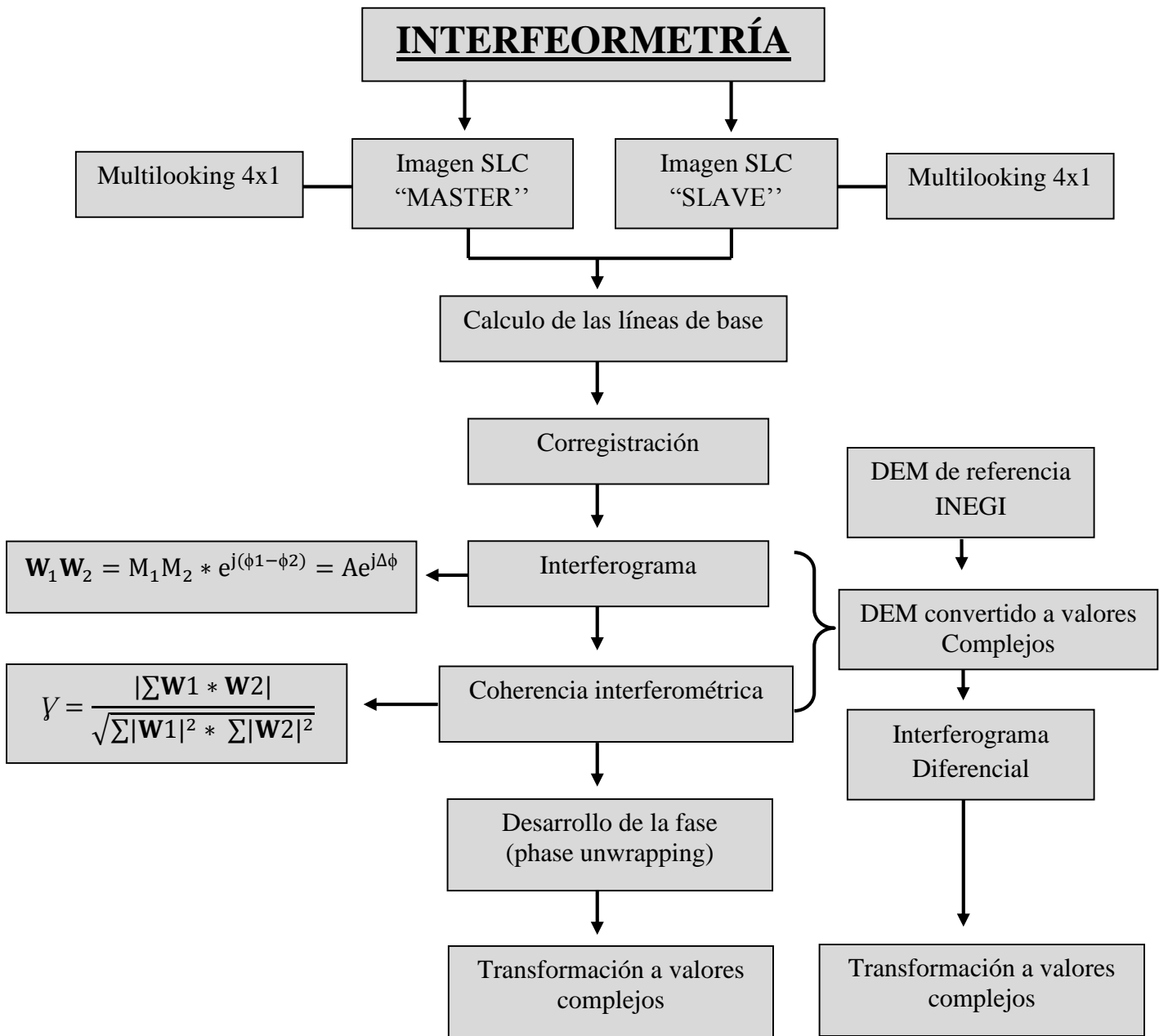


Figura 3.4. Diagrama de flujo representado el método de DInSAR (modificado de Dávila 2011).

De acuerdo al diagrama, el primer paso seguido de la estimación de línea de base para la selección del par interferométrico es la **Corregistración** cuyo objeto es la correlación pixel a pixel entre el par interferométrico para corregistrar y posteriormente seleccionar pixeles que presentan alta retrodispersión de la señal (*scattering*) que puedan ser empleados posteriormente en la estimación

de la fase a partir de la parte real de la señal (magnitud de la señal). Posteriormente se estima la **Coherencia** (Figura 3.5.) que implica estimar los cambios detectados en términos de la magnitud de la señal, el resultado es un valor normalizado de 0 a 1 donde 0 implica total pérdida de coherencia (total cambio y se asocia a pixeles donde el proceso de corrección no fue resuelto) y 1 implica que la coherencia entre el par complejo fue conservada. Consecutivamente el cálculo del **Interferograma** (Figura 3.6.) implica la asociación de la parte real (magnitud) e imaginaria (fase) de la señal, a partir del conjugado complejo del primero (SAR1) por el segundo (SAR2) dando como resultado la distancia existente entre la geometría del par complejo y el área observada (en términos de la topografía del terreno) en dirección del “*slant range*” en valores complejos cíclicos cada 2π . Así, la fase asociada a la topografía primaria debe ser removida del interferograma original empleando un modelo digital de elevación previamente convertido a valores complejos; obteniendo así la fase asociada únicamente a la deformación temporal del terreno. Posteriormente se realiza una conversión compleja del MDE (Modelo Digital de Elevación) de referencia a valores de 2π con la finalidad de poder extraer la topografía original del terreno y poder obtener únicamente la residual; la cual es asociada a cambios o procesos de deformación en el terreno. Cabe señalar que un ciclo de color del azul al rojo indica que la distancia disminuye entre el sensor y el terreno, mientras que cuando el ciclo es invertido indica un aumento de la distancia existente entre el sensor y el terreno; el segundo caso se asocia a fenómenos de deformación. Por otra parte, se realiza la conversión de una función compleja (interferograma original) a una función continua para obtener los valores relativos de la variación altitudinal en el terreno se realiza a partir de un proceso que se conoce como **Phaseunwrapping** (Figura 3.7.) el cual puede ser resuelto a partir de diversas técnicas; la asociación a un sistema de referencia o datum debe realizarse asociando un modelo digital de elevación previamente. Por otra parte, el filtrado del ruido o speckle puede ser considerado en distintas etapas del procesamiento InSAR o DInSAR, por lo regular el proceso **Multilooking** es empleado posteriormente al cálculo de las líneas de base para la selección del par complejo; de igual forma se puede aplicar algún tipo de filtrado posterior al cálculo del interferograma.

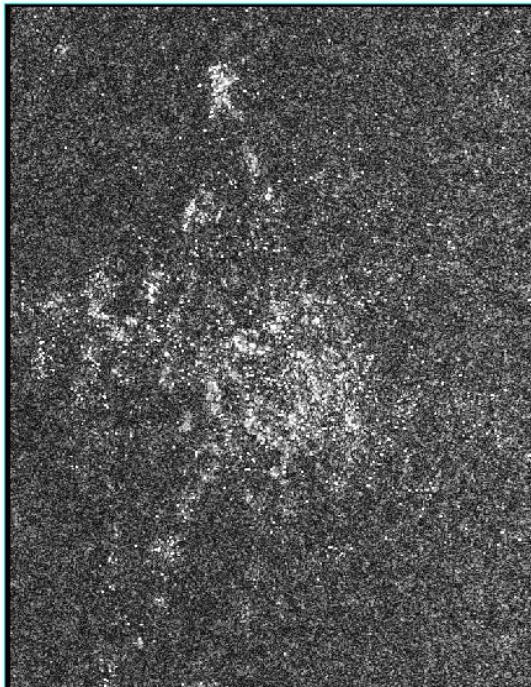


Figura 3.5. Estimación de la coherencia durante el método de Dual Pair Interferometry

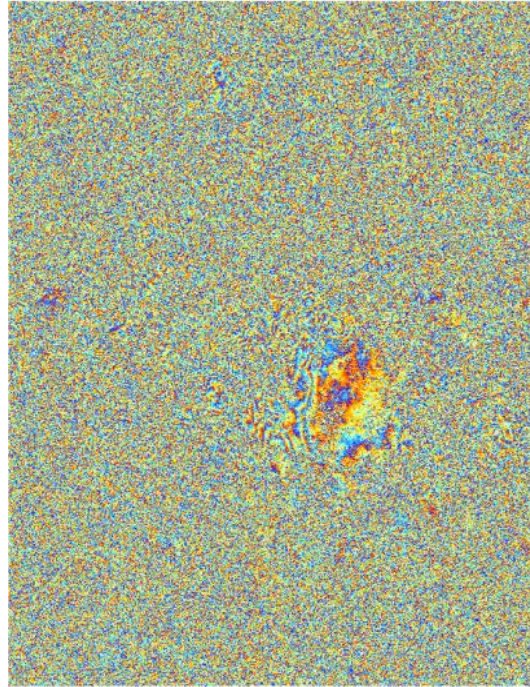


Figura 3.6. Cálculo del interferograma diferencial durante el método de Dual Pair Interferometry

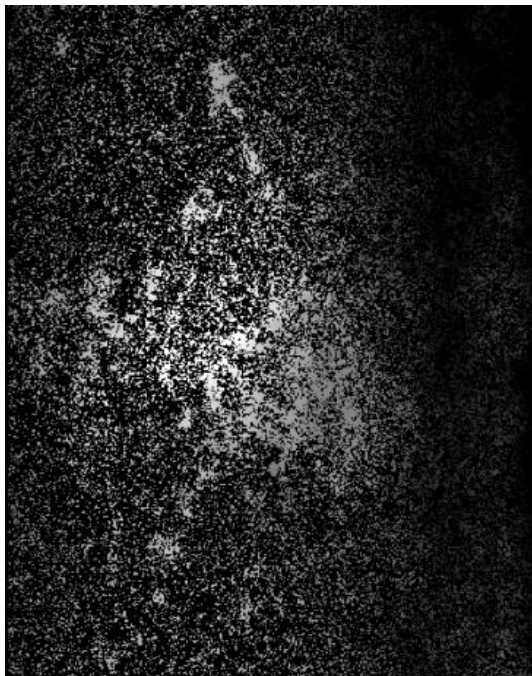


Figura 3.7. Desarrollo de la fase (phase unwrapping) durante el método de Dual Pair Interferometry

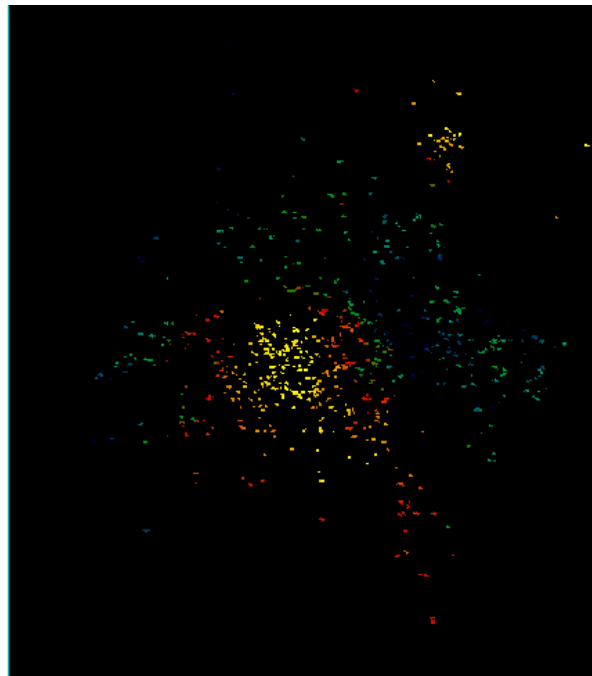


Figura 3.8. Transformación a valores complejos (estimación de la velocidad de deformación en el proceso Dual Pair Interferometry)

3.1.4. FASE 3. Validación de resultados

La validación de los resultados se realizó con base en los siguientes elementos: análisis espacial de tasas de cambio a partir de datos históricos piezométricos, trabajo de campo y comparación con trabajos previos realizados con imágenes de radar Calderhead et al., 2010; Chaussard, 2013; Dávila et al., 2014.

Por otra parte, el trabajo de campo consistió en encontrar evidencias de subsidencias en el terreno como grietas o movimientos diferenciales superficiales con base en los mapas finales de velocidad de deformación derivados del método **DPI**; para ello se utilizó un GPS Trimble GS5 de alta precisión (1m de resolución). Para ello se realizó un muestreo aleatorio sobre las áreas que registraran únicamente valores de velocidad de subsidencia mayores a 43 mm/año.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS Y DISCUSIONES

4.1. Cálculo de las líneas de base

A continuación se describen los resultados obtenidos a partir de la aplicación del método **DPI**. Como se mencionó en el capítulo anterior, la aproximación de DPI se basa en la selección de imágenes ideales a partir del cálculo de las líneas de base mínimas.

En la Tabla 4.1. se muestra las líneas de base horizontales para todas las posibles combinaciones entre las 27 imágenes complejas ENVISAT-ASAR. De esta forma se seleccionaron 8 imágenes considerando la línea de base horizontal más cercana o mínimas con rangos de 6.72 m a 147 m y con una línea de base temporal entre 2030 y 2660 días; resultando así las siguientes imágenes: 2003/03/26 con respecto a 2008/10/15, 2008/12/24, 2009/11/04, 2010/01/13, 2010/02/17, 2010/04/28, 2010/06/02, 2010/07/07. Es importante destacar que se consideró una temporalidad adecuada entre los pares con líneas de base mínimas para su selección.

IMAGEN-1 (MASTER)	IMAGEN-2 (SLAVE)	LÍNEA DE BASE NORMAL (M)	LÍNEA DE BASE TEMPORAL (DÍAS)
26/03/2003	09/07/2003	807.053 m	105 días
26/03/2003	13/08/2003	910.347 m	140 días
26/03/2003	04/02/2004	195.613 m	315 días
26/03/2003	10/03/2004	494.751 m	350 días
26/03/2003	15/12/2004	378.002 m	630 días
26/03/2003	19/01/2005	33.779 m	665 días
26/03/2003	30/11/2005	494.852 m	980 días
26/03/2003	08/02/2006	635.504 m	1050 días
26/03/2003	24/05/2006	462.735 m	1155 días
26/03/2003	28/02/2007	162.455 m	1435 días

26/03/2003	13/02/2008	251.823 m	1785 días
26/03/2003	23/04/2008	196.913 m	1855 días
26/03/2003	28/05/2008	100.053 m	1890 días
26/03/2003	15/10/2008	54.638 m	2030 días
26/03/2003	24/12/2008	146.823 m	2100 días
26/03/2003	04/11/2009	16.043 m	2415 días
26/03/2003	09/12/2009	393.25 m	2450 días
26/03/2003	13/01/2010	6.727 m	2485 días
26/03/2003	17/02/2010	63.675 m	2520 días
26/03/2003	24/03/2010	125.502 m	2555 días
26/03/2003	28/04/2010	20.654 m	2590 días
26/03/2003	02/06/2010	76.104 m	2625 días
26/03/2003	07/07/2010	51.782 m	2660 días
26/03/2003	11/08/2010	141.233 m	2695 días
26/03/2003	15/09/2010	124.732 m	2730 días
26/03/2003	20/10/2010	160.751 m	2765 días

Tabla 4.1. Datos obtenidos a partir de la estimación de líneas de base con imágenes complejas SLC, seleccionando 8 imágenes para el periodo de 2003 a 2010. Calculando las línea de base normal (metros), y línea de base temporal (días).

4.1.2. Generación de los Interferogramas.

En este apartado se muestran los resultados de los interferogramas diferenciales obtenidos a partir de los 8 pares interferométricos correspondientes a los años y combinaciones 2003/03/26-2008/10/15, 2003/03/26-2008/12/24, 2003/03/26-2009/11/04, 2003/03/26-2010/01/13, 2003/03/26-2010/02/17, 2003/03/26-2010/04/28, 2003/03/26-2010/06/02 y 2003/03/26-2010/07/07 para la zona Acuífero del Valle de Toluca. Como se mencionó en apartados anteriores, los interferogramas implican una aproximación asociada a la deformación del terreno del área iluminada por el radar en valores complejos de ciclos 2π que en términos gráficos se asocia a un ciclo de color completo en el mapa, a su vez un ciclo de color significa el radio de la longitud de onda en la que opera el sensor; es decir ENVISAT-ASAR= $\lambda/2=2.5\text{cm}$.

En la (figura 4.1.) (a), (b), (c), (d), (e), (f), (g) se muestra los mapas diferenciales, los recuadros en negro indican las zonas en donde los ciclos de color (2π) se observan completos lo que indica un factor de cambio asociado; los cuales se concentran en la parte media de la delimitación del acuífero. Cabe destacar que un ciclo de color del azul al rojo indica que la distancia disminuye entre el sensor y el terreno, mientras que cuando el ciclo es invertido indica un aumento de la distancia existente entre el sensor y el terreno; el segundo caso se asocia a fenómenos de deformación. De esta forma, la mayoría de las áreas delimitadas en los recuadros rojos coinciden con procesos de deformación. Otros de los elementos que permiten interpretar deformaciones en la zona delimitada se asocian al comportamiento concéntrico y cercano de los ciclos de color invertido; cuando los ciclos de color se observan con mayor separación y ocupando una mayor distancia en línea recta se asocia a procesos de deformación o movimientos mínimos.

Por otra parte, resulta importante resaltar que cuando los ciclos de color no guardan un orden espacial o en la variación del color se interpretaría como una pobre resolución en la estimación de la fase residual o diferencial por parte del par interferométrico. Tal puede ser el caso de la zona sur y sur-oeste del acuífero como la topografía abrupta tiene su expresión en la fase compleja del radar entonces vamos a obtener ciclos de color muy cercanos entre ellos pero no resueltos, esto implica que se asocia a rasgos topográficos como es el caso del volcán Nevado de Toluca. Finalmente las áreas que no presentan ciclos de color, se debe a la pérdida total de coherencia, esta pérdida puede ser asociada a grandes cambios en la escena al momento de adquirir las imágenes o a las líneas de base temporales, esto se puede apreciar en el norte del acuífero.

Por ejemplo el interferograma que corresponden al período de 2003/03/26-2010/06/02 Figura 4.1 (h) se observa que, en la zona este y sureste del acuífero hay un ruido creado por la decorrelación temporal entre el tiempo de adquisiciones de las dos imágenes que intervienen en el interferograma, lo que implica una alteración en la magnitud y fase de la señal lo cual se deriva en una pobre resolución de la fase.

De esta forma, aunque la estimación del cambio de fase a partir de la generación de interferogramas no es el objetivo del presente estudio, su estimación es imprescindible para el método DPI, ya que a partir de ellos se seleccionan los píxeles que conservan la fase y la coherencia para el cálculo final de velocidades de deformación dentro de un modelo lineal.

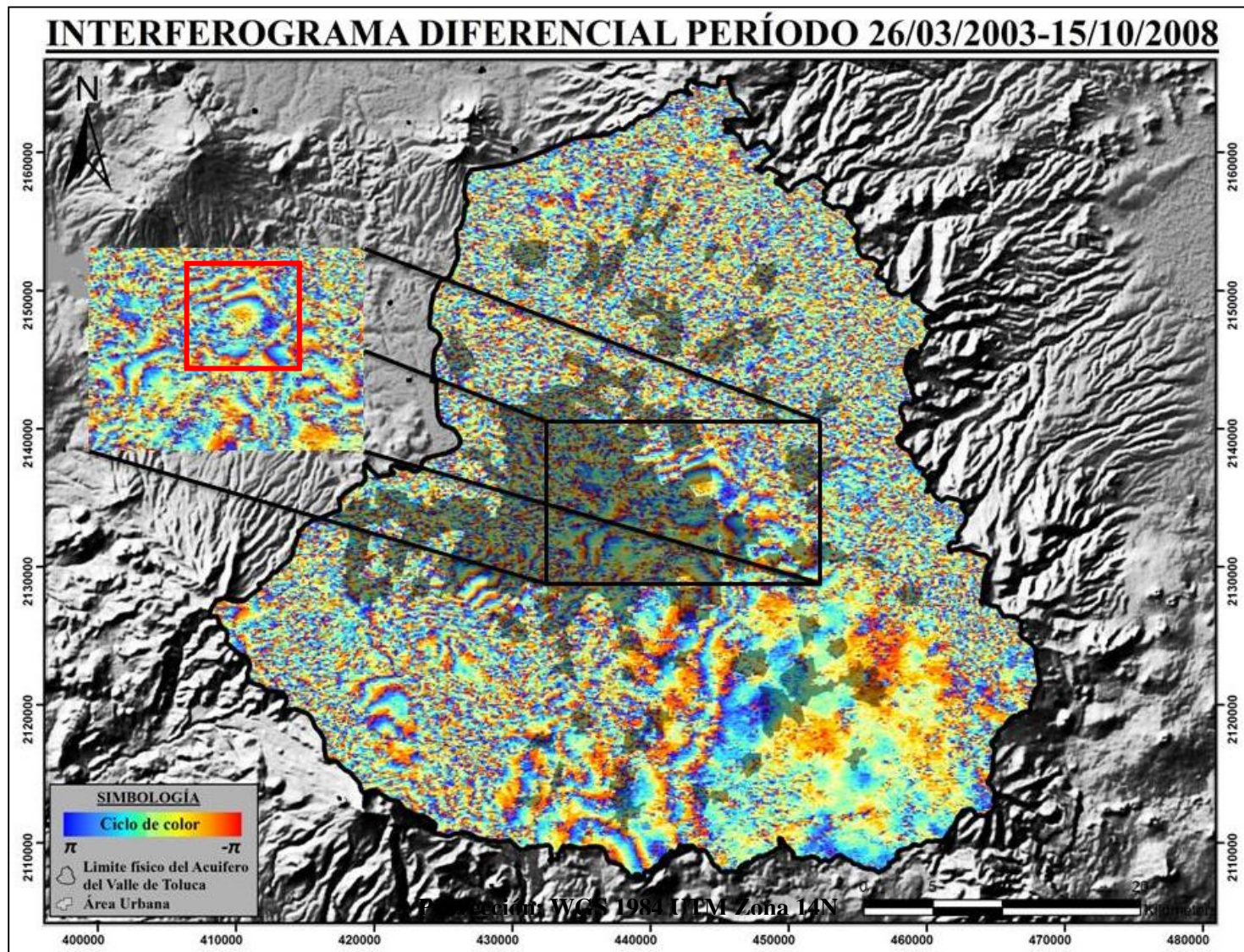


Figura 4.1. (a) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-15/10/2008 (Elaboración propia)

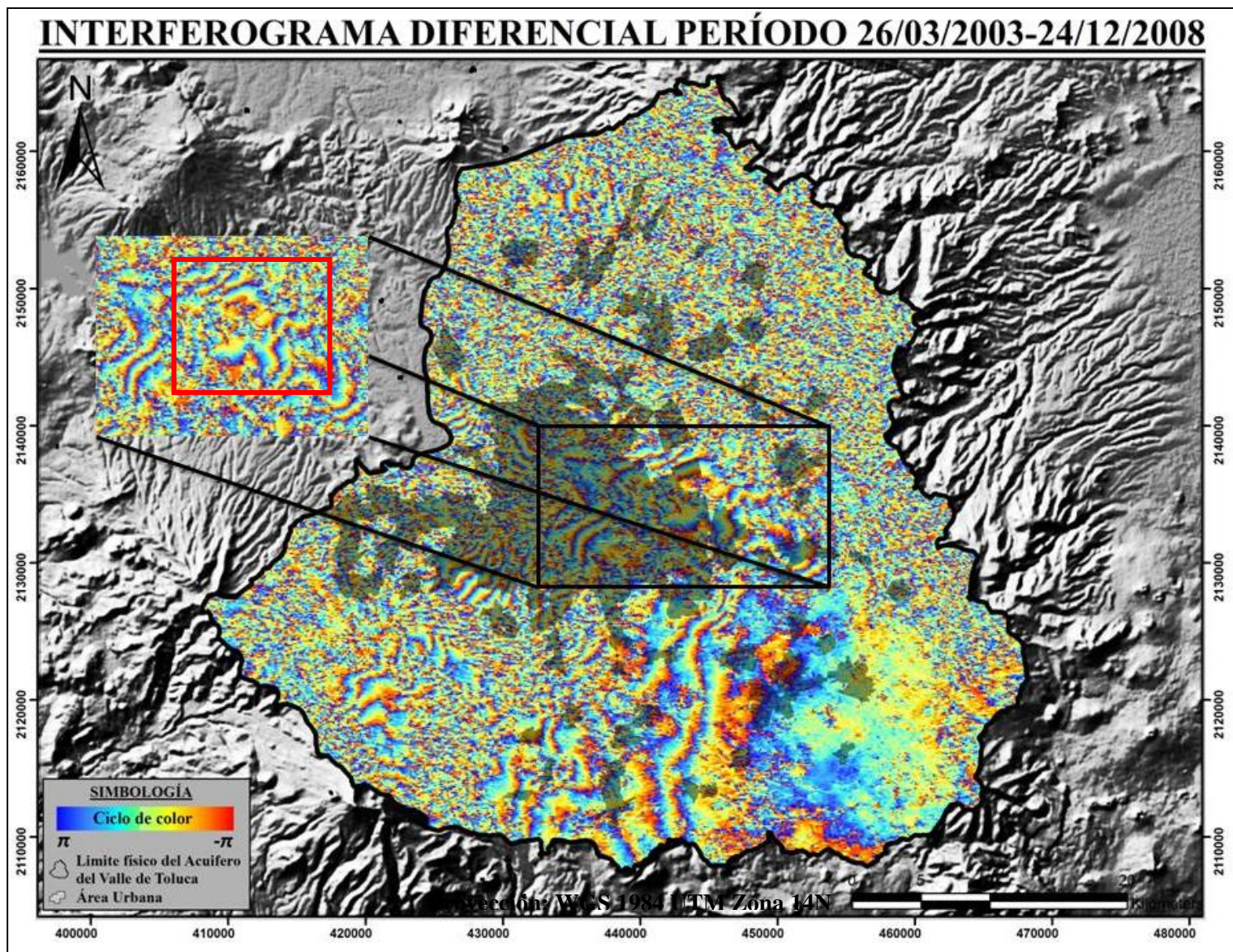


Figura 4.1. (b) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-24/12/2008 (Elaboración propia)

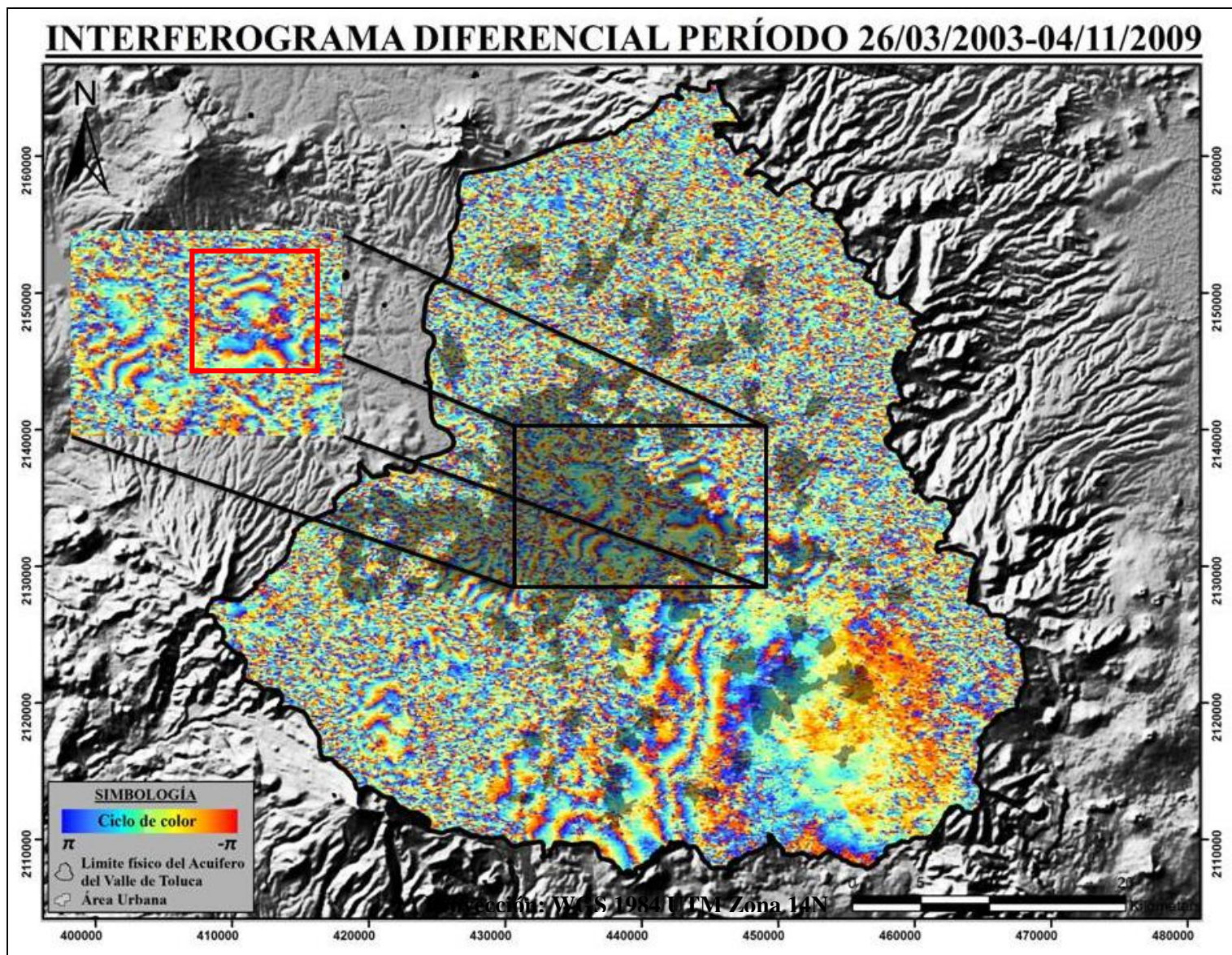


Figura 4.1. (c) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-04/11/2009 (Elaboración propia)

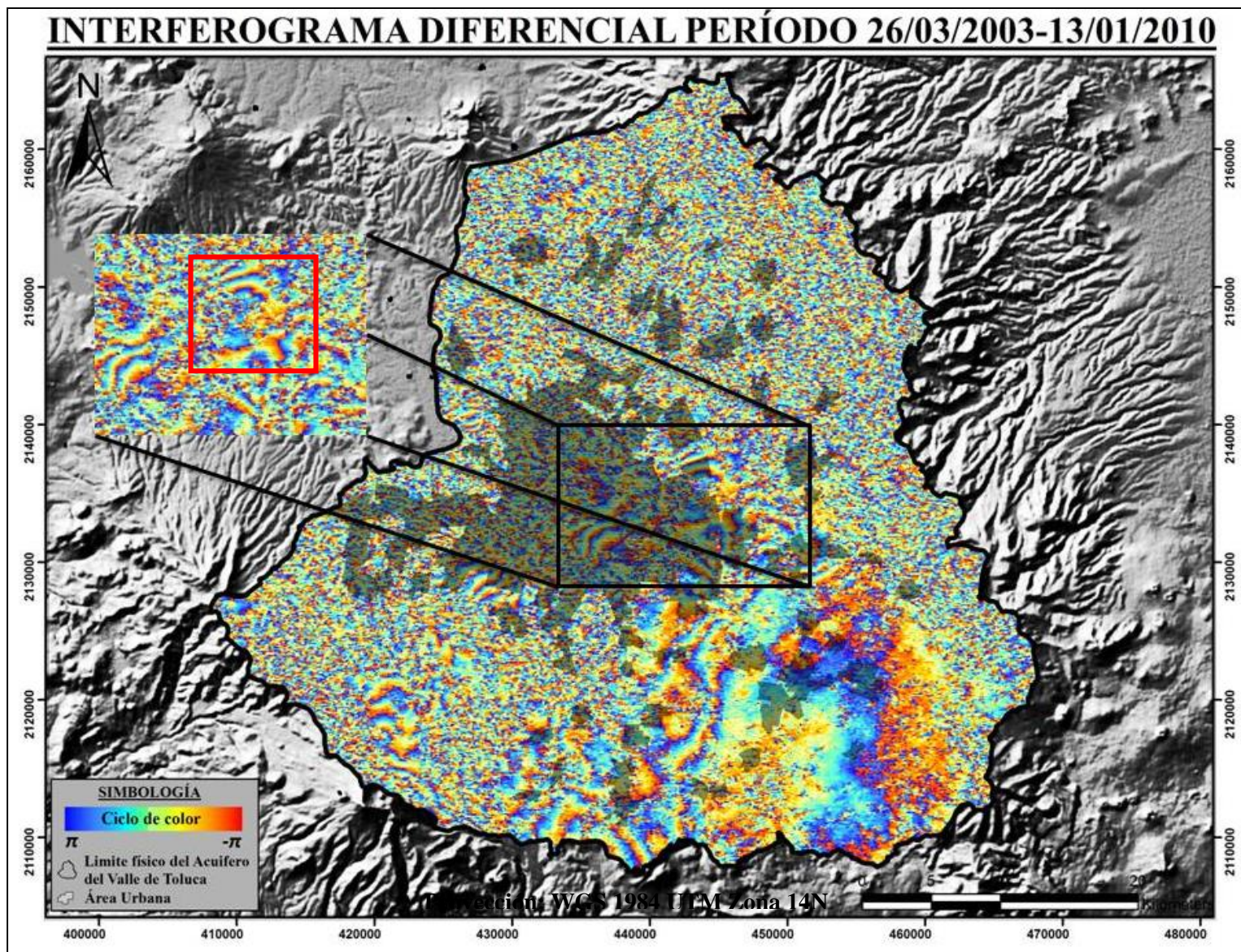


Figura 4.1. (d) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-13/01/2010 (Elaboración propia)

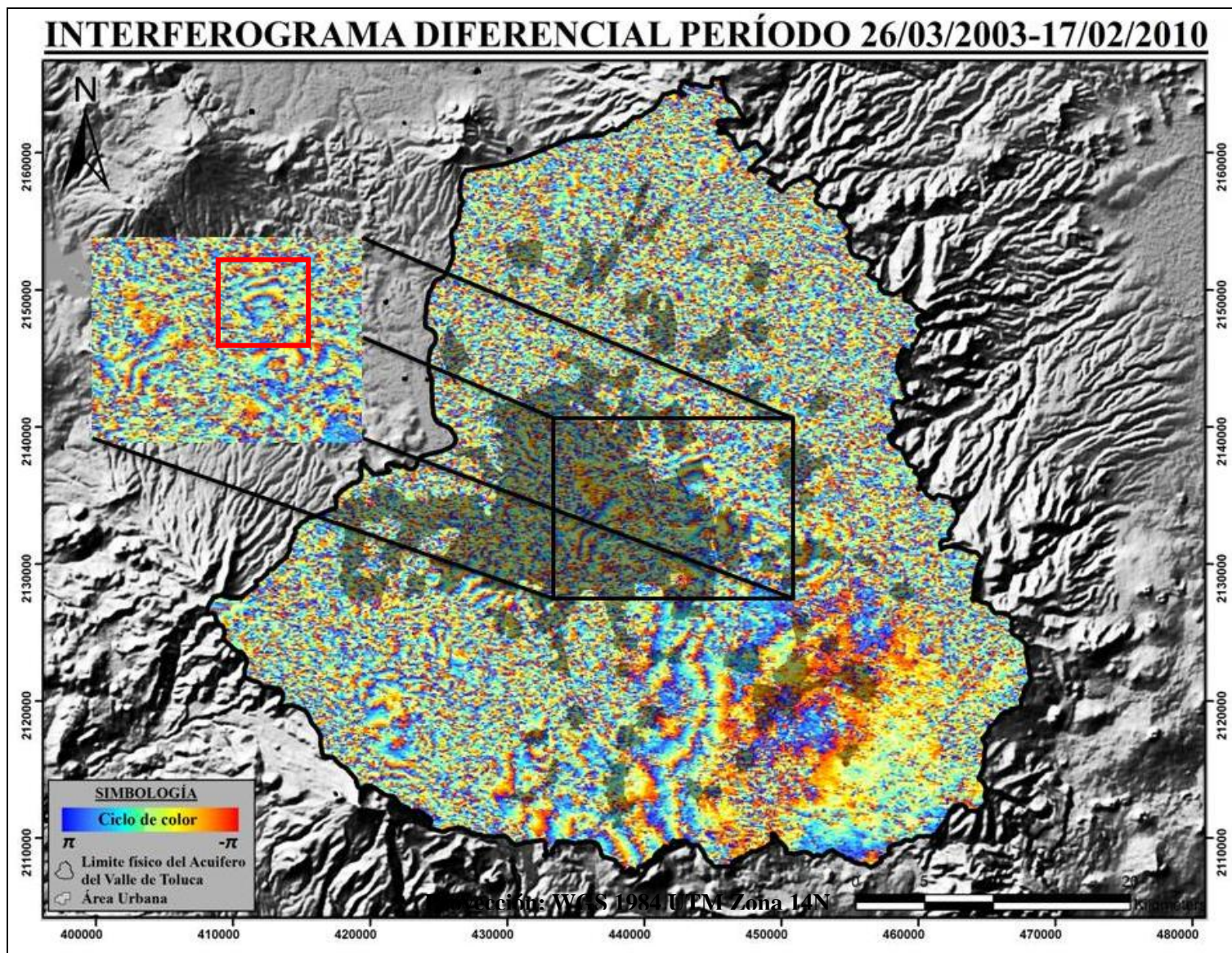


Figura 4.1. (e) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-17/02/2010 (Elaboración propia)

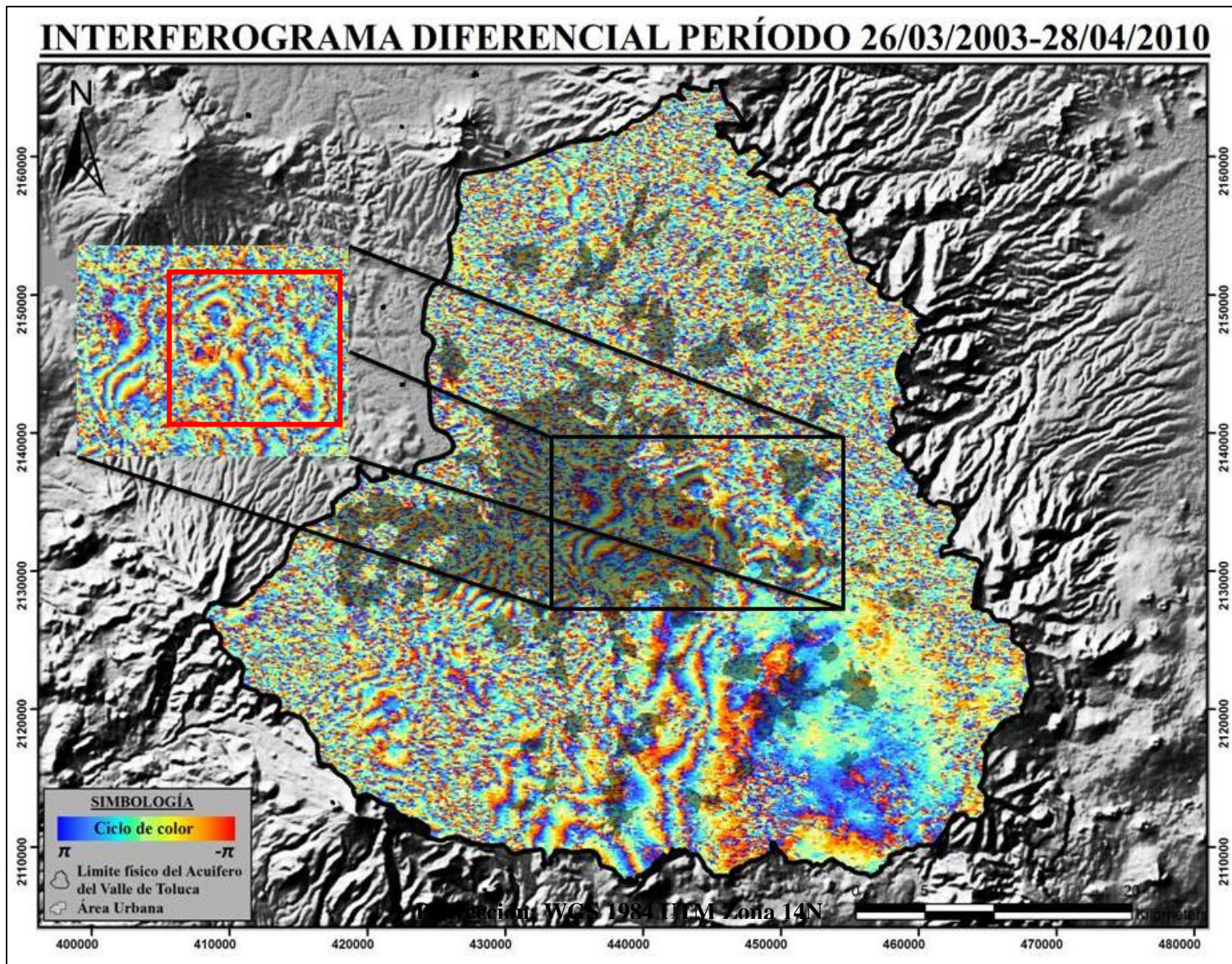


Figura 4.1. (f) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-28/04/2010 (Elaboración propia)

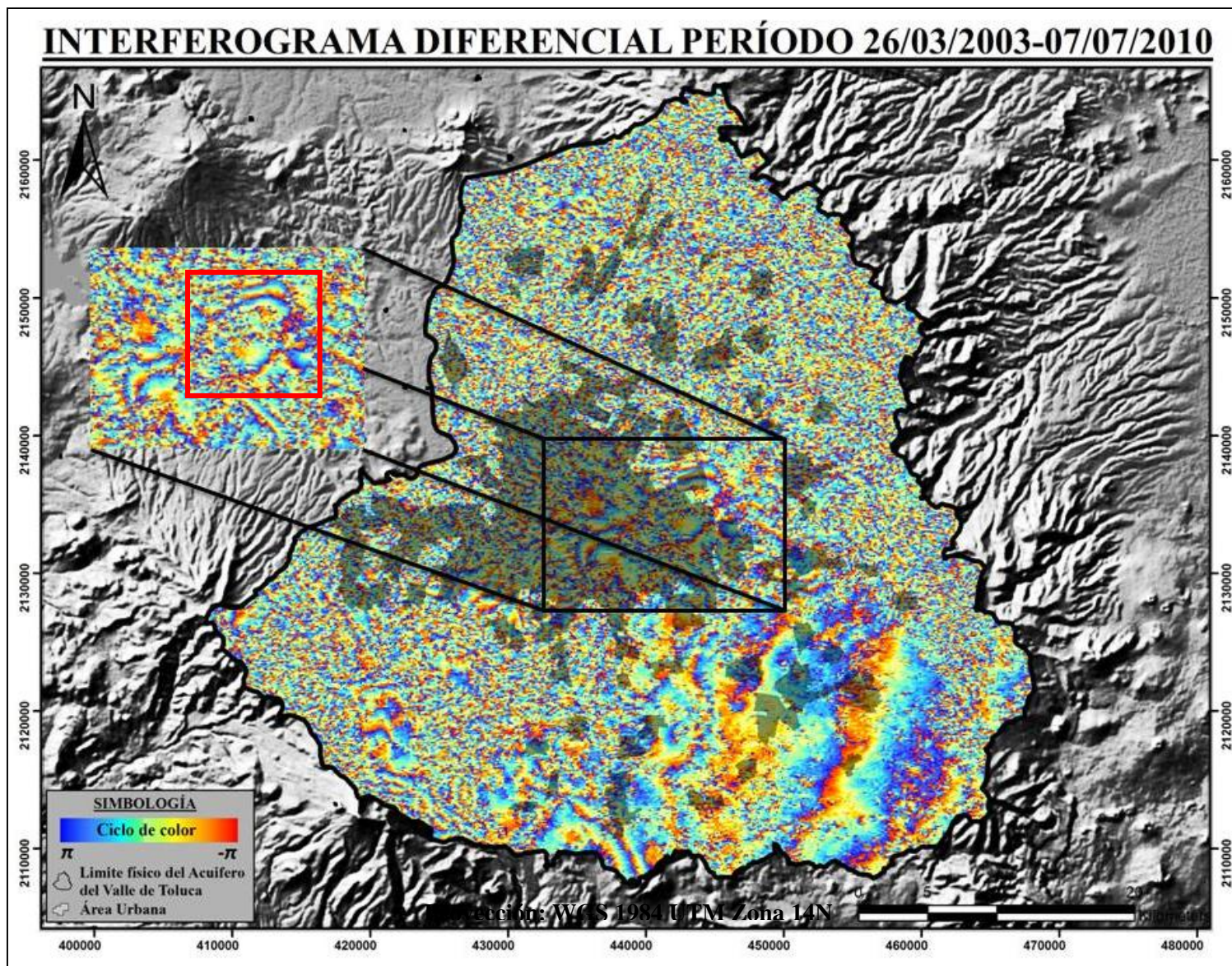


Figura 4.1. (g) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-07/07/2010 (Elaboración propia)

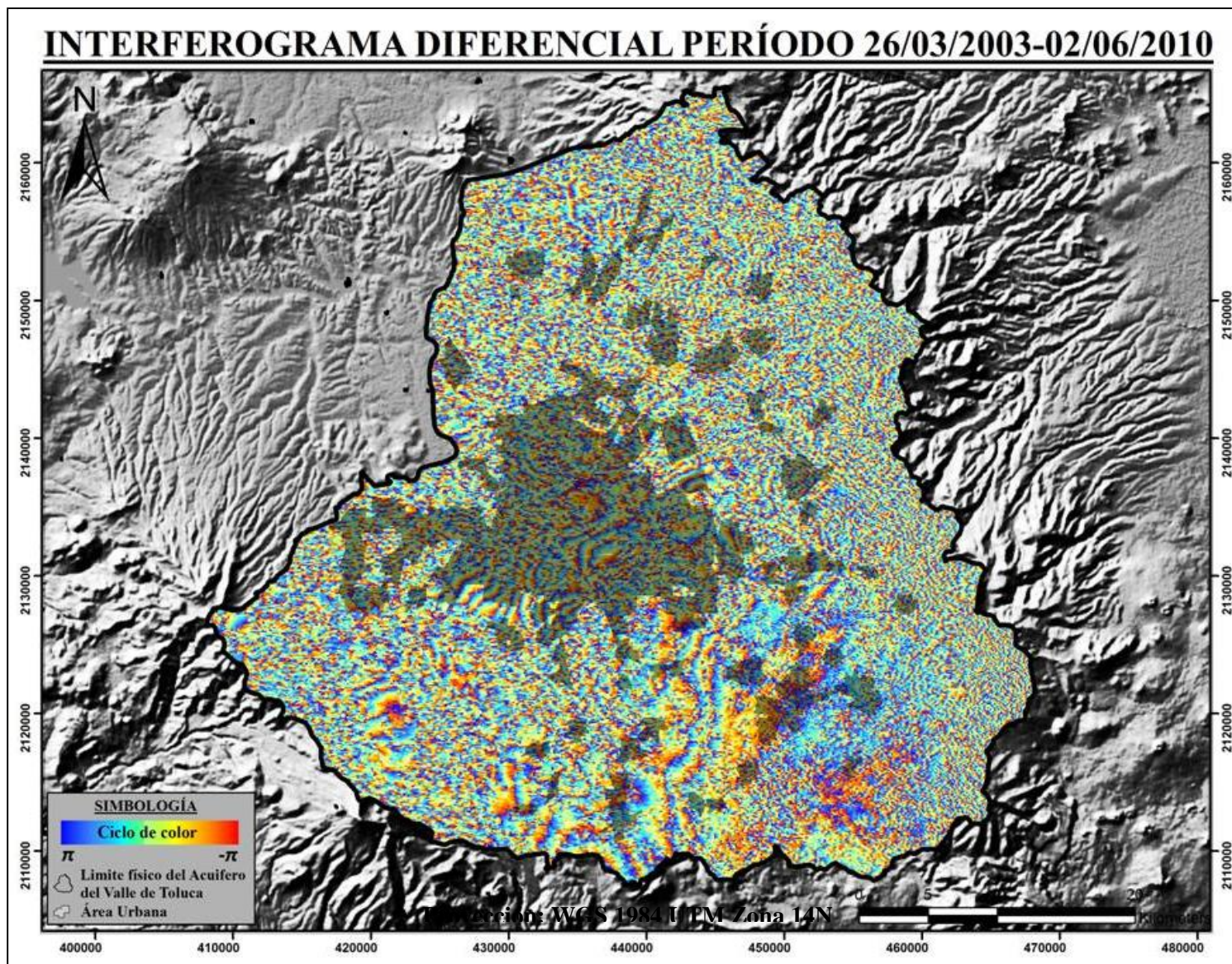


Figura 4.1. (h) Interferograma diferencial correspondiente al periodo 26/03/2003-02/06/2010 (Elaboración propia)

4.1.3. Generación de los Mapas de Velocidad de Deformación y su asociación con los valores piezométricos y trabajo de campo.

En términos espaciales los resultados de velocidad de desplazamiento se obtuvieron a partir de la selección de píxeles que contengan un alta coherencia para el periodo de tiempo 2003-2010 o que son “persistentes” a lo largo del tiempo, estos son extraídos mediante la estimación de la evolución temporal consiguiendo precisiones en orden milimétrico. De este modo, solo se seleccionan aquellos píxeles para la temporalidad seleccionada hayan conservado la fase para una estimación promedio de la velocidad de deformación en el lugar; dejando fuera todos aquellos píxeles que se encuentren alterados por algún tipo de ruido de los ya enunciados en capítulos anteriores.

En las Figuras 4.2. y 4.3. se muestra los mapas de velocidad de deformación promedio como una función lineal del tiempo para el período de 2003 al 2010; lo cual implica que es un indicativo de las velocidades considerando un periodo de tiempo pero no es factible estimar las diferencias fluctuaciones del fenómeno al interior de ese periodo. En la Figura 26, los píxeles resultantes cubren en mayor parte la zona urbana de Toluca debido a la infraestructura existente, mostrando valores en un rango de -79 mm/año a 15 mm/año, y entendiendo los valores negativos como un alejamiento de acuerdo a la geometría del radar LOS (Line Of Sight) y valores positivos como un acortamiento en la distancia LOS. Se puede observar que la distribución espacial de píxeles se concentra en su mayoría en la parte media de AVT que corresponde a la zona urbana y suburbana de Toluca. De acuerdo al mapa podemos identificar tres zonas asociadas a procesos de subsidencia, la zona de mayor prioridad corresponde al rango de velocidad entre -79 a -44 mm/año (puntos rojos) ubicada en la zona norte-este (cuadrante norte-noreste-este), afectando a localidades como San Pedro Totoltepec, San Mateo Otzacatipan, San Miguel Totoltepec y Santa María la Asunción y son debido al aumento en la extracción de aguas subterráneas utilizada para el consumo industrial y agrícola. Por su parte la zona considerada de prioridad media se asocia valores de velocidad en el rango de -35 a -29 mm/año y (puntos naranja y amarillo) localizado en el centro de la Ciudad de Toluca y norte-este (cuadrante centro-noreste-este) en donde se presenta una alta densidad de bombeo por el abastecimiento de los pozos profundos en localidades de Lerma y San Mateo Atenco. Finalmente la zona de menor prioridad corresponde a rangos de velocidad de -28 a -9 mm/año y -19 a -7 mm/año (punto turquesa y azul) ubicado en el

centro-oeste y para el segundo mapa en el centro y sur de la zona urbana, sin embargo cuenta con varios pozos de extracción.

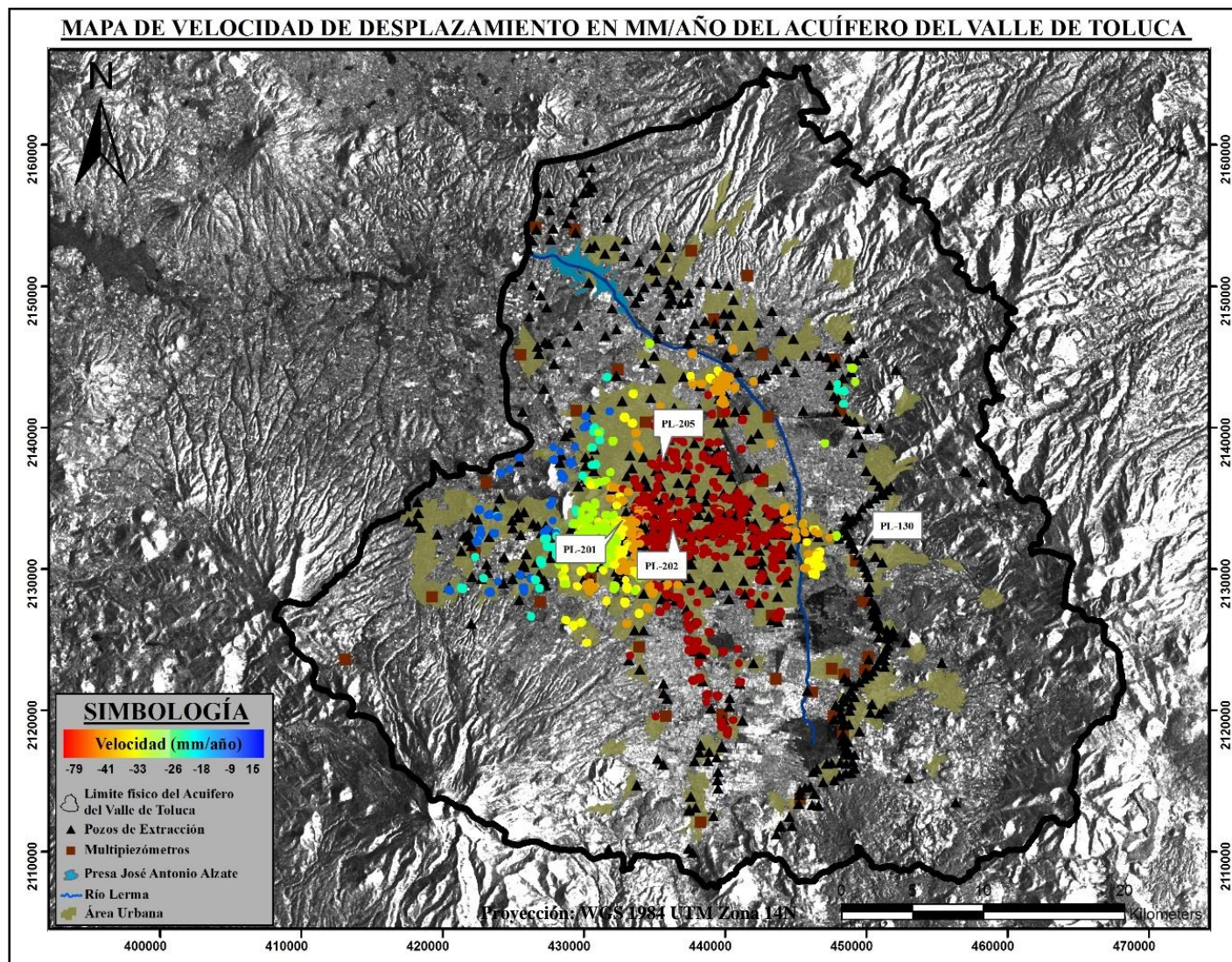


Figura 4.2. Evolución de la velocidad de deformación correspondiente al periodo de 2003 al 2010 para la zona Acuífero del Valle de Toluca.

Por su parte, en la Figura 4.3. se observan variaciones respecto al mapa de velocidad de la Figura 27. El área afectada por procesos de subsidencia parece ser la misma sin embargo existen variaciones en los valores máximos y mínimos de acercamiento y alejamiento al radar, los cuales oscilan entre los -53mm/año a 12mm/año; evidenciando un mayor patrón de deformación hacia el sector norte noreste en un rango aproximado de -32 a -53mm/año.

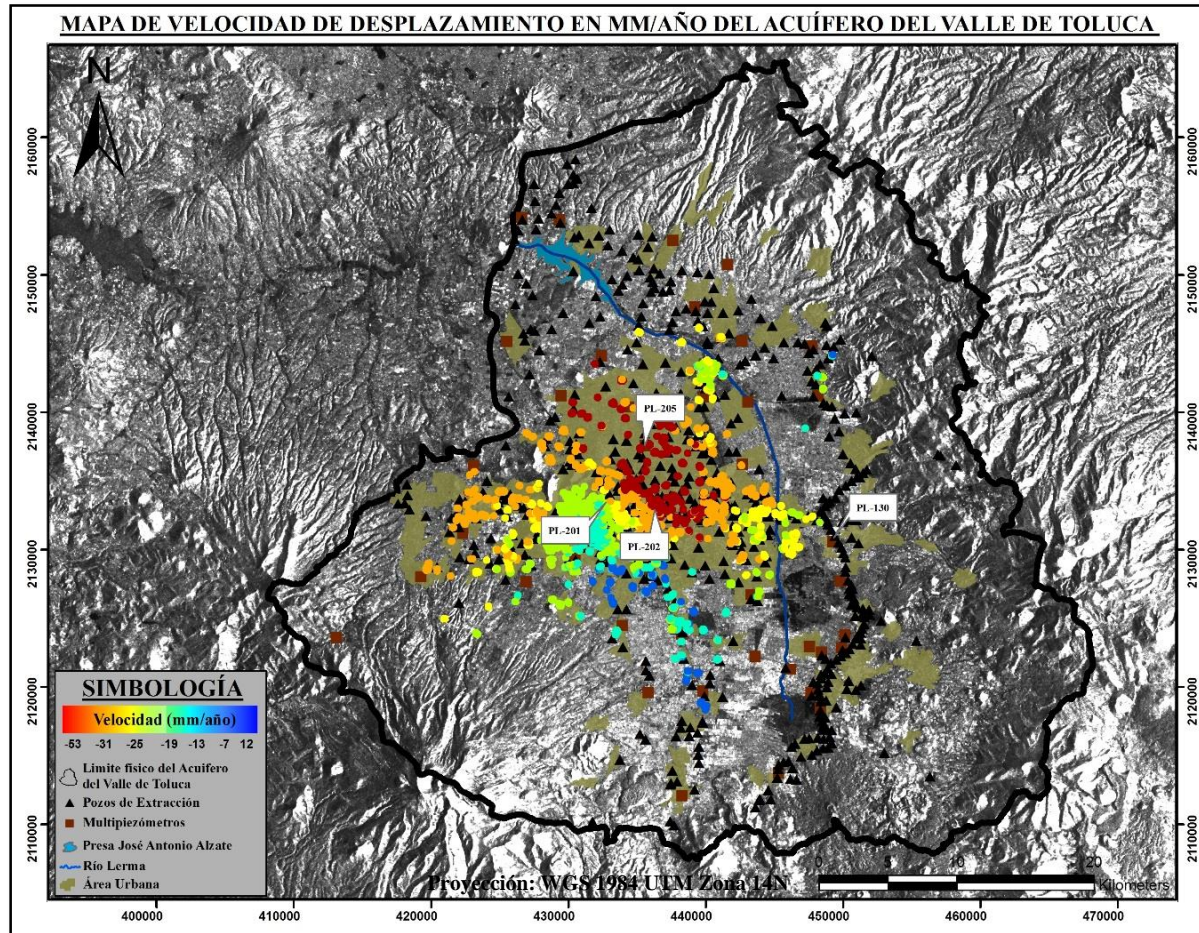


Figura 4.3. Evolución de la velocidad de deformación correspondiente al periodo de 2003 al 2010 para la zona Acuífero del Valle de Toluca.

4.1.4. Validación de resultados derivados de Análisis Piezométricos y trabajo de campo.

Con la intención de correlacionar espacialmente los resultado derivados del método DPI se utilizaron los valores piezométricos de la CONAGUA para el periodo 2000-2010. Las Figuras 4.4., 4.5., 4.6. y 4.7. muestran una serie de graficas de los multipiezómetros más significativos registrando profundidades menores a 50m y mayores a 130m en un periodo de 2000 a 2010. Para ello se realizó un cálculo del abatimiento de los niveles de agua subterránea, seleccionando los datos de profundidad del año inicial (N_i) y profundidad del año final (N_f) expresado de la forma:

$$N_i - N_f = S$$

Donde **N_i** : es el nivel del agua subterránea (msnm) del año inicial, **N_f** : es el nivel del agua subterránea (msnm) del año final y **S** es el abatimiento del nivel del agua subterránea (m).

Se seleccionaron los piezómetros PL-130, PL-201, PL-2002 y PL-205 debido a que su ubicación representa un cambio o límite en los valores de los mapas finales de subsidencia. De acuerdo con las gráficas generadas se observa un mayor grado de abatimiento de agua subterránea en la zona centro del área urbana de Toluca, no obstante, para el periodo de 2000 a 2010 se ha alcanzado un valor máximo de 15m, tal valor se registró en el piezómetro número PL-202 (Figura 4.6.) ubicado en el centro de la Ciudad de Toluca, el cual muestra una recuperación en el nivel de agua de hasta 12m reflejada en los valores de los multipiezómetros, sin embargo las fluctuaciones máximas se encuentran a profundidades de 110m y 150m mostrando un mayor nivel de abatimiento de hasta 82m y 74m ya que en lugar de descender éstos aumentaron drásticamente, haciendo una comparación con los valores de velocidad de deformación se observa un comportamiento similar ya que en esta zona se presentan los valores más altos de subsidencias de -65 milímetros al año indicando la zona con mayor índice de subsidencia. Lo mismo ocurre para el piezómetro 205 ubicado al centro-norte de la Ciudad de Toluca, donde el mayor nivel de abatimiento se presenta a profundidades mayores a los 150m con una oscilación de hasta 51m, y los valores de velocidad siguen indicando un comportamiento similar de deformación vertical de -59m, sin embargo se observa una recuperación o un comportamiento constante en las profanidades de 88 y 42, alcanzando valores máximos entre 11 y 19m.

Los piezómetros 130 y 201 representan una evolución en tres niveles de agua subterránea el primero: 151m, 121m y 57m situado al este de la Ciudad de Toluca y el segundo 79m, 50m y 23m, ubicado al oeste, mostrando un comportamiento constante, la causa de su recuperación para el primer piezómetro puede asociarse a la extracción del agua subterránea de los pozos productores del sistema Lerma. Por otro lado el escenario cambió, el segundo piezómetro ubicado en la ciudad de Toluca mostró una estabilidad entre los niveles más altos de abatimiento, siendo así, la deformación total se hace presente entre rangos de -29mm/año a -13mm/. Finalmente, la relación se hizo a través de las zonas que presentan mayor tasa de abatimiento, mayor índice de subsidencia y las zonas que presentan mayor población, con el fin de mostrar las pautas de tendencia en la disminución de los acuíferos, y los cambios que han ocurrido en el AVT, a través del tiempo.

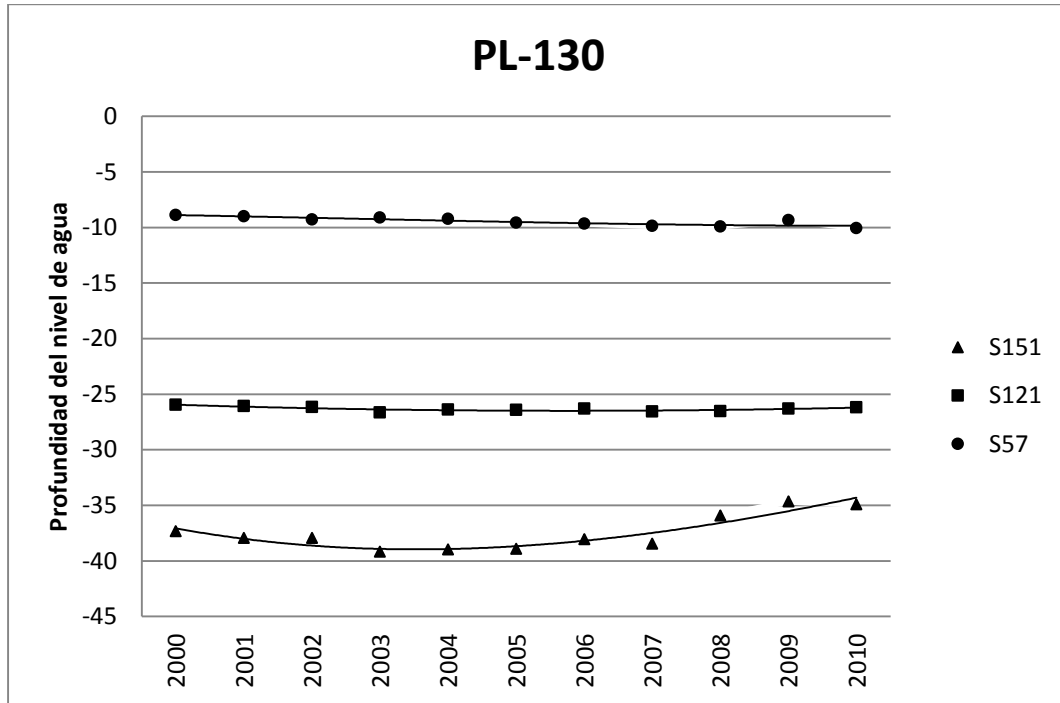


Figura 4.4. Grafica de la evolución de los niveles de agua subterránea del multipiezómetros PL-130 considerando tres sondas 151, 121 y 57m.

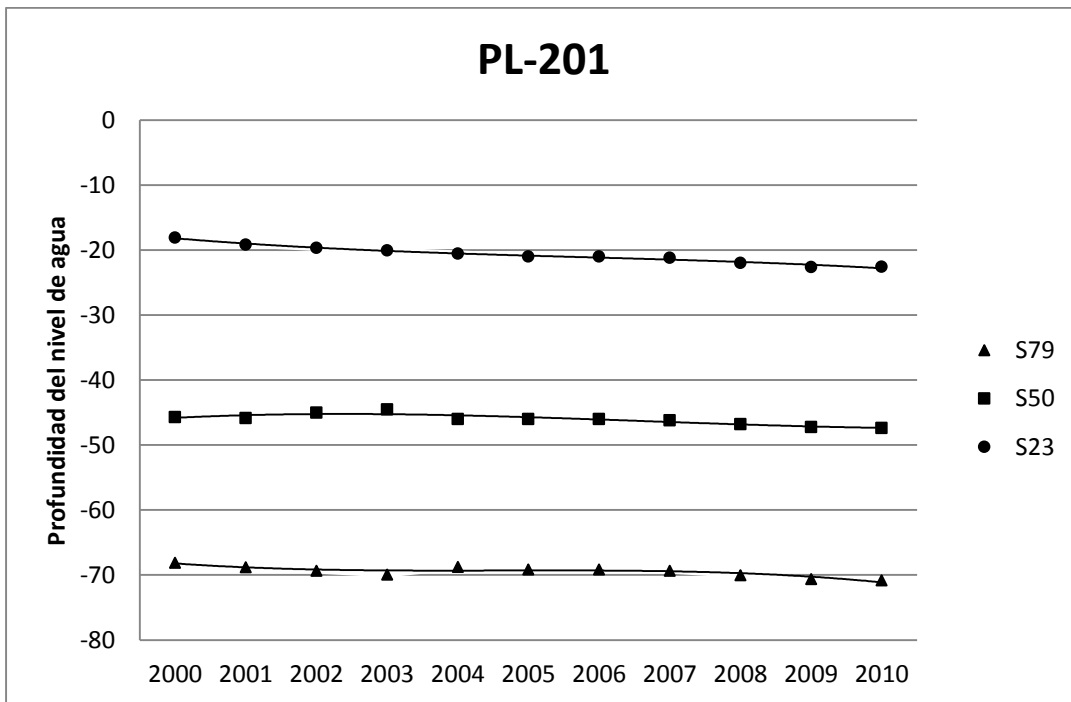


Figura 4.5. Grafica de la evolución de los niveles de agua subterránea del multipiezómetro PL-201 considerando tres sondas 79, 50 y 23m.

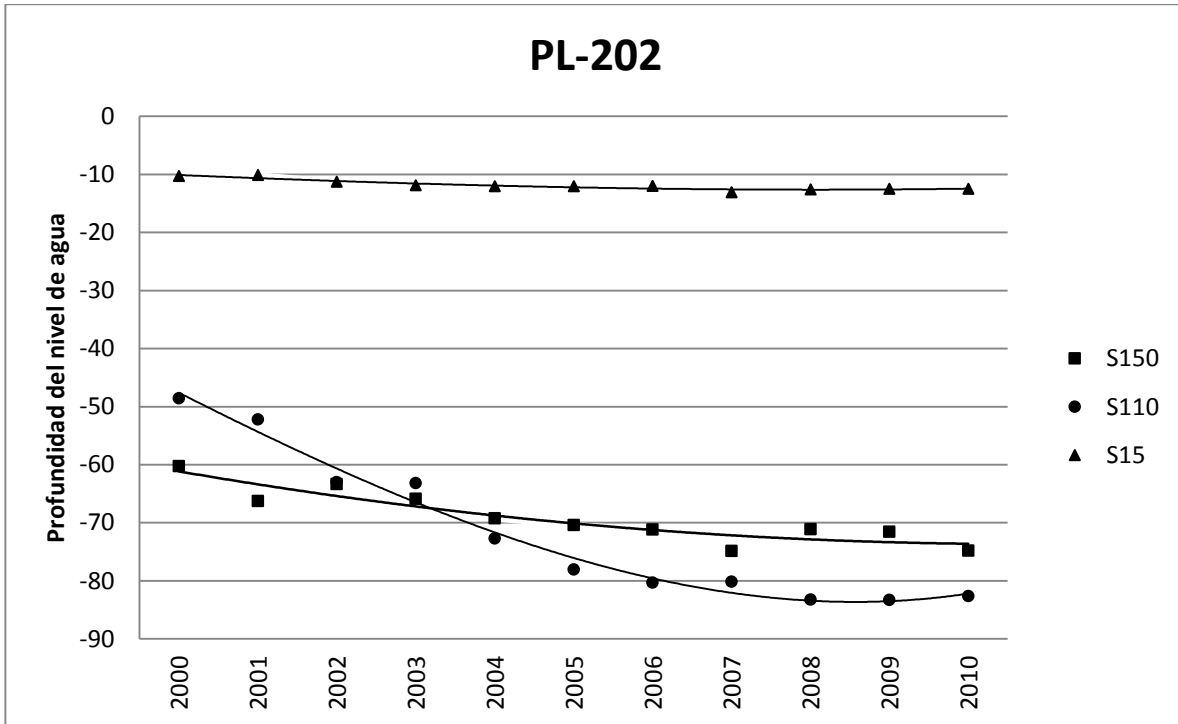


Figura 4.6. Grafica de la evolución de los niveles de agua subterránea del multipiezómetro PL-202 considerando tres sondas 150, 110, y 15m

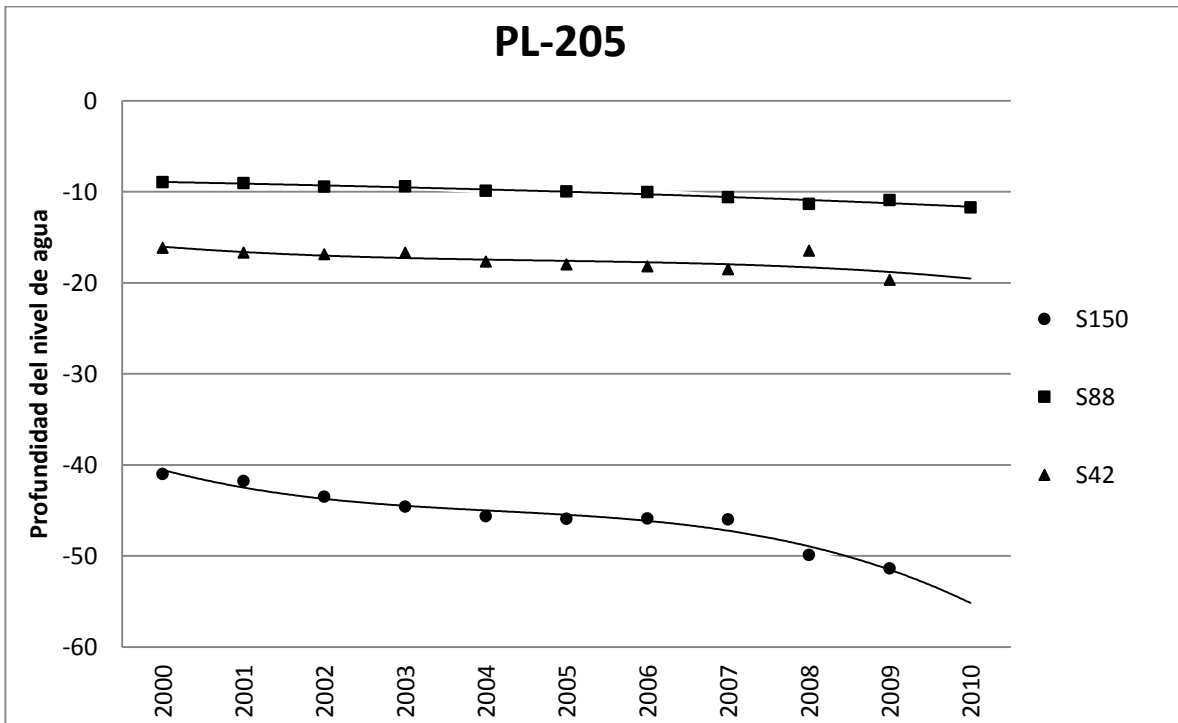


Figura 4.7. Grafica de la evolución de los niveles de agua subterránea del multipiezómetro PL-205 considerando tres sondas 150, 88, y 42.

La verificación de los resultados en el trabajo de campo consistió en la selección previa de puntos en las imágenes que ya han sido trabajadas, así como la ubicación de pozos de extracción de agua subterránea y posteriormente se realizó la rectificación con puntos de control GPS en campo, para verificar las zonas con mayor grado de subsidencia y así realizar su descripción. Para ser más precisos se utilizó un GPS Trimble GS5 (60 cm de resolución) con la finalidad de obtener mediciones verticales precisas de puntos específicos de hundimientos.

La Figura 4.8. muestra un mapa de las zonas donde se concentran los niveles más altos de subsidencias con rangos que van de -79 a -42 mm/año (puntos rojos), las ubicaciones con GPS mostraron ocho zonas afectadas (pentágonos verdes) hacia el este de la Ciudad de Toluca entre los límites de la carretera Toluca Ixtlahuaca y la carretera Miguel Ángel Valdez, y se observa que la mayoría de los puntos coinciden en zonas industriales donde los pozos de extracción determinan las causas del hundimiento. En general se observan los daños y afectaciones que trae consigo una subsidencia, como fracturas, agrietamiento en el terreno, horizontes de suelo con alto contenido de arcilla y limo compresible, socavación y en consecuencia formación de vacíos (Figuras 4.9., 4.10., 4.11., 4.12., 4.13., 4.14., 4.15., 4.16. y 4.17.) las áreas más críticas coinciden con un alto bombeo de aguas subterráneas producto del crecimiento y actividades de la población. Por ejemplo cerca del punto 1 (P-1) muestra una concentración de los niveles más altos de subsidencia, así como de pozos de extracción, sin embargo la relación se hizo a partir del punto más alto con respecto a los demás y se observó una fractura que puede ser a causa de un desplazamiento de bloques en una base material inestable.



Figura 4.14. Ubicación de pozo de extracción dentro de una zona industrial automotriz



Figura 4.15. Presencia de limo y arcilla

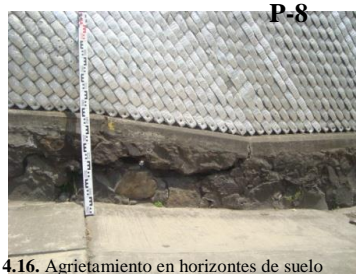


Figura 4.16. Agrietamiento en horizontes de suelo

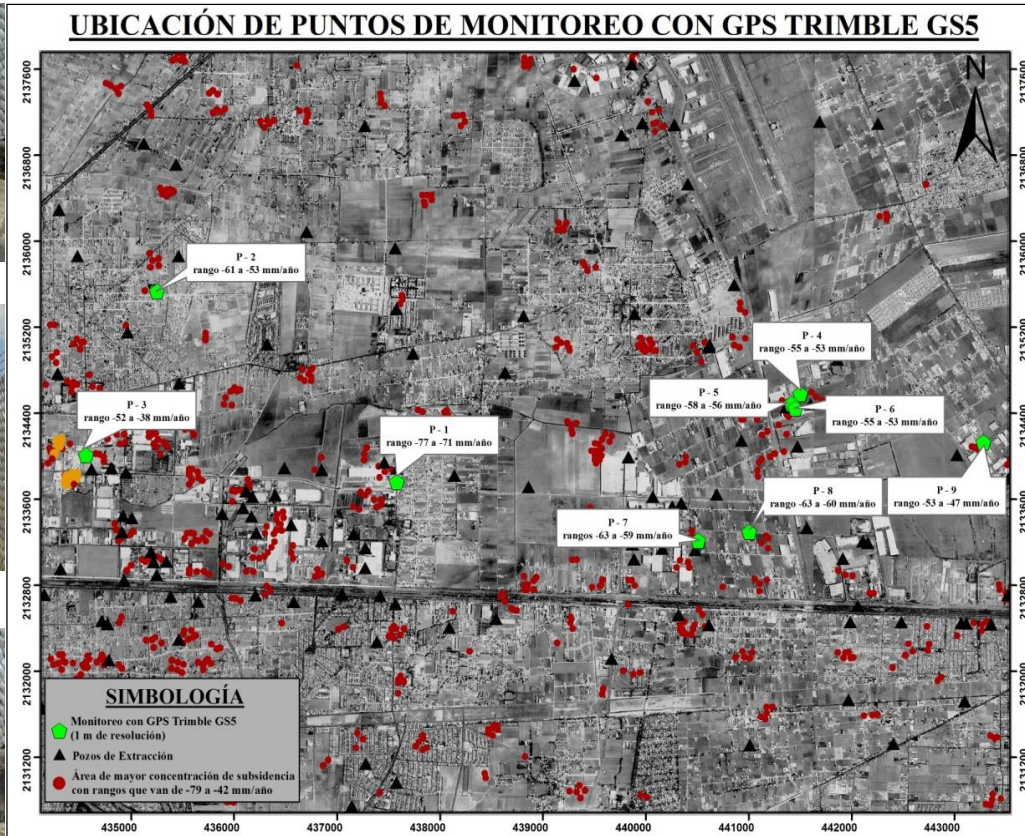


Figura 4.17. Presencia de fractura en una grada

4.1.5. Validación de resultados derivados del Método Dual Pair Interferometry a partir de trabajos de investigación previos. Calderhead et al., 2010, Chaussard et al., 2013, Dávila et al., 2014.

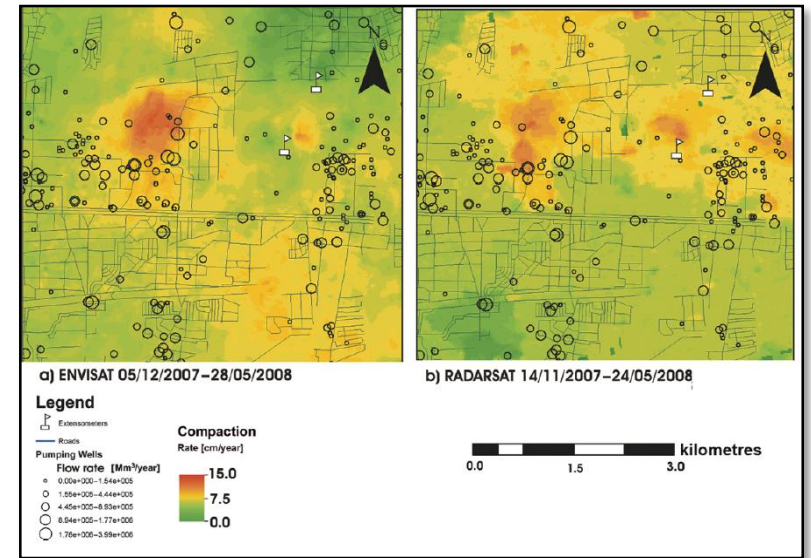
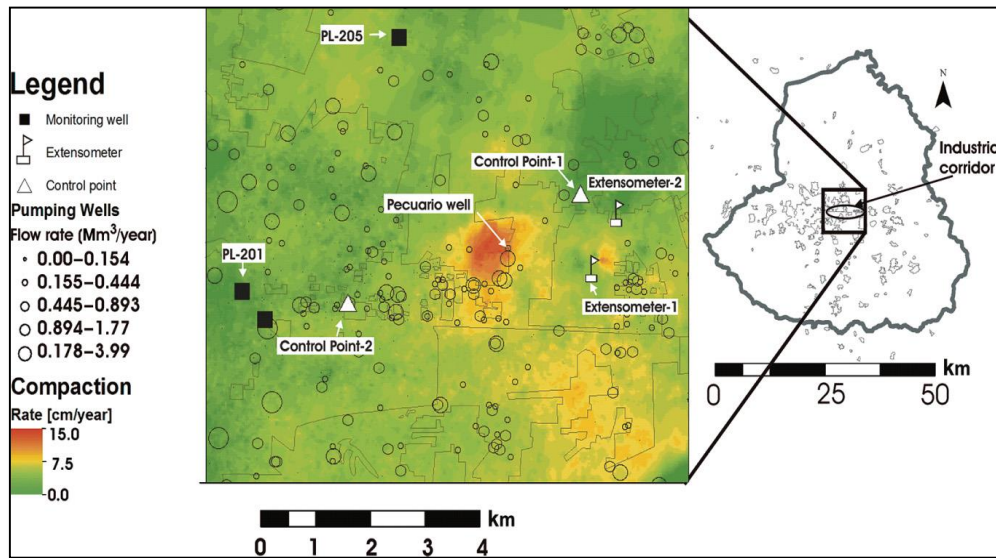
Como se mencionó en capítulos anteriores, existen tres trabajos preliminares asociados a métodos empleando imágenes de radar complejas para la evaluación multitemporal de subsidencias en la zona de estudio (Valle de Toluca). En el diagrama de la Figura 4.18. se realizó un comparativo entre las distintas metodologías propuestas y los resultados obtenidos con respecto al presente trabajo. En la cual se muestra que el método indirecto con mayor grado de error es el publicado por Calderhead et al., (2010) ya que los valores de velocidad obtenidos se basan en una técnica convencional DInSAR a partir de un par de imágenes complejas, sin embargo la temporalidad no fue la adecuada ya que la disminución del error dependerá de la cantidad de imágenes con las que se cuente y su correlación temporal entre las mismas, la velocidad estimada en del orden centimétrico).

Por su parte, Chaussard et al., (2013) trabajó con imágenes ALOS con alta resolución el método que utilizó es muy preciso sin embargo el número de imágenes no fueron suficientes, ya que depende en gran medida de la cantidad de imágenes para obtener mediciones precisas de orden milimétrico. Por su parte Dávila et al., (2014) aplicaron el método de Persistent Scatterers (PS) en el cual estima las velocidades promedio de orden milimétrico, indicando un método más exacto, la temporalidad si es adecuada, ya que para estimar una velocidad promedio se necesita un periodo mínimo de 7 años, el número de imágenes son suficientes de tal manera que PS puede trabajar a partir de 20 imágenes de radar, existe una buena correlación.

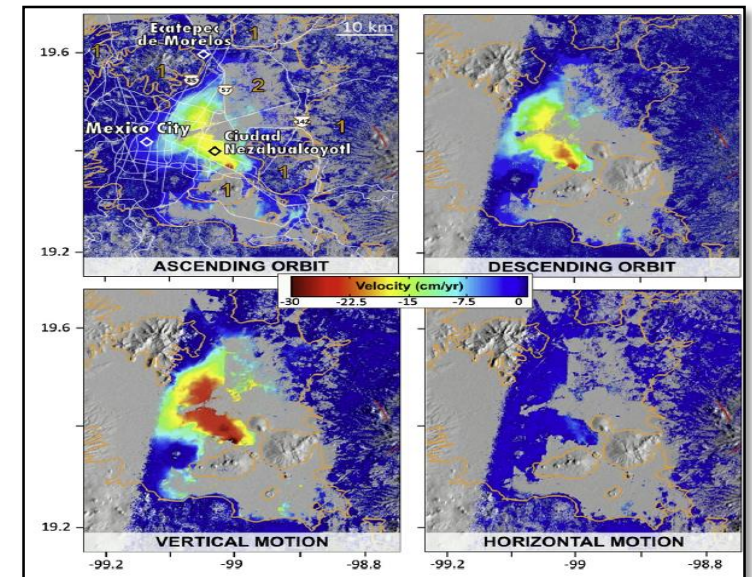
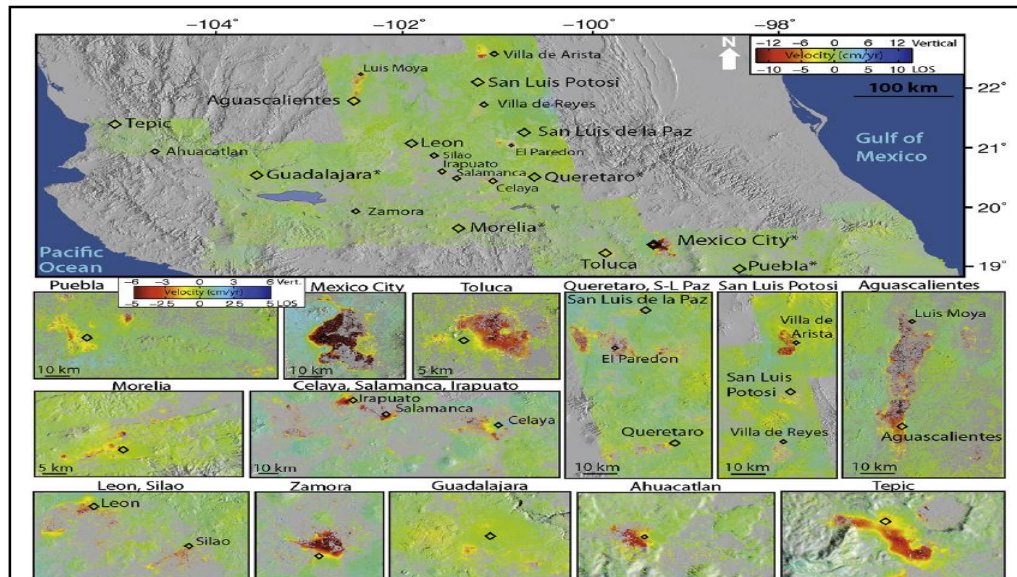
Finalmente en este trabajo el método de Dual Pair Interferometry es de orden milimétrico, lo que indica que es más preciso porque trabaja a nivel pixel dando la deformación promedio para una temporalidad de siete años (diferencia entre pixeles), el número de imágenes es adecuado, al igual que método de PS, Dual Pair puede trabajar a partir de 20 imágenes. Sin embargo existen fuentes de error que pueden interferir en el procesamiento como: la decorrelación temporal ocurridos por los cambios físicos en el terreno, los cambios en la retrodispersión de la señal provocando baja coherencia, y el ruido residual.

AUTOR	CALDERHEAD 2010	CHAUSSARD 2013	DÁVILA 2014	HERNÁNDEZ 2014
SENSOR EMPLEADO	ERS-1 ERS-2 RADARSAT-1 ENVISAT ASAR	ALOS	ENVISAT ASAR	ENVISAT ASAR
TEMPORALIDAD	1995-1996 2001-2002 2003-2008	2007-2011	2003-2010	2003-2010
TIPO DE ORBITA	Ascendentes Descendentes	Ascendentes Descendentes	Descendentes	Descendentes
NUMERO DE IMÁGENES UTILIZADAS	30 imágenes	Más de 600 imágenes	32 imágenes	27 imágenes
MÉTODO APLICADO	Persistent Scatterers Interferometer (PS) Coherent Target Monitoring (CTM)	Small Baseline (SBAS)	Persistent Scatterers Interferometer (PS)	Dual Pair Interferometry (DPI)
LUGARES DE MAYOR CONCENTRACIÓN DE SUBSIDENCIA	Acuífero del Valle de Toluca (corredor industrial ubicado en la parte oriente de la zona metropolitana del Valle de Toluca).	San Luis de la Paz, Aguascalientes, Celaya, Silao, León (áreas agrícolas), San Luis Potosí, Querétaro, Morelia, Salamanca, Irapuato, Zamora, Ahuacatlan, Tepic, Ciudad de México, Toluca (áreas urbanas), Guadalajara y Puebla (áreas industriales).	Acuífero del Valle de Toluca (casco histórico de la Ciudad de Toluca; y se identifica tendencia en las deformaciones superficiales en la parte noreste, que corresponden a las áreas rurales).	Acuífero del Valle de Toluca (corredor industrial ubicado en la parte oriente de la zona metropolitana del Valle de Toluca y al noreste perteneciendo a las áreas agrícolas).
NIVELES MÁXIMOS DE SUBSIDENCIA	40 cm/año	30 cm/año 18.4 a 3.3 cm/ año	60 mm/año	79 mm/año
RESULTADOS	Figura 4.19.	Figura 4.20.	Figura 4.21.	Figura 4.22.

Análisis de subsidencia del terreno en el Valle de Toluca a partir del método Dual Pair Interferometry (DPI)

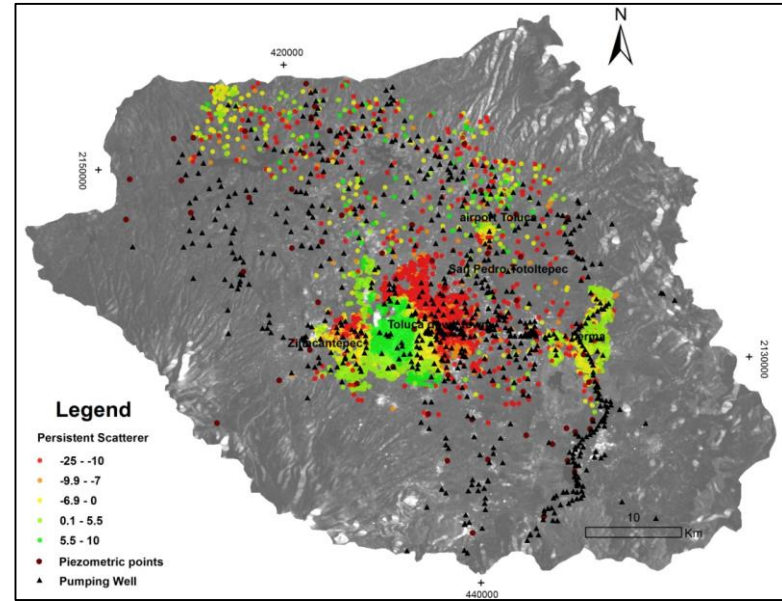
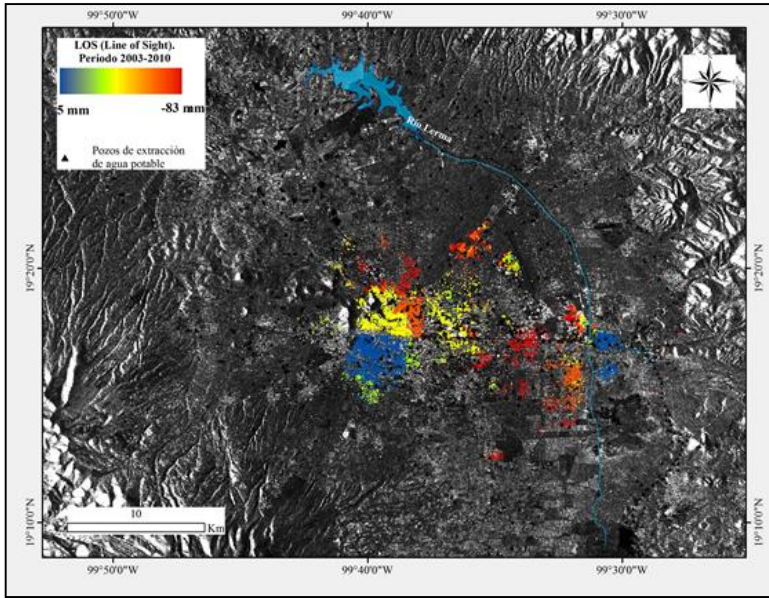


ENVISAT y RADARSAT mediante el método (PS) realizados por Calderhead 2010

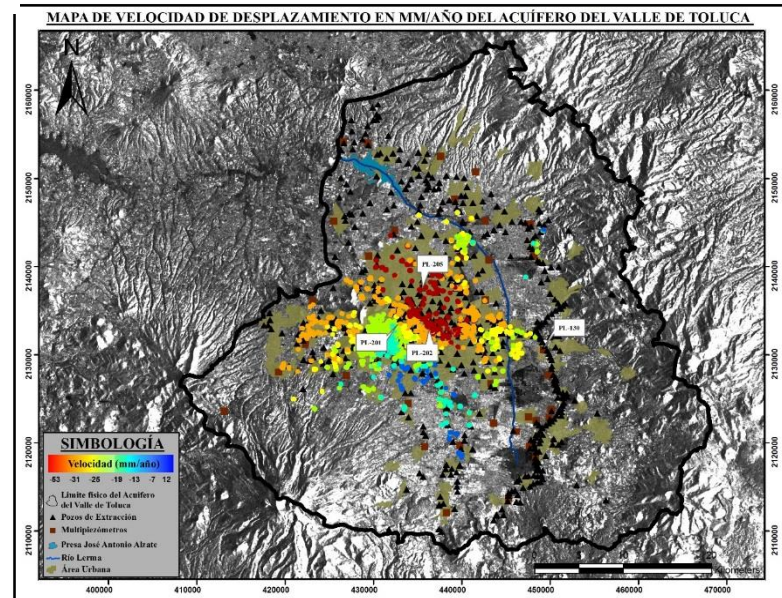
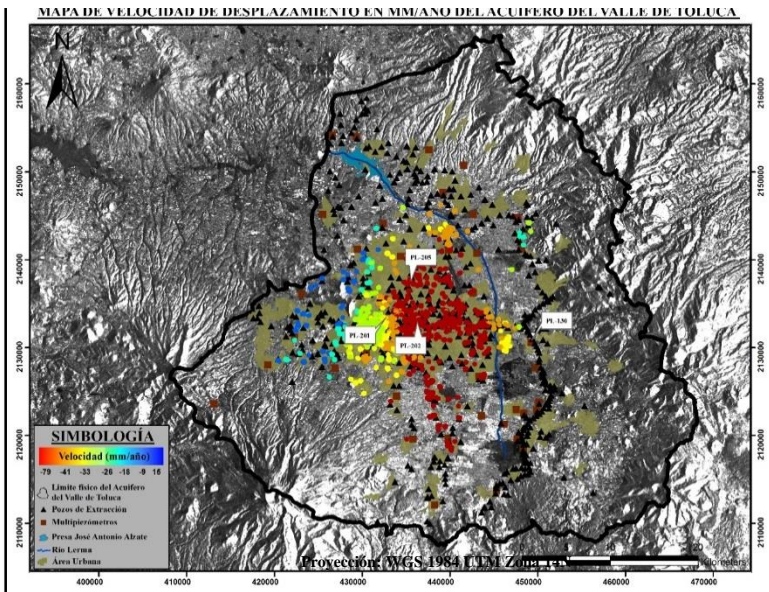


ALOS de alta resolución mediante el método (SBAS) realizados por Chaussard 2013

Análisis de subsidencia del terreno en el Valle de Toluca a partir del método Dual Pair Interferometry (DPI)



ón con imágenes ENVISAT 30 metros de resolución mediante el método (PS) realizados por Dávila 2014



ormación con imágenes ENVISAT 30 metros de resolución mediante el método Dual Pair Interferometry realizados por Hernández 2014

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Se utilizó un método de Interferometría Diferencial (DinSAR) llamado *Dual Pair Interferometry* (DPI) cuya objeto radica la cuarta aproximación (4-pass differential Interferometry approaches) estimada a partir de un sistema de ecuaciones lineales que permitió estimar la velocidad promedio para la temporalidad 2003-2010 mediante la selección de pixeles que conservaron mayor información en términos de magnitud y fase de la señal.

Se obtuvo como resultado dos mapas de velocidad de deformación milimétrica (mm/año) con velocidades máximas de hasta 76mm/año, que en términos espaciales corresponden a la zona centro del área urbana de la Ciudad de Toluca, en ambos mapas las velocidades máximas de deformación o subsidencia se ubicaron en el sector noreste y este, con valores de hasta -79 mm/año.

La validación del trabajo consistió en análisis piezométricos y reconocimiento de evidencias diferenciales del terreno en campo. Encontrando así una correlación espacial directa de entre las zonas de mayor abatimiento (de hasta 44 m) a profundidades mayores a los 110 m con respecto a los valores máximos de deformación de acuerdo al método **DPI**. Sin embargo la temporalidad seleccionada de diez años para poder comparar piezometría con **DPI** fue una limitante para conocer el verdadero comportamiento del acuífero; ya que aunque se contaba con registros históricos de hasta 30 años no era factible su correlación con la temporalidad que se tenía de las imágenes de radar (2003-2010).

De igual forma, del muestreo aleatorio realizado en campo con base en el mapa final de velocidad de deformación obtuvo que un 75% de los puntos visitados mostraban evidencias de procesos de subsidencia en su mayoría expresadas en forma de patrones de grietas; sin embargo esto no implica que el método DPI no muestre alta precisión en sus resultados ya

que pueden ocurrir fenómenos de subsidencia en extensas áreas presentando evidencias superficiales.

Por otra parte, se realizó un comparativo con trabajos previos Calderhead et al., (2010), Chaussard et al.,(2013), Dávila et al.,(2014) de las velocidades de deformación y de las áreas consideradas como de máxima subsidencia; lo cual puede ser atribuido a las diversas técnicas de radar empleadas como a la diferente resolución de los sensores empleados.

La aplicación de técnicas de percepción remota como **DPI** son una herramienta poderosa para el monitoreo y análisis multitemporal de fenómenos asociados a la deformación superficial de terreno ya que permite la adquisición de resultados en un relativo lapso corto de tiempo; permitiendo así identificar áreas que requieren una mayor prioridad para la realización de estudios geofísicos a detalle.

Se recomienda la integración de diversas variables hidrogeológicas para obtener una mayor exactitud en el uso de imágenes complejas de radar para el estudio de deformaciones en el terreno asociados a subsidencias, tales como correlación estratigráfica precisa de los piezómetros y pozos involucrados así como muestreo detallado para discriminar tipos de arcilla y sus propiedades de compresión y expansión.

CAPÍTULO 6

BIBLIOGRAFÍA

Agencia Alemana de Cooperación Técnica GTZ, 2009. “Manejo de la Cuenca del Río Lerma en el Valle de Toluca y Rio Balsas”. Evaluación final 2008.

Agencia Espacial Europea, ESA, <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eomissions/envisat/operations>.

Agudo, M., Biescas, E., Monserrat, O., Martínez, J., Crosetto, M., Herrera, G. 2005. “¿Cómo medir las deformaciones del terreno con teledetección radar?”, 6ª Semana de Geomática, Barcelona-España.

Bell, J., Amelung, F., Ferretti, A., Bianchi, M., & Novali, F. 2008. “Permanent Scatterer InSAR reveals seasonal and long-term aquifer-system response to groundwater pumping and artificial recharge”. *Water Resources Research*, 44(2), W02, 407.

Berardino, P., Fornaro, G., Lanario, R. & Santosti, E., 2002. “Un nuevo algoritmo para la supervisión superficie deformación basada en pequeños diferenciales de línea de base interferogramas SAR. Mexico”: s.n.

Biescas, E., Agudo, M., Monserrat, O., Ibañez, C., Crosetto, M., 2009. “Aplicaciones de la interferometría SAR para la medida de deformaciones del terreno”. Instituto de Geomática, Castelldefels, España.

Blanco Sanchez, P., 2008. “La Interferometria Diferencial DInSAR una tecnica para el monitoreo de la Subsidencia en Bogota D.C”. *DInSAR differential interferometry a Technique for subsidence monitoring in Bogota D.C.*, 165(6), pp. 1167-1193.

Blanco-Sanchez, J., Mallorqui, S., Duque and Monells, D., 2009. “The Coherent Pixels Technique (CPT): An Advanced DInSAR Technique for Nonlinear Deformation Monitoring” Pure & applied geophysics PAGEOPH, Vol. 165, No. 6. pp. 1167-1193.

Bock, Y., Wdowinski, S., Ferretti, A., Novali, F., & Fumagalli, A., 2012. “Recent subsidence of the Venice Lagoon from continuous GPS and interferometric synthetic aperture radar”. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, Q03023, <http://dx.doi.org/10.1029/2011GC003976>.

Bürgmann, R., Hilley, G., Ferretti, A., & Novali, F. 2006. “Resolving vertical tectonics in the San Francisco bay area from Permanent Scatterer InSAR and GPS analysis”. *Geology*, 34(3), 221.

Cabral Cano, E., Dixon, T., & Diaz Molina, O., 2007. “InSAR derived horizontal subsidence gradient as a tool for hazard assessment in urban areas”. Mexico : Eos.

Cabral, E., Millares, W., & Dixon, T., 2004. “Análisis de Subsidencia en la Ciudad de México: Una comparación de resultados provenientes de ERS-1/2 Y ENVISAT-ASAR”. *GEOS*, 24(2), pp. 326-327.

Calderhead, A., Martel, A., Alasset, P.J., Rivera, A., Garfias, J., 2010. “Land subsidence induced by groundwater pumping, monitored by D-InSAR and field data in the Toluca Valley, Mexico. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 36, No. 1, pp. 9-23, <http://dx.doi.org/10.5589/j.m.2010.10.024>.

Calderhead, A., Therrien, R., Rivera, A., Martel., Garfias, J., 2011. “Simulating pumping-induced regional land subsidence with the use of InSAR and field data in the Toluca Valley, Mexico”. *Advances in Water Resources*, 34 (2011) 83-97, <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.09.017>.

Carnec, C., Fabriol, H., 1999. “Monitoring and modeling land subsidence at the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, using SAR Interferometry”. *Geophysical Research Letters* 26 (9), 1211–1214.

Casu, F., Manzo, M., & Lanari, R., 2006. “A quantitative assessment of the SBAS algorithm performance for surface deformation retrieval from DInSAR data”. *Remote Sensing of Environment*, 102(3–4), 195–210, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2006.01.023>.

CCRS. 2001. “Programa GlobeSAR: Material educativo para teledetección mediante radares.” Canada Centre for Remote Sensing CCRS, Natural Resources Canada, from <http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/ccrs/tekrd/internat/glbsar2/indexe.html>.

Chang C.P., Chang T.Y., Wang C.T., Kuo C.H., Chen, K.S., 2004. “Land-surface deformation corresponding to seasonal ground-water fluctuation, determining by SAR interferometry in the SW Taiwan”. *Mathematics and Computers in Simulation* 67 (2004) 351-359. doi: 10.1016/j.matcom. 2004.06.003.

Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., & Amelung, F., 2013. “Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series”. *Remote Sensing of Environment*, 140 (2014), 94–106, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.038>.

Chuvieco, Salinero Emilio 2002. “La observación de la Tierra desde el Espacio”. *Teledetección ambiental*, 1.a edición: mayo. pg. 586.

CNA, (. N. d. A., 1997). “Actualización de mediciones piezométricas de los acuíferos relativos en los valles de Toluca y Atlacomulco-Ixtlahuaca, en el Estado de México”, México: Unitecna.

Corapcioglu, M. Y., 1984. “Land subsidence a state of the art review”. *Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media*, NATO ASI Series (82), pp. 369-444.

Colesanti, C., Ferretti, A., Novali, F., Prati, C., & Rocca, F., 2003. “SAR monitoring of progressive and seasonal ground deformation using the Permanent Scatterers technique”. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(7), 1685–1701.

Crosetto, M., Crippa, B., Biescas, E., 2005. “Early detection and in-depth analysis of deformation phenomena by radar interferometry”, *Engineering Geology* 79 81–91.

Dávila, Norma 2011. “Modelo de segmentación de depósitos volcánicos superficiales en el Volcán de Colima, México utilizando imágenes ópticas (Terra/Aster y Spot 5) y de radar de alta resolución (TerraSAR-X)”. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México.

Dávila, N., Madrigal-Uribe, D., & Exposito, J.L., 2014. “Multitemporal analysis of surface deformation at Toluca City (México), combining Persistent Scatterer Interferometry (PSI) and spatial data of groundwater level”. Universidad Autónoma del Estado de México.

Dávila, N., Madrigal-Uribe, D., & Exposito, J.L., Avalos, R.D., 2014. “Resultados preliminares por procesos de subsidencia en la cuenca Alta del río Lerma utilizando el método Persistent Scatterer”. Universidad Autónoma del Estado de México.

DGCOH, 1997. “Estudio de Evolución de Niveles Piezométricos en la Cuenca del Alto Lerma para el periodo 1985-1997”. México: Eteisa.

Diez, A 2009. “Alternativas de administración racional de recursos hídricos en un acuífero sometido a sobreexplotación: Valle de Toluca, Estado de México”. Tesis de Doctorado. Universidad Autónoma del Estado de México.

Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt DLR. 2010 e.v. in der Helmholtz-Gemeinschaft ESA SAR.

Emilio, J., Cacheiro, D., Raquel., 2008 “Satélites Europeos”
http://www.com.uvigo.es/asignaturas/scvs/trabajos/curso0304/satelites_europeos/satelites_europeos.

Esteller, M. V., and Andreu, J. M., 2005. “Antropic effect on hydrochemical characteristics of the Valle de Toluca aquifer (central Mexico)”. *Hydrogeology Journal*. Vol. 13, núm. 2, mayo, pp.378-390.

FAO 1990. “Aplicación de la tecnología de percepción remota a las pesquerías marinas”. Departamento de Pesca. <http://www.fao.org/docrep/003/T0355S/T0355S02.htm>: 212.

Fernández, P; Irigaray, C; Jiménez, J; Crosetto, M; Monserrat, O; Chacon, J. 2009. “First delimitation of areas affected by ground deformations in the Guadalfeo River Valley and Granada metropolitan area (Spain) using the DInSAR technique”. *Engineering Geology*, 105 (2009) 84-101 doi:10.1016/j.enggeo.2008.12.005.

Ferretti, A., Pratti, C. & Rocca, F., 2001. “Dispersores permanentes en la Interferometria SAR. *Transacciones de IEEE en Ciencias de la Tierra y Teledeteccion*”, 39(1), pp. 8-20.

Ferretti, A., Fumagalli, A., Novali, F., Prati, C., Rocca, F., & Rucci, A., 2011. “A new algorithm for processing interferometric” data-stacks: SqueeSAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(9), 3460–3470, <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2011.2124465>.

Finnegan, N.J., Pritchard, M. E., Lohman, R. B., and Lundgren, P. R., 2008. “Constrains on surface deformation in the Seattle, WA, urban corridor from satellite radar Interferometry time –series analysis”. *Geophysical Journal International*, 174, 29-41.

Fruneau, B., Deffontaines, B., Rudant, J.P., and Parmentier, A.M., 2005. “Monitoring vertical deformation due to water pumping in the city of Paris (France) with differential Interferometry”. *C.R. Geoscience*, 337, 1173-1183. doi: 10.1016/j.crte.2005.05.014

Gárfias Soliz, J., 2008. “Evaluación cuantitativa de la evolución de la sobreexplotación del acuífero del Valle de Toluca, México”. Université Laval.

Gárfias Soliz, J. M., & McLaren, R., 2007. “Análisis de la interacción del agua superficial y subterránea y su influencia en la extinción de zonas húmedas”. Ingeniería Hidráulica en México, XXII(1), pp. 15-30.

Gatelli F, A., Monti Guarnieri, F., Parizzi, P., Pasquali, C., Prati, F., y Rocca., 1994 “The Wavenumber Shift in SAR Interferometry”, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 32, No. 4.

Gourmelen, N., Amelung, F., Casu, F., Manzo, M., & Lanari, R., 2007. “Mining-related ground deformation in Crescent Valley, Nevada” Implications for sparse GPS networks. Geophysical Research Letters, 34(9), <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL029427>.

Gourmelen, N., Amelung, F., & Lanari, R., 2010. “Interferometric synthetic aperture radar GPS integration”. Interseismic strain accumulation across the Hunter Mountain fault in the eastern California shear zone. Journal of Geophysical Research, 115(B9), B09408, <http://dx.doi.org/10.1029/2009JB007064>.

Hanssen, R.F., 2001. “Radar Interferometry, Data Interpretation and Error Analysis”, Kluwer Academic Publishers.

Hernández, M. 1986. “Estudio Geohidrológico preliminar de la cuenca del Alto Lerma, Estado de México”. II Seminario práctico de Geohidrología. Instituto Politécnico Nacional.

Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., & Kampes, B., 2004. “Un nuevo método para medir la deformación de los volcanes y otros terrenos con InSAR dispersores persistentes”. Mexico: s.n.

Hooper, A. 2006. “Persistent scatter radar interferometry for crustal deformation studies and modeling of volcanic deformation”. (Ph.D. Thesis). : Stanford University.

Instituto de Fomento Minero y Estudios Geológicos del Estado de México (IFOMEGEM, 2009). Carta geológica del Estado de México.

Jacobo, J., 1999 “Radar de Apertura Sintética”. Reporte Técnico.

J.S. Lee., I. Jurkevich, P. Dewaele., P. Wambacq., and A. Oosterlinck., 1994. “Speckle Filtering of Synthetic Aperture Radar Images”. A Review, Remote Sensing Reviews, Vol. 8, 313 – 340.

J. Xiao., J. Li., and A. Moody., 2003. “A Detail-Preserving and Flexible Adaptive Filter for Speckle Suppression in SAR Imagery”. International Journal of Remote Sensing, Vol. 24 (12), pp. 2451 – 2465.

Kampes, B. 2005. “Displacement parameter estimation using permanent scatterer interferometry”. (Ph.D. thesis). : Technische Universiteit Delft.

Kampes, B. 2006. “Radar interferometry Persistent Scatterer technique”, remote sensing and digital image processing, 12: Springer.

Lesser I, J. M., & Cortés P, M. A., 1998. “El hundimiento del terreno de la ciudad de México y sus implicaciones en el sistema drenaje”. Ingeniería hidráulica en México , XIII(3), pp. 13-18.

Lillesand, Thomas, L; Kiefer, R. W., 2001. “Remote Sensing and Image Interpretation”, fourth edition, John Wiley & Sons, Inc. 724 pp.

Lira, J., 2002. “Introducción al tratamiento digital de imágenes de satélite”. Instituto Politécnico Nacional (IPN), Fondo de Cultura Económica (FCE); primera edición, 417 pp.

Lira, J., 2009. “Tratamiento digital de imágenes multispectrales”, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica; segunda edición, 618 pp.

Lira, J., 2010. “Tratamiento digital de imágenes multispectrales”, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica; segunda edición, 618 pp.

López-Quiroz, P., Doin, M. P., Tupin, F., Briole, P., & Nicolas, J.M., 2009. “Time-series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry”. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1), 1–15, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.02.006>.

Lopinto, Ettore 2010. “An introduction to the Synthetic Aperture Radar”. Agency Spatial Italiana ASI: 528.

Macías José Luis 2006. “Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos en México”: *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, Universidad Nacional Autónoma de México, 3, 379-424.

Massonnet, D., Feigl, K., 1998. "Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface" *Reviews of Geophysics* **36**(4): 441-500.

Masuelli, Sergio 2003. “Procesamiento básico de imágenes SAR”. Informe del trabajo de la beca ASI-CONAE.

M. Richards., 2007 “Guide to Interferometric SAR Concepts and Signal Processing”. *IEEE Aerospace and Electronic*, Vol. 22, No. 9.

O.H. Bustos. 1997. “Robust Statistics in SAR Image Processing, Proceedings”, First Latino-American Seminar on Radar Remote Sensing, Vol. ESA SP-407, pp. 81 – 89.

Olmsted, Coert. 1993. “Scientific SAR User's Guide”. Julio, Alaska SAR Facility. ASF-SD-003: 57.

Ormeño Villajos, S., 2006 “Teledetección Fundamental”. Universidad Politécnica de Madrid, Departamento de Ingeniería Topográfica y Cartografía., Tercera Edición, 344 pp.

Osmanoglu, B., Dixon, T. H., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., & Jiang, Y., 2010. “Mexico City subsidence observed with persistent scatterer InSAR”. *International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation*, 13(2011), 1–12, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2010.05.009>.

Rudolph, D. L., Herrera, I., & Yates, R., 1989. “Groundwater flow and solute transport in the industrial well fields of the Texcoco saline aquifer system near Mexico city”. *Geofísica Internacional*, 28(2), pp. 363-408.

Salas Garcia, J., 2008. “Diseño construcción e instalación de equipo de monitoreo hidrológico a un bajo costo”. Mexico: s.n.

Sarychikhina, O., Glowacka E., Suárez F., Mellors, R., Ramirez, J., 2010. “Aplicación de DInSAR a los estudios de subsidencia en el Valle de Mexicali”, Department of geological Sciences.

Sarychikhina, O., Glowacka E., Mellors R., Suárez F., 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, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 204 (2011) 76–90, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.03.004>.

Scott, R. F., 1979. “Subsidence: Evaluation and prediction of subsidence”, Florida : Saxena, S.K.

Sillerico, E., Marchamalo, M., Rejas, J. G. & Martinez, R., 2010. La técnica DInSAR: bases y aplicación a la medición de subsidencias del terreno en la construcción. *DInSAR techara*, hunque: basis and applications to terrain subsidence monitoring in construction works , 62(519), pp. 47-53.

D. Small., P. Pasquali., and S. Fuglistaler., 1996. “A Comparison of Phase to Height Conversion Methods for SAR Interferometry”, Proceedings of IGARSS 1996 – Lincoln, Nebraska – USA – 27-31.

Sneed, M., Ikehara, M., Balloway, D., Amelung, F., 2001. “Detection and measurement of land subsidence using global positioning system and interferometric synthetic aperture radar, Coachella Valley, California, 1996-1998”. Water-Resources Investigations. Report 01-4193, US Geological Survey, USA.

Skolnik Merrill. I. 1990. “Radar Handbook”. Second Edition, McGraw Hill.

Stramondo S, M., Saroli, C., Tolomei, M., Moro, F., Doumaz, A., Pesci, F., Loddo, P., Baldi, E., Boschi., 2007. “Surface movements in Bologna (Po Plain, Italy) detected by multitemporal DInSAR”. Remote Sensing of Environment. 110 (2007) 304-316. doi: 10.1016/j.rse.2007.02.023.

Strozi T., U. Wegmuller., C. L. Werner., A. Wiesmann., V. Spreckels., 2003. “JERS SAR Interferometry for Land Subsidence Monitoring”. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 41, No. 7, July 2003, pp 1702-1708.

Teatini P, L., Tosi, T., Strozi, L., Carbognin, U., Wegmuller, F., Rizzetto., 2005. “Mapping regional land displacements in the Venice coastland by an integrated monitoring system”. Remote Sensing of Environment 98 (2005) 4003-413. doi: 10.1016/j.rse.2005.08.002.

Sarmap, Agosto 2009. The SAR-Guidebook, Examples based on SARscape. Slide presentation.

Tomás R, Y., Márquez, J, M., López-Sánchez., J, Delgado., P. Blanco., J.J. Mallorquí., M. Martínez., G. Herrera., J. Mulas., 2005. “Mapping ground subsidence induced by aquifer overexploitation using advanced Differential SAR Interferometry: Vega Media of the

Segura River (SE Spain) case study”. *Remote Sensing of Environment* 98 (2005) 269-283. doi:10.1016/j.rse.2005.08.003.

Usai, S. 2003. “A least squares database approach for SAR interferometric data”. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(4), 753–760, <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2003.810675>.

Yan, Y., Doin, M. P., López-Quiroz, P., Tupin, F., Fruneau, B., Pinel, V., et al. 2012. “Mexico City subsidence measured by InSAR time-series: Joint analysis using PS and SBAS approaches”. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 5(4), 1312–1326, <http://dx.doi.org/10.1109/JSTARS.2012.2191146>.

Zhou Y., Stein A., and Molenaar M., 2003. “Integrating interferometric SAR data with levelling measurements of land subsidence using geostatistics”. *International Journal of Remote Sensing* 24: 18, 3547-3563.

Zhang Q., Zhao C., Din X., and Peng, J., 2007. “Monitoring Xian Land Subsidence Evolution by Differential SAR Interferometry”, en *Geomatics Solutions for Disaster Management*. Edited by J. Li, S. Zlatanova, A. G. Fabbri. New York. Springer.

