



UASLP

Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

Correlación entre el nivel freático del acuífero y la presencia del fenómeno de subsidencia en el Valle de San Luis Potosí

Tesis

Para obtener el grado de

Maestro en Tecnología y Gestión del Agua

Presenta:

Ing. Omar Herrera García

Asesor:

Dr. Abraham Cárdenas Tristán



FACULTAD DE
INGENIERÍA
UASLP

San Luis Potosí, S. L. P.

Septiembre de 2023



15 de junio de 2023

**ING. OMAR HERRERA GARCÍA
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por el **Dr. Abraham Cárdenas Tristán**, *Asesor de la Tesis* que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Tecnología y Gestión del Agua**. Me es grato comunicarle que en la sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 15 de junio del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"Correlación entre el nivel freático del acuífero y la presencia del fenómeno de subsidencia en el valle de San Luis Potosí"

Introducción.

1. Descripción de las características de estratos del suelo del valle de San Luis Potosí.
2. Modelación espacio temporal de nivel freático y los aprovechamientos del acuífero.
3. Modelación espacio temporal del fenómeno de la subsidencia en el valle de San Luis Potosí a través de procesos de Interferometría.
4. Correlación del comportamiento del nivel freático según registro de aprovechamientos del acuífero y el modelado de los procesos de Interferometría para estimar la subsidencia.
5. Resultados y discusión.
Conclusiones.
Referencias.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

**DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR.**



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN



www.uaslp.mx

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336

Copia. Archivo.
*etn.

"UASLP, más de un siglo educando con autonomía"

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Humanidades Ciencia y Tecnologías (CONAHCYT) por la beca otorgada.

A mi asesor de tesis, el Dr. Abraham Cárdenas Tristán, por haberme aceptado como alumno y guiarme con mucha paciencia a lo largo del recorrido del posgrado.

Al Dr. Oscar y el Dr. Hilario por orientarme siempre con buena actitud y apoyarme cuando lo necesite.

A todos los mis profesores del posgrado porque de todos aprendí, aunque sea una mínima lección.

A mi mamá Susana por haberme apoyado siempre con ánimos y cariño. A mi Papá José Román que me ha enseñado todo lo que se en la vida y me oriento en el trabajo de investigación, sencillamente no lo habría logrado sin él.

A mi hermano Román por haberme recibido en su casa cuando más lo necesite y haber tomado una decisión difícil por mi propio bien. A mi hermana Diana porque siempre estuvo ahí para escucharme sin esperar nunca nada a cambio.

A todos los trabajadores de las dependencias de INEGI (Durango y San Luis Potosí), CONAGUA, INTERAPAS, UASLP que me respondieron con amabilidad ante mis llamados de ayuda y peticiones de información.

Tabla de contenido

Introducción	12
Marco teórico	12
Concepto de subsidencia	12
Tipos de subsidencia	13
Clasificación de Prokopovich.....	13
Clasificación de González et al.	13
Clasificación según Silva y García.....	14
Importancia del fenómeno de subsidencia	15
Consecuencias del fenómeno de la subsidencia	16
Métodos de monitoreo del fenómeno de subsidencia	17
1. Nivelación de precisión	17
2. Sistemas globales de navegación por satélite.....	17
3. InSAR.....	18
4. Extensómetro de pozo.....	18
5. LiDAR	19
Presión de poro	19
Estado del arte.....	22
Casos de estudio de la incidencia del nivel freático en los distintos estratos de los acuíferos y el impacto sobre la deformación superficial.	24
1. Nairobi, Kenia.....	24
2. Remah, Emiratos Árabes Unidos.....	24
3. Ciudad de Murcia	25
4. Planicie aluvial de Taiwan.....	26
5. Celaya, Guanajuato. Centro de México	26
6. Colombia	27
Planteamiento del problema	29
Descripción del problema.....	29
Objetivos	30
Objetivo general	30
Objetivos específicos	30
Justificación	31

Materiales	32
Métodos	33
1. Descripción de las características de estratos del suelo en el valle de San Luis Potosí.	35
1.1. Geología estructural y subsuelo.	36
1.1.1 Características del medio poroso.....	36
1.1.2. Estratigrafía	39
1.1.3. Corte transversal del sistema acuífero.	41
1.2. Piezometría.	44
2. Modelación espacio temporal del nivel freático y los aprovechamientos del acuífero.	46
2.1. Proceso y estadística de una serie temporal.	46
2.2. Interpolador IDW.	47
2.3. Acuífero somero.....	48
2.4. Acuífero intermedio.....	52
2.5. Volumen histórico extraído y productivo.	56
2.6. Volumen producido y volumen concesionado.	57
3. Modelación espacio temporal del fenómeno de la subsidencia en el valle de San Luis Potosí a través de procesos de interferometría.	60
3.1. Introducción de las características del satélite Sentinel-1.	60
3.2. Formación de imágenes SAR y los principios de la interferometría.....	61
3.2.1. La fase, amplitud y la longitud de onda.....	61
3.2.2. Celda de resolución, proyección y deformación.....	62
3.2.3. Geometría de adquisición.....	63
3.2.4. Formación del interferograma.....	71
3.3. Proceso DInSAR en Generic Mapping Tools for Synthetic Aperture Radar.	73
3.3.1. Formación de una pila de interferogramas para un proceso DInSAR.....	73
3.3.1.1. Preprocesamiento.	75
3.3.1.2. Enfoque y alineación.	76
3.3.1.3. Interferograma complejo, filtrado y mapeo de topografía a fase.....	77
3.3.1.4. Desenvolvimiento.....	80
3.3.2. Técnica SBAS.	81
3.3.2.1. Cálculo del rango promedio	82
3.3.3. Geocodificación.	82
3.4. GNSS pasiva.....	83

3.4.1. Ventajas de la red geodésica nacional pasiva.	84
3.5. Sentido y dirección de desplazamiento superficial.	85
3.6. Velocidad y magnitud de desplazamiento.	87
4. Correlación del comportamiento del nivel freático según registro de aprovechamientos del acuífero y el modelado de los procesos de interferometría para estimar la subsidencia.	92
4.1. Subsidencia sobre la reducción de presión de agua.	92
4.1.1. Deformación superficial.	93
4.1.2. Caída de carga hidráulica.	95
4.2. Deformación sobre el volumen bombeado.	96
4.2.1. Volumen bombeado y carga hidráulica.	96
4.2.2. Deformación y volumen concesionado.	97
4.3. Radios de influencia de pozos activos ante la subsidencia detectada.	98
4.3.1. Pozos activos en el acuífero intermedio.	98
4.3.1. Pozos activos en el acuífero somero.	100
4.4. Deformación superficial sobre la hidrogeología.	102
4.4.1. El suelo compresible.	102
4.4.2. Subsidencia y el límite hidrogeológico del acuífero intermedio.	104
4.4.3. Subsidencia y fallas.	105
4.4.4. Influencia de la subsidencia sobre las variables.	106
5. Resultados.	107
Conclusiones.	109
Recomendaciones	110
Referencias.	111

Índice de figuras

Figura 1.- Diagrama de cambio de presión de poro (Borselli, 2022, p. 30).	21
Figura 2.- Metodología. Elaboración propia.	34
Figura 3.- Comprobación de la hipótesis. Elaboración propia.	34
Figura 4.- Mapa de localización del valle de San Luis Potosí.	35
Figura 5.- Límites de Atterberg (Das, 2015, p. 64).	37
Figura 6.- Geología del acuífero.	41
Figura 7.- Corte transversal del valle de San Luis Potosí. Rediseño tomado de Navarro (2020).	42
Figura 8.- Delimitación de estratos. Elaboración propia.	42
Figura 9.- Cortes litológicos. Elaboración propia.	43
Figura 10.- Proceso de serie temporal en AGHW de ArcMap. Elaboración propia.	47
Figura 11.- Sistema acuífero, Carrillo, Cardona, y Moss (1996) rediseño por Hernández (2020). Y Carrillo, J. Cardona, A. Edmunds, W (2002).	50
Figura 12.- Pozos someros, obtención propia.	51
Figura 13.- Épocas de interpolación, elaboración propia.	52
Figura 14.- Tendencia de la carga hidráulica del acuífero intermedio, elaboración propia.	52
Figura 15.- Evolución del nivel freático del acuífero intermedio.	53
Figura 16.- Nivel freático en el año 2005.	54
Figura 17.- Niveles freático en el año 2018, Obtención de INEGI (2019).	54
Figura 18.- Diferencia de nivel freático entre 2005 y 2018.	55
Figura 19.- Tendencia del déficit en el balance hídrico, elaboración propia.	56
Figura 20.- Nivel freático en 2018 y dirección de flujo.	57
Figura 21.- Pozos perforados en el acuífero intermedio.	58
Figura 22.- Volumen concesionado.	59
Figura 23.- Formación de la fase. Ferretti et al. (2007). Rediseño propio en Civil 3D.	62
Figura 24.- Deformaciones ante la línea de visión. Ferretti et al. (2007).	62
Figura 25.- Deformaciones ante la línea de visión. Ferretti et al. (2007).	63
Figura 26.- Línea base perpendicular. Ferretti et al. (2007).	64
Figura 27.- Geometría de adquisición. Ferretti et al. (2007).	65
Figura 28.- Geometría de adquisición, Ferretti et al. (2007).	66
Figura 29.- a) Fase diferencial b) Fase topográfica.	68
Figura 30.- Líneas de visión (LOS) combinadas. Gambolati y Teatini (2021).	69
Figura 31.- Fase obtenida.	70
Figura 32.- Fase de un interferograma. Obtención propia.	71
Figura 33.- Fase de un interferograma. Obtención propia.	71
Figura 34.- Diferencial en línea de visión LOS.	72
Figura 35.- Apilamiento de imágenes. Sandwell et al. (2016).	73
Figura 36.- Cartografía de la deformación con órbita descendente.	74
Figura 37.- Baseline y temporal line. Elaboración propia.	77
Figura 38.- Ejemplo de placa geodésica ubicada por INEGI (2015).	83
Figura 39.- Cartografía de la deformación con imágenes de órbita descendente.	86

Figura 40.- Cartografía de la deformación con imágenes de órbita ascendente.	86
Figura 41.- Velocidad de deformación en el valle de San Luis Potosí GNSS-DInSAR.	87
Figura 42.- Mayor cantidad de subsidencia.	88
Figura 43.- Subsidencia detectada y caída de carga hidráulica.	94
Figura 44.- RGNP en el cauce del Río Santiago.	95
Figura 45.- Distribución de los pozos y sus gastos en el año 2022.	97
Figura 46.- Distribución de volumen concesionado entre 1994 y 2019.	98
Figura 47.- Radios de influencia ante pozos activos.	99
Figura 48.- Curva distancia - deformación a partir de los pozos activos, elaboración propia.	100
Figura 49.- Áreas de influencia aplicado a pozos del acuífero somero.	101
Figura 50.- Curva distancia - deformación, obtención propia.	101
Figura 51.- Caída de carga hidráulica sobre espesores de suelo blandos.	103
Figura 52.- Subsidencia sobre espesores de suelo blandos.	103
Figura 53.- Subsidencia y el límite hidrogeológico del acuífero intermedio.	104
Figura 54.- Subsidencia y fallas.	105

Índice de tablas

Tabla 1.- Criterios de colapsabilidad (González et al 2002, p. 112).	37
Tabla 2.- Compresibilidad de los materiales según (Hiscock y Bense, 2014).	38
Tabla 3.- Sistema acuífero San Luis Potosí (CONAGUA, 2020, p. 12).	40
Tabla 4.- Nivel piezométrico observado en la ZM-SLP-SGS entre los años 1971 - 1994.	44
Tabla 5.- Nivel piezométrico observado en la ZM-SLP-SGS entre los años 1995 - 2005.	45
Tabla 6.- Desplazamientos encontrados en ambas series temporales.	88
Tabla 7.- Coordenadas de estación estática GNSS USLP-ISLP.	89
Tabla 8.- Diferencia de carga en pozos del acuífero intermedio, obtención de INTERAPAS.	96
Tabla 9.- Clasificación de la subsidencia y las variables estudiadas, elaboración propia.	106

Resumen

El valle de San Luis Potosí se encuentra en una cuenca endorreica con una elevación promedio de 1840 m.s.n.m., limitado entre las Sierras de Álvarez al este y la de San Miguelito al oeste, en lo que respecta al medio geológico, este se compone por un relleno aluvial que varía entre varios tipos de sedimentos granulares delimitado por fronteras de varios tipos de rocas. El descenso de nivel freático en los últimos 60 años en el acuífero intermedio ha sido de hasta 120 m, generando un cono de abatimiento de tipo radial en el centro de la zona metropolitana coincidente espacialmente con la mayor densidad de pozos que mayor volumen de agua producen, el déficit en el balance hídrico del acuífero intermedio ha ascendido hasta 59 hm³/año. El objetivo de este trabajo de investigación es calcular la incidencia de la variación del nivel freático del acuífero sobre el fenómeno de subsidencia que se presenta en el valle mediante un análisis espaciotemporal, técnicas de interferometría de radar de apertura sintética y modelado geológico. Las variables trabajadas en la investigación son el nivel freático, el volumen de agua extraído, la deformación superficial y profundidad y tipo de material del relleno del valle. La caracterización y distribución del medio geológico se consultó en la bibliografía existente. El análisis del nivel freático se realizó mediante una serie temporal, métodos de predicción geoestadísticos y una corrección de la dirección de flujo con base en la delimitación geológica. La medición espaciotemporal de la subsidencia se realizó generando un conjunto de interferogramas entre los años 2014 y 2022 utilizando la técnica SBAS en GMTSAR. Se aplicó una comparación espacial de los aprovechamientos históricos según la ubicación de los pozos mediante radios de influencia sobre la subsidencia cartografiada y con el relleno aluvial que fue desalojado por el descenso del nivel freático en el año 2007 y 2018. En los resultados encontrados se determinó que la magnitud de la subsidencia en el valle de San Luis Potosí es lenta y progresiva con rangos de entre 10 a 50 mm/año variable a lo largo del todo el valle. Las zonas de mayor afectación se encuentran en el municipio de Soledad de Graciano Sánchez.

Palabras clave: Subsidencia, interferometría, nivel freático, acuífero, volumen concesionado.

Introducción

Marco teórico

Concepto de subsidencia

Existen distintas definiciones del concepto de subsidencia. A continuación, se presentan algunas de ellas:

La subsidencia del terreno “es un fenómeno geológico que hace referencia al hundimiento paulatino de la corteza terrestre, continental o submarina” (Tomás, *et al.*, 2009, p. 295).

Así mismo, la enciclopedia Engineering Geology (Bobrowsky y Marker, 2018) define el fenómeno de la subsidencia como: cualquier movimiento negativo vertical causado por cambios geológicos del subsuelo, (p. 883) *“puede ser de solo unos centímetros por año y que afectan a superficies muy extensas siendo casi imperceptibles, sin embargo, al cabo de algunos años tienden a generar problemas tales como cambios en el drenaje natural del área que se hunde”* (p. 1).

Por otra parte, Gambolati y Teatini (2021) mencionan que la subsidencia “es un asentamiento repentino o gradual de la superficie de la tierra causado por cambios en el régimen de esfuerzos de la estructura del subsuelo” (p.1). En este mismo sentido señalan que:

“La magnitud y distribución de los hundimientos debido a la remoción de fluidos en el subsuelo los determina el espesor de los estratos que han sufrido una reducción de presión de agua intersticial debido al bombeo y su compresibilidad” (p. 3).

Tipos de subsidencia

A continuación, se muestran diversas clasificaciones de los tipos de subsidencia según diferentes autores.

Clasificación de Prokopovich.

Prokopovich (citado por Fang y Chaney, 2017) propone desde un punto de vista genético dos tipos de subsidencia: endógena y exógena.

a) **Subsidencia endógena:** Está relacionada con procesos que se originan esencialmente en el interior del planeta. Dicho hundimiento podría subdividirse aún más según el proceso causal en hundimiento relacionado con el plegamiento, fallamiento, vulcanismo, deriva continental, etc.

b) **La subsidencia exógena:** Está relacionada con procesos que se originaron cerca de la superficie de la tierra, incluida la actividad humana. Los procesos exógenos están respaldados por energía extraterrestre, particularmente solar. La subsidencia exógena es básicamente una expresión superficial de compactación de depósitos a profundidad debido a procesos naturales o inducidos por el hombre. Se podría subdividir en:

- i. Subsidencia relacionada con la eliminación de soporte sólido, como la subsidencia por minería, karst, etc.
- ii. Subsidencia relacionada con un aumento de la carga en los estratos de compactación desencadenada por la extracción de agua, petróleo, gas, etc.

Clasificación de González et al.

González *et al.*, (2002) clasifican los tipos de subsidencia según las causas que las provocan, señalando las siguientes:

- a) Descenso del nivel freático.
- b) Minería subterránea y túneles.
- c) Extracción o expulsión de petróleo o gas.

- d) Explotación intensiva de acuíferos.
- e) Procesos lentos de disolución y lavado de materiales.
- f) Procesos morfo tectónicos y sedimentación.
- g) Procesos de consolidación de suelos blandos y orgánicos.

Clasificación según Silva y García.

Para estos autores, los tipos de subsidencia también se clasifican según las causas que la provocan (2015).

- i. Subsidencia por consolidación del terreno.* Se refiere a la disminución o pérdida del volumen de depósitos sedimentarios de baja densidad, manifestándose como consolidación aplicada por la acumulación natural excesiva de sedimentos o determinados tipos de cimentaciones.
- ii. Subsidencia tectónica producida por fallas.* Los sismos provocan reacomodo de los suelos.
- iii. Subsidencia por la preparación de sitios para el desarrollo de construcciones.* Hace referencia al impacto que genera la construcción de cualquier infraestructura que altera el balance del suelo.
- iv. Subsidencia por disolución de rocas carbonáticas.* De naturaleza en los materiales solubles como el yeso y las rocas carbonáticas, al contacto con el agua, llegan a generar grandes sistemas de huecos interconectados entre sí. La localización de este tipo es sencilla.
- v. Subsidencia por efecto de la minería.* Este es el caso de un colapso o las galerías generadas por la extracción de minerales o la construcción de túneles.
- vi. Subsidencia por erosión o piping.* Es un proceso mecánico de arrastre de partículas de suelo causado por el flujo de agua subterránea, generando una serie de canales que pueden desencadenar colapsos del terreno.

vii. Subsistencia por flujo en materiales salinos y arcillas plásticas. Esta se produce en formaciones evaporíticas asociados a la actividad diapírica. Observado en materiales arcillosos intercalados, entre materiales más competentes como pizarras.

viii. Subsistencia por carga. Ocasionada por la consolidación del terreno como consecuencia del peso que ejercen los propios sedimentos o las construcciones.

ix. Subsistencia por vibraciones. Referida de suelos granulares sueltos debido a las vibraciones producidas por los terremotos, explosiones u otras causas.

x. Subsistencia por extracciones de fluidos. La extracción de fluidos (agua, gas o petróleo) consiguen cerrar gradualmente los huecos rellenos por estos.

xi. Subsistencia por hidro compactación. Se producen en suelos bajo un contenido de humedad y situados sobre el nivel freático, al ser saturados, se provoca la disolución de los enlaces entre partículas o en la pérdida de las tensiones capilares que en ambos casos sostienen las partículas del suelo para configurar su estructura.

Importancia del fenómeno de subsidencia

Abellaneda (2015, p. 22) alude que el fenómeno de la subsidencia desencadenada ya sea por procesos como la minería o la extracción de fluidos es una huella hecha por el hombre que resulta en la modificación del medio ambiente y los ecosistemas del planeta ligada directamente a las grandes poblaciones y la industrialización.

Gambolati y Teatini (2021) enfatizan como el 70% de los casos de subsidencia en el mundo son debidos a la sobreexplotación de acuíferos, desencadenando a su vez una serie de impactos irreversibles en su mayoría. Mientras que Stevens (2011, p. 134) y Shi *et al* (2020) postulan que es el reflejo de insostenibilidad en la gestión del agua, o lo que es igual, una vulnerabilidad hídrica debida a la escasez del recurso y la incompatibilidad con el estilo de vida actual.

Consecuencias del fenómeno de la subsidencia

Son múltiples los efectos que trae consigo la subsidencia. Nuhfer *et al* (1993) enfatizan que varios de los problemas terminan en la afectación de edificios, carreteras, canales y vías férreas lo que se traduce a pérdida económica (p. 117). Identifican que se producen aperturas de oquedades, cambio de relieve topográfico que conlleva a la susceptibilidad de inundaciones, erosión por oleaje en las costas y olas de tormenta, así como, contaminación de aguas subterráneas a través de los conductos de los hundimientos. También, refieren como el área afectada puede cumplir una función de captación de agua de lluvia que dependiendo de la estructura estratigráfica podría conducir a una infiltración en un proceso de “*recarga inducida*” (p. 118). Finalmente, asemejan las consecuencias negativas en la siguiente lista:

- 1. Destrucción física y daños (a casas, edificios, carreteras, puentes, presas, etc.) por asiento diferencial y fisuras en el terreno, que se desarrollan frecuentemente en un área hundida.*
- 2. Invasión del agua sobre las tierras bajas adyacentes al mar, lagos o ríos.*
- 3. Cambios en el gradiente que afecta al flujo de agua en canales, drenajes contruidos por el hombre, tuberías y líneas de alcantarillado.*
- 4. Colapso de tuberías de pozos de petróleo y agua.*
- 5. Pérdidas y filtraciones de rellenos, canales y embalses.*
- 6. Contaminación de abastecimientos de agua subterránea por contaminantes de superficie que viajan a través de conductos y fisuras producidas por subsidencia.*

Giuseppe y Teatini (2021) identifican las siguientes consecuencias a raíz de la extracción de agua:

- Disminución de la elevación de la superficie del terreno, es decir, hundimiento del terreno, como resultado de la sobreexplotación del acuífero.*
- Formación de fisuras en la tierra causadas por el bombeo de aguas subterráneas en hundimientos cuencas, especialmente en regiones áridas y semiáridas.*

- *Activación de fallas superficiales preexistentes, creando una falla de la superficie terrestre.*
- *Inducción o desencadenamiento de eventos micro sísmicos y sísmicos debido a cambios en regímenes naturales de estrés.*

Métodos de monitoreo del fenómeno de subsidencia

Cui (2018) recopila los métodos de monitoreo para el hundimiento, los cuales se describen a continuación;

1. Nivelación de precisión

La nivelación mecánica requiere primero un punto de referencia. Generalmente se considera que este punto no produce desplazamiento vertical. Se ubican bancos de nivel en un lecho firme e inamovible como puntos de control para la nivelación. Bajo la premisa de asegurar la precisión en la medición, la nivelación se traslada hasta llegar a los puntos de nivelación designados en el área de estudio. A través del cálculo del desnivel en la red de puntos, se puede obtener la elevación de cada uno. El proceso se repite cada dos períodos, de manera que se puede obtener el asentamiento acumulado del punto de referencia en dicho lapso. Se puede obtener una precisión de hasta 1 y 2 mm/km (Cui, 2018, p. 9).

2. Sistemas globales de navegación por satélite

La medición por sistemas de posicionamiento global (GPS) necesita establecer la estación GPS en el suelo, este determina la distancia hasta el satélite según la señal emitida por el satélite. Luego, se determinan las coordenadas de longitud, latitud y altitud en la cual se encuentra posicionada la estación en un momento determinado según la ubicación de varios satélites. La resolución llega a alcanzar los 3 mm. Además, el desplazamiento horizontal del punto de medición se puede obtener utilizando el sistema GPS (Cui, 2018, p. 9).

3. InSAR

El sensor de un satélite o plataforma satelital con una pequeña antena de radar envía un haz ancho de microondas cuya longitud es de 10 mm a 1 m en un periodo de oscilación que puede ir entre 3×10^{-9} y 33×10^{-12} segundos, aunque también lo sitúan en un rango de 30 cm a 10 mm. Mediante la captura de sus propias ondas por medio del efecto de reflexión física genera imágenes de la superficie terrestre, al recibir la señal a medida que el satélite avanza, trabaja en un proceso de pulso y captura continua. De tal forma que al recibirlas construye una sola observación de los ecos combinados habiendo creado una apertura sintética o síntesis de apertura. Mediante la medición de la amplitud y fase de la onda se conoce la distancia y ubicación de los objetos distribuidos en la tierra. Repitiendo este proceso en el mismo lugar en dos tiempos diferentes, resultando un desnivel topográfico temporal por la deformación del suelo (Cui, 2018, p. 9).

El producto SAR distingue los objetos con puntos más brillantes mientras que las zonas oscuras se interpretan como superficies planas, también puede depender del tipo de relieve y presentar una reflexión difusa. Para la interferometría de dispersión permanente (PSI), la decorrelación del tiempo, espacio y los efectos atmosféricos limitan la precisión de la medición se manejan bien y la precisión puede llegar a ser milimétrica (Cui, 2018, p. 9).

4. Extensómetro de pozo

Este es un aparato compuesto por una cabeza de referencia anclada al orificio de un pozo y una serie de varillas revestidas que cuelgan hacia el vacío con un ancla al final, la cual se sujeta a diferentes profundidades, en lechosos rocosos por lo regular. Ante una deformación del suelo o de la roca las anclas jalaran a la varilla registrando el movimiento en el sensor de la cabeza. La observación multicapa, permite el monitoreo de deformación alrededor de las excavaciones subterráneas, los asentamientos en los suelos, la deformación de los cimientos entre otros. Cuenta con una precisión fiable de hasta 0.01 mm (Cui, 2018, p. 10).

5. LiDAR

La detección de luz y alcance (LiDAR) incluye dos tipos: el radar láser terrestre y el LiDAR aerotransportado. El principio de funcionamiento es que el rayo láser es transmitido por el sensor y transmitido al suelo a través del aire. Después del reflejo del suelo, el sensor recibe la señal reflejada y la distancia desde el láser hasta la superficie del suelo se puede calcular de acuerdo con el tiempo de transmisión y recepción de la señal. La precisión del LiDAR aerotransportado no es alta, solo es de 0.3 m. El radar láser terrestre se usa generalmente para obtener los parámetros de objetos en movimiento o para dibujar la forma de la superficie del objeto. Para medir el hundimiento del terreno, los requisitos técnicos del operador son altos (Cui, 2018, p. 10).

Presión de poro

Gambolati y Teatini (2021) describen como en los sistemas acuíferos, la carga del material granular estático que se encuentra sobre el acuífero junto con las capas confinantes se equilibran con el agua intersticial en cuanto a la presión y los esfuerzos verticales y horizontales. Al bombearse el acuífero la presión del agua intersticial deja de soportar grandes cargas de las formaciones suprayacentes pasando el esfuerzo directamente al material granular generando un contacto directo entre grano y grano y una compactación entre acuitardo y capas confinantes dependientes de su compresibilidad. La compresibilidad acumulada en las capas termina manifestándose en la superficie como un asentamiento. La disminución del nivel freático indica que los poros del medio granular suprayacente está quedando hueco (p. 3).

La magnitud y distribución del hundimiento en la superficie se debe a la profundidad y extensión del material compactado. Este tipo de subsidencia se entiende en su amplia expresión por el ‘asentamiento de consolidación’ que se describe en los próximos párrafos.

El hundimiento de un sistema de agua dulce depende en gran medida de la distribución de la fracción arcillosa y limosa de las capas de confinamiento. Los autores identifican

cuatro indicadores que al combinarse estos permiten apreciar los asentamientos en los acuíferos (Gambolati y Teatini, 2021, p. 5).

- Poca profundidad de enterramiento de las formaciones bombeadas.
- Depósitos altamente compresibles depositados en aguas aluviales, marinas poco profundas o ambientes lacustres.
- Disminución considerable de la presión intersticial.
- Gran espesor de los estratos acuíferos despresurizados.

Independientes al origen del fenómeno, pueden ocurrir tres procesos en el esqueleto mineral bajo la propiedad de la compresibilidad, es decir, aquella en cuyos materiales sufren de disminución de volumen cuando se aplica una carga sobre ellos. Das (2015) menciona que puede ser causada por la deformación, la reorientación de partículas del suelo y por la expulsión de agua provocando finalmente un asentamiento (p. 183). A continuación, se presentan las dos categorías que engloban los asentamientos a partir de cargas.

Asentamiento elástico, que es causado por la deformación elástica del suelo seco y de los suelos húmedos y saturados sin ningún cambio en el contenido de humedad. Los cálculos de los asentamientos elásticos se basan generalmente en ecuaciones derivadas de la teoría de elasticidad.

Asentamiento de consolidación, que es el resultado del cambio de volumen en un suelo cohesivo saturado debido a la expulsión del agua intersticial. El asentamiento de consolidación es dependiente del tiempo.

La disminución de la presión de poro, ($\Delta\mu$) también denominada presión intersticial (P_w), ocurre cuando se aplica un incremento de fuerza sobre un estrato que puede ser o no saturado, $\Delta\sigma$ (también conocida como una carga que crea una presión “P”). Consiguiente a esto, comienza a tomar fuerza el contacto de grano a grano, mediante un incremento de esfuerzo $\Delta\sigma'$ (también identificada como P_s). Terzaghi (citado por Juárez y Rodríguez., 2005) lo resume en la siguiente ecuación:

$$\Delta\sigma = \Delta\sigma' + \Delta\mu$$

$\Delta\sigma$ = Incremento de presión en el estrato.

$\Delta\sigma'$ = Incremento de presión en la estructura sólida del suelo.

$\Delta\mu$ = Diferencial de presión intersticial o presión de poro.

Así mismo, señala tres momentos en los que transcurre el fenómeno, descritos en los siguientes tiempos “t”:

1. $P_S = 0$ y $P_W = P$
2. $P_S > 0$ y $P_W < P$ es decir el $\Delta\mu < P/A$
3. $P_S = P$ y $P_W = 0$

Al colocarse en el tercer momento se cumplirá que el material del estrato ha sufrido un asentamiento y es el que ahora soporta completamente la carga inicial. Teniendo como resultado ecuación inicial con la siguiente condición:

$$P = P_S + P_W \quad (\Delta\sigma' > 0 \text{ y } \Delta\mu < \Delta\sigma)$$

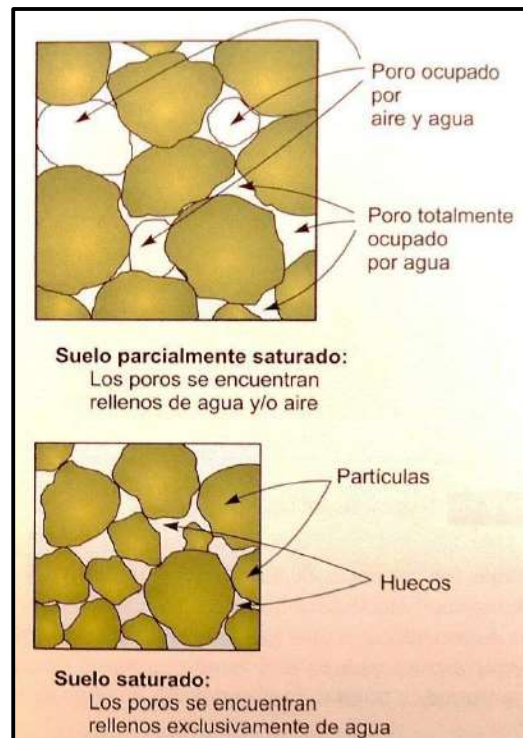


Figura 1.- Diagrama de cambio de presión de poro (Borselli, 2022, p. 30).

Giuseppe y Teatini (2021, p. 5) aseveran que los suelos de arcillas/arenas o areniscas/lutitas comparten el mismo comportamiento geo mecánico independientes a la litología, en magnitud y alcance del hundimiento en los sistemas petróleo/gas o acuífero/acuitardo.

Finalmente, Badillo y Rodríguez (2005) exponen como la vibración y la presión estática juntos o por separado logran la reducción de los volúmenes de materiales granulares dependientes de su forma. A su vez mencionan como el efecto de dilatación puede aumentar la masa del suelo (p. 76).

Estado del arte.

Arzate *et al.* (2006) estudiaron los agrietamientos del valle de San Luis Potosí con la finalidad de hacer una planeación para el crecimiento urbano, el desarrollo de la investigación alega que la subsidencia es provocada por la extracción de agua y supone que el fallamiento del suelo depende del espesor del acuífero, del potencial de consolidación del suelo y de la resistencia a la falla del material granular. Mediante un inventario geológico determinan que el valle “contiene una columna considerable de rellenos aluviales...” (p. 11) que varía entre 50 y más de 500 m dependiendo de la estructura rocosa escalonada (Hernández 1992 y Ruiz 1997, citado por Arzate *et al.*, 2006). A través de una exploración geofísica basada en el método de Bouguer en puntos específicos de la zona urbana seleccionados según el daño que presenta la infraestructura identificando las zonas con mayor riesgo de agrietamiento. En base a varias propuestas de abatimiento de nivel freático (entre 50 y 700 m) supuesto a partir de la superficie del valle se calculó un hundimiento posible, obteniendo como resultado las posibles áreas de mayor afectación. Concluyendo que la subsidencia depende de la presencia del basamento irregular y el descenso del nivel freático; los fallamientos en el valle de clasifican en dos tipos, de tensión y de corte; las grietas de E-O corresponden a los escurrimientos de los antiguos ríos denominados paleocauces mientras que las de orientación N-S son debidas a las irregularidades del basamento.

Arzate *et al.* (2008) presentan una serie de fotografías de la infraestructura habitacional de la colonia industrial aviación dañada por la grieta cercana y muestra evidencia de un socavón a pocos metros de profundidad en la alameda. Asevera que los fallamientos también producen levantamientos del suelo denominados cizallas.

Una exploración realizada mediante interferometría diferencial de radar de apertura sintética (DinSAR, por sus siglas en inglés) realizada por Romano (2020) identifica las áreas con mayor afectación al norte de la zona metropolitana señalando lugares clave como lo son la Colonia Aeropuerto, Parque Tangamanga II, Colonia Lomita 2^{da} Sección, Fraccionamiento María Cecilia 3^{ra} Sección y Fraccionamiento Tercera Chica 3 y 4 enfatizando que el uso anterior que se les daba era de cultivo y ahora son propensas a inundación.

Por su parte, Navarro (2020) reúne en un modelo 3D todos los pozos en el valle de San Luis Potosí encontrando que la mayoría se ubican al noreste de la zona metropolitana y muestra los 10 pozos con mayor concesión de volumen en esta misma zona. Realiza una modelación en base a descripciones ya conocidas de las perforaciones de pozo logrando visualizar el mayor espesor de sedimentos, cabe mencionar que las descripciones son arenas, gravas, limos y arcillas. Presenta la evolución de nivel piezométrico entre los años 1995-2005 y 2007-2017 encontrando el mayor decaimiento en la parte centro-oriente. Mediante interferometría satelital, levantamientos GNSS y aplicación del algoritmo CPT detecta la subsidencia al centro-oriente-norte de la zona metropolitana con muy buena precisión. Presenta una evidencia fotográfica confirmando la precisión de las tecnologías y compara la falla San José con la subsidencia, encontrando que las fallas dominan esa parte de la ciudad. Identifica un pozo con deformación alrededor y añade que la descripción litológica del relleno del valle tiene un espesor de al menos 200 metros y que por lo tanto debe ser deformable. Concluye que existe correlación espacial al norte de la zona metropolitana entre la subsidencia, el decaimiento piezométrico y el volumen concesionado identificando como causante principal al espesor y tipo de relleno del valle por tratarse de sedimentos propensos a la deformación. Resalta que la subsidencia cercana a las fallas es abrupta y crítica, mientras que aquella por extracción de agua es extensa, lenta y zonificada.

Casos de estudio de la incidencia del nivel freático en los distintos estratos de los acuíferos y el impacto sobre la deformación superficial.

1. Nairobi, Kenia.

Kumar y Kumar (2021) exponen el caso denominado “DInSAR-based monitoring of land subsidence related to groundwater over-exploitation: example from developing urban center of Nairobi, Kenia” al este de África, cuyo objetivo fue comprender la relación de la distribución espacial del hundimiento con la sobreexplotación de las aguas subterráneas y sus implicaciones para la salud de los acuíferos. Se aplicó el procesamiento sistema de aumentación basado en satélite (SB, por sus siglas en inglés) para estimar la velocidad a través de una inversión de línea de base con ayuda de una matriz de ceros. La desviación estándar de la velocidad (STD) a partir de los desplazamientos mediante el método bootstrap percentil resultó que existe una alta dependencia de la evolución espacial y temporal del hundimiento por la extracción intensiva del acuífero en combinación del tipo de geología.

2. Remah, Emiratos Árabes Unidos

El Kamali *et al.* (2021) presentan el caso llamado: “Monitoring of land subsidence using persistent scatterer interferometry techniques and ground truth data in arid and semi-arid regions, the case of Remah, UAE”. El punto central de la investigación fue identificar las deformaciones de la superficie terrestre en el área de Remah, en comparación con la depresión de los acuíferos (p. 2). A través de un análisis de interferometría con la técnica DInSAR se calculó la deformación, a la que prosiguió un análisis temporal de varios interferogramas con la interferometría de dispersión persistente paralela con la finalidad de apilar un conjunto de datos corregistrados cuyos píxeles mostraran una sola medición. Se estimó la velocidad superficial y se modeló el error topográfico conforme a la desviación estándar de la fase interferométrica para todos los pares de píxeles para mantener a los dispersores persistentes, experimentando una decorrelación de señal baja. A los píxeles que superasen este umbral se excluirían de los siguientes pasos del

procesamiento. Después se redujo el ruido atmosférico para finalmente aplicar una corrección lineal que compensa el retardo troposférico en relación con la topografía. Obteniendo una conexión de píxeles (PS) con una fase estable de tiempo (pp. 4 - 5). Respecto al consumo de agua se identificaron las curvas de nivel piezométricas y una serie temporal de mediciones del nivel de agua subterránea en los pozos de monitoreo ubicados en el área de estudio. Comparando espacialmente las deformaciones obtenidas por satélite y el cono de depresión obtenido por los datos del nivel de agua subterránea (p. 5). La investigación determinó una correlación con las mediciones del nivel de agua y la deformación de la superficie (p. 10).

3. Ciudad de Murcia

Jover (2008) presenta la investigación denominada “Estudio de la subsidencia de la ciudad de Murcia mediante interferometría SAR diferencial avanzada” cuyo objetivo propuesto es “Conocer los parámetros y aspectos fundamentales que gobiernan el fenómeno de subsidencia para su mitigación en la cuenca de la Media Vega del río Segura” (p. 3). Identificó la distribución y la evolución de las deformaciones producidas por consolidación de terreno con monitoreo de CPT-DInSAR y extensómetros de pozo para compararlo con elementos como los edificios dañados, distribución de pozos activos, sótanos y espesores de suelo blando. Referente a las variaciones de nivel freático sobre el suelo obtuvo muestras inalteradas a varias profundidades y calculó la presión de consolidación encontrando que la mayor consolidación ocurre en la superficie y disminuye a medida que aumenta la profundidad a más de 35 m. La investigación concluyó que las unidades “abanicos aluviales” o “sustrato geotécnico” presentan una menor deformabilidad y susceptibilidad a sufrir fenómenos de subsidencia por descenso de nivel piezométrico, mientras que la llanura de inundación constituida por finos poco consolidados es más susceptible a la consolidación (p. 275). Encuentra que la deformación se da en los estratos más superficiales compuestos de limos y arcillas a los primeros 10 m de profundidad (p. 276). Existe una estrecha dependencia de la consolidación del suelo y la oscilación del nivel freático (p. 275). No logra determinar la deformación a altas profundidades.

4. Planicie aluvial de Taiwan

En la investigación correlación del nivel de agua subterránea y la variación en la subsidencia Chen *et al.* (2010) plantearon como objetivo calcular la relación entre el desplazamiento vertical en la superficie y la variación del nivel de agua subterránea. Mediante un monitoreo continuo del nivel freático, obteniendo el descenso de varios años, tomando como referencia la medición anual, mientras que en el desplazamiento de la superficie por medio de GPS se tomó como referencia la medición mensual. Generó una correlación de mínimos cuadrados en las tendencias de la medición GPS y los cambios de nivel freático en cada uno de los acuíferos del área de estudio para ponderar el peso que cada uno supone en el gradiente de la subsidencia, añadiendo una tendencia de los cambios en el nivel freático de años anteriores en los cuales se desconoce el desplazamiento de la superficie. Logrando conocer mediante un coeficiente de correlación (C.C. > .5) como el grado de influencia que cobra el descenso del nivel freático sobre el desplazamiento superficial del terreno.

5. Celaya, Guanajuato. Centro de México

Huizar *et al.* (2011) realizaron una investigación titulada “Subsidence in Celaya, Guanajuato, Central México: implications for groundwater extraction and the neotectonic regime”. La investigación planteó como objetivo explicar el grado de los hundimientos y su relación con las fisuras, fallas y extracción de agua en el área de Celaya (p. 257). La metodología para estudiar el fenómeno consistió en establecer un panorama regional por medio de la cartografía verificada en campo a través de imágenes satelitales, mapas geológicos y fotografías aéreas con lo cual se obtuvo la evidencia y presencia de asentamientos. Seguido de esto se determinaron los desniveles históricos en toda la zona de estudio. Finalmente se recopiló la información geológica del relleno del valle según estudios previos y la superficie potenciométrica como las propiedades hidráulicas de los materiales del área. Con esta información se construyeron modelos geológicos e hidrogeológicos con los cuales fue posible conocer el funcionamiento mecánico previo del hundimiento (p. 257). Los autores concluyen la extracción de agua es uno de los

factores que causan la subsidencia debido a la falta de recarga del acuífero en periodos prolongados y la presente pérdida considerable de presión artesiana, aumentando la presión efectiva, dando secuencia a las deformaciones. Sin embargo, existe una estrecha relación entre el contexto geológico del estudio y la generación de hundimientos y fracturas, es decir, que el entorno geológico es el factor principal que controla el hundimiento (p. 267).

6. Colombia

Garzón (2011) en la investigación “Evaluación de asentamientos por consolidación generada por descenso de nivel freático” explora los distintos abordajes empíricos, teóricos y semi - teóricos para la predicción y estimación de la tasa de subsidencia y propone un método de análisis matemático para encontrar las deformaciones dependientes del abatimiento del nivel freático y cambio de flujo, contemplando parámetros como la permeabilidad, el módulo de compresibilidad y el incremento de los esfuerzos. El modelado numérico de laboratorio se basa en diferencias finitas comparando el descenso del nivel freático en la columna del estrato y el acortamiento que esta sufre bajo intervalos de tiempo, construido a partir de la ecuación de flujo de Darcy y la teoría de consolidación unidimensional de Terzagui. Genera cuatro escenarios definidos por la geometría y las propiedades del suelo en donde la observación parte de una condición inicial en equilibrio, estas cuatro propuestas son un descenso inmediato, un descenso inmediato con diferente permeabilidad, un descenso gradual y una resolución de la consolidación con frontera móvil. Concluye que la diferencia de nivel freático en condición de flujo en un suelo fino repercute en la subsidencia del terreno. El tiempo en presentarse la subsidencia dependerá de la permeabilidad del suelo mientras que la magnitud del asentamiento dependerá del espesor del estrato ya que la deformación ocurre a lo largo de este y el incremento de esfuerzos aumentará con la profundidad.

Liu *et al.* (2016) en *Anatomy of subsidence in Tianjing from Time Series InSAR* encontraron una deformación de 179 mm/año asociado a una fluctuación considerable en el consumo de agua subterránea y una estrecha relación con las fallas locales.

Sugiastu, Prasetyo y Diyanah (2018) en *Spatial Correlation Analysis of Land Subsidence and The Water Table Changes in Unconfined Aquifers Using Sentinel 1-SAR Image and Geographic Information Systems (Case Study: Semarang City – Indonesia)* encontraron una deformación de hasta 4.5 cm/año.

Kumar y Kumar (2021) en *DInSAR-based monitoring of land subsidence related to groundwater over-exploitation: example from developing urban center of Nairobi, Kenya* encontraron que existe una deformación de 41 mm/año mediante la técnica Small Baseline en un asentamiento inelástico debido a la extracción insostenible de agua subterránea.

Gupta, Asopa y Bhattacharjee (2019) en su investigación *Land Subsidence Monitoring in Jagadhri City Using Sentinel 1 Data and DInSAR Processing* encontraron una deformación de 4.98 cm/año mediante el software GMTSAR con base en SBAS.

Shi *et al.* (2020) en *Recent Ground Subsidence in the North China Plain, China, Revealed by Sentinel-1A Datasets* encontraron desplazamientos entre 165 mm/año y 28.8 mm/año con una tendencia vertical decreciente y un patrón de hundimiento en expansión consistente con los conos de depresión de agua subterránea mediante la tecnología SARProz MT-InSAR.

El caso de dispersión persistente en paralelo (P-PSI) aplicado en Remah por Kamali *et al.* (2021) en *Monitoring of land surface subsidence using persistent scatterer interferometry techniques and ground truth data in arid and semi-arid regions, the case of Remah, UAE* donde encontraron un hundimiento de 40 mm/año asociado con un decaimiento piezométrico de 12 m.

Haley *et al.* (2021) en *Land Subsidence in the Texas Coastal Bend: Locations, Rates, Triggers, and Consequences* determinaron rangos de subsidencia de -1.59 mm/año y un mapeo exitoso del area afectada con correlaciones con las fallas y la extracción de agua.

Ghorbani *et al.* (2022) en *Use on InSAR data for measuring land subsidence induced by groundwater withdrawal and climate change in Ardabil Plain, Iran* encontraron una tasa de deformación de 50 mm/año con la implementación de LiCSBAS.

Planteamiento del problema

Descripción del problema

El riesgo geológico en el valle de San Luis Potosí se debe a distintos factores, como lo son el basamento irregular que genera fracturas superficiales causando hundimientos y levantamientos, los colapsos de materiales frágiles debido a los vestigios de ríos antiguos, las fallas regionales proveniente de las fosas tectónicas (Arzate *et al.*, 2020) y el abatimiento del nivel freático debido al volumen extraído de los suelos blandos y por lo tanto deformables según concluye Navarro (2020), quien a su vez hace la distinción entre la deformación de las fallas regionales como abrupta y crítica con valores de hasta -3.5 cm/año, y la subsidencia desencadenada por los aprovechamientos del acuífero se aprecia como lenta, extendida y zonificada con valores variantes que pueden ir de 1 a 2 cm/año. Identificando este último tipo al norte de la zona metropolitana, o bien, centro del valle se presenta afectación en distintas colonias e infraestructura relevante (Romano., 2020), este tipo de deformación es acumulativa e irrecuperable ya que ocurre a una profundidad variable a lo largo de la columna estratigráfica. En este sentido esta investigación estudia el tema de subsidencia desencadenada por la extracción y abatimiento de nivel freático en el valle de San Luis Potosí bajo el contexto del monitoreo con el interés de identificar la deformación y alteración del medio geológico que conforma el acuífero en función de los aprovechamientos y la caracterización de las columnas estratigráficas.

Objetivos

Objetivo general

Calcular la incidencia del cambio en el nivel freático del acuífero sobre el fenómeno de subsidencia que se presenta en el valle de San Luis Potosí mediante un análisis espaciotemporal y técnicas de interferometría.

Objetivos específicos

1. Describir la configuración estratigráfica del suelo del valle de San Luis Potosí.
2. Modelar espaciotemporalmente el nivel freático y los aprovechamientos del acuífero.
3. Modelar espaciotemporalmente el fenómeno de subsidencia en el valle de San Luis Potosí a través de procesos de interferometría.
4. Analizar la relación entre el comportamiento del nivel freático, según el registro de aprovechamientos del acuífero y el modelado de los procesos de interferometría para estimar la subsidencia.

Hipótesis

La magnitud y distribución de la subsidencia que se presenta en el valle de San Luis Potosí se correlaciona espacialmente con el descenso del nivel freático y los aprovechamientos del acuífero.

Justificación

Se analiza el fenómeno de subsidencia que se presenta en el valle de San Luis Potosí en el periodo de 2014 a 2022 debido a que los hundimientos están dañando infraestructura urbana, como: edificios, cimientos, así como estructuras subterráneas, existe mayor riesgo de inundación (Arzate *et al.*, 2006) y supone una disminución en la capacidad de almacenamiento del acuífero. Se dispone de imágenes de radar del satélite Sentinel-1, registros de descripciones de cortes litológicos y censos piezométricos históricos, así como software de tratamiento de imágenes SAR de código abierto GMTSAR. Con el propósito de medir la influencia que el descenso del nivel freático y el consumo de agua causa sobre la deformación superficial. Se aborda la problemática a partir del monitoreo del nivel topográfico ya que este puede reflejar el estado en el que se encuentra el sistema acuífero a través de la técnica de interferometría diferencial SAR, ya explorada por Navarro (2020) y Romano (2020) en la ciudad de San Luis Potosí, encontrando resultados coincidentes con la subsidencia, metodología que permite medir grandes extensiones de tierra con una precisión milimétrica con registros históricos recurrentes y periodos estacionarios. Haciendo posible la comparación de este análisis geoespacial con los factores desencadenantes del fenómeno, como lo es la extracción excesiva de agua del sistema acuífero, el decaimiento del nivel freático y el fallamiento del suelo por la presencia de fallas superficiales ya exploradas por Arzate *et al.* (2006). Dado a que no se cuenta con conocimientos descriptivos sobre el fenómeno de la subsidencia en todo el valle, el presente trabajo de investigación es conveniente para localizar la ocurrencia del fenómeno en toda la zona. De manera que este estudio permitirá contar con elementos sobre el comportamiento de las deformaciones en el suelo del VSLP, sirviendo a la planeación e identificación de zonas de riesgo, análisis de zonas vulnerables, vulnerabilidad de las zonas con fallamiento dinámico, como al análisis de zonificación para el manejo y concentración de pozos para una mejor gestión de los recursos hídricos afín de contemplar medidas de mitigación ante el fenómeno que representa la compactación del acuífero causando efectos relativos a deformar el suelo con acciones de subsidencia.

Materiales

Las imágenes utilizadas para calcular los desplazamientos superficiales son provenientes del satélite de radar Sentinel-1, según declara la European Space Agency (2023) las imágenes son generadas a partir de un barrido progresivo que capta tres subfranjas de IW (Interferometric Wide Swath, por sus siglas en ingles) de 250 km de ancho con una resolución de 5 x 20 m y cuenta con un modo de onda WV (Wave modo, por sus siglas en ingles) de tal forma que permite la operación en polarización dual VV, VH, HH, HV disponibles en la página oficial de Alaska Satellite Facility.

El sistema de procesamiento de imágenes que se utilizó fue Generic Mapping Tools (GMTSAR) de código abierto escrito en lenguaje C, el cual permite preprocesar las imágenes como formato genérico, enfocar y alinear las pilas de imágenes, mapear la topografía de fase, formar el interferograma complejo, hacer el filtrado y construir los productos de fase, coherencia, gradientes de fase y desplazamiento de la línea de visión.

La información utilizada para conocer el comportamiento del nivel freático y gastos de consumo del sistema acuífero fue la piezometría, gastos y descripciones litológicas de la perforación de pozo en la zona de estudio obtenidas de las instituciones gubernamentales como el Organismo Intermunicipal Metropolitano de Agua Potable, Alcantarillado, Saneamiento y Servicios (INTERAPAS) y la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA).

Los programas de procesamiento de información raster y vectorial fueron ArcGIS como el sistema de información geográfica para procesar la información espacial con los complementos Arc Hydro Groundwater y clasificador de unidades hidro estratigráficas.

El resto de la información usada para desarrollar la cartografía digital de la geología y elementos hidrográficos se obtuvo del Servicio Geológico Mexicano (SGM) y bases de datos del Instituto de Estadística y Geografía (INEGI).

Métodos

Para alcanzar el objetivo principal según el esquema de la metodología de la Figura 2, se realizó una revisión bibliográfica para describir la estratigrafía del acuífero y obtener las variables de espesor, compresibilidad, profundidad, distribución espacial y ubicación del nivel freático, de esta manera identificar los estratos agotados del sistema acuífero. Después se modeló una serie espaciotemporal de los niveles piezométricos a partir de los registros de mediciones del nivel estático en pozos entre los años 1970 hasta 2022, para hacer una comparación de piezometría y conseguir la diferencia de carga hidráulica. Para obtener el desplazamiento superficial se realizó un mapa de velocidad de la subsidencia mediante detección remota a través de una serie temporal de desplazamientos calculados con interferometría diferencial de un conjunto de imágenes SAR entre los años 2014 y 2022 bajo la técnica línea base pequeña (SBAS, por sus siglas en inglés). El análisis espacial obtenido de los hundimientos superficiales se comparó con un levantamiento GPS realizado por INEGI entre los años 2013 y 2022 sobre punto de control pertenecientes a la red geodésica nacional pasiva por la disponibilidad en el número de puntos de control sobre la zona de estudio, la concentración de dicha RGNP en un marco de sistema de referencia vigente y la precisión milimétrica, así como también con el análisis de procesos de interferometría realizada por Navarro *et al.* (2020).

La correlación entre las variables se realizó mediante radios de influencia a partir de los pozos activos a varias distancias propuestas para medir su relación sobre los desplazamientos superficiales, metodología usada por Ezquerro (2021, p.47). La gráfica distancia deformación obtenida indicó la correlación espacial. Se analizó la relación entre todas las variables para conocer el grado de influencia de los hundimientos superficiales sobre estas.

La forma de la gráfica construida a partir de las áreas de influencia propuestas sobre los pozos activos y el gasto producido determinó el cambio de deformación a medida que se aleja o se acerca la influencia del abatimiento sobre los hundimientos superficiales, tendencias que muestra la Figura 3.

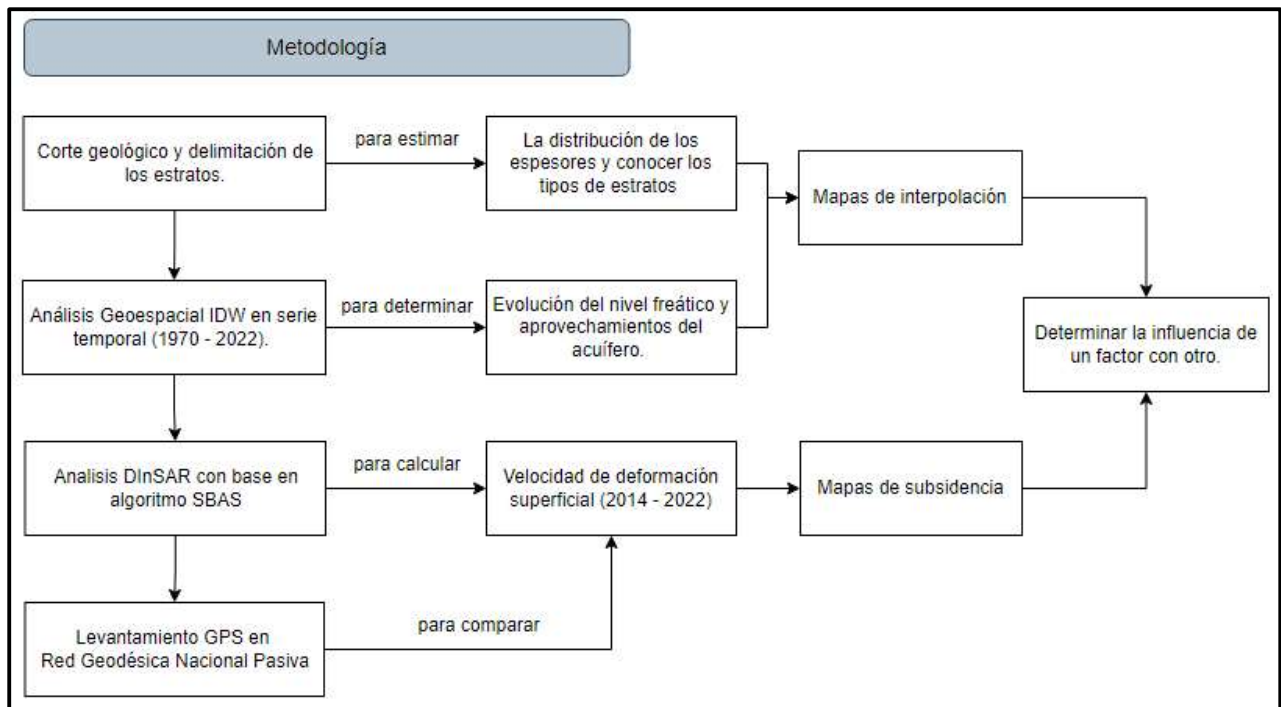


Figura 2.- Metodología. *Elaboración propia.*

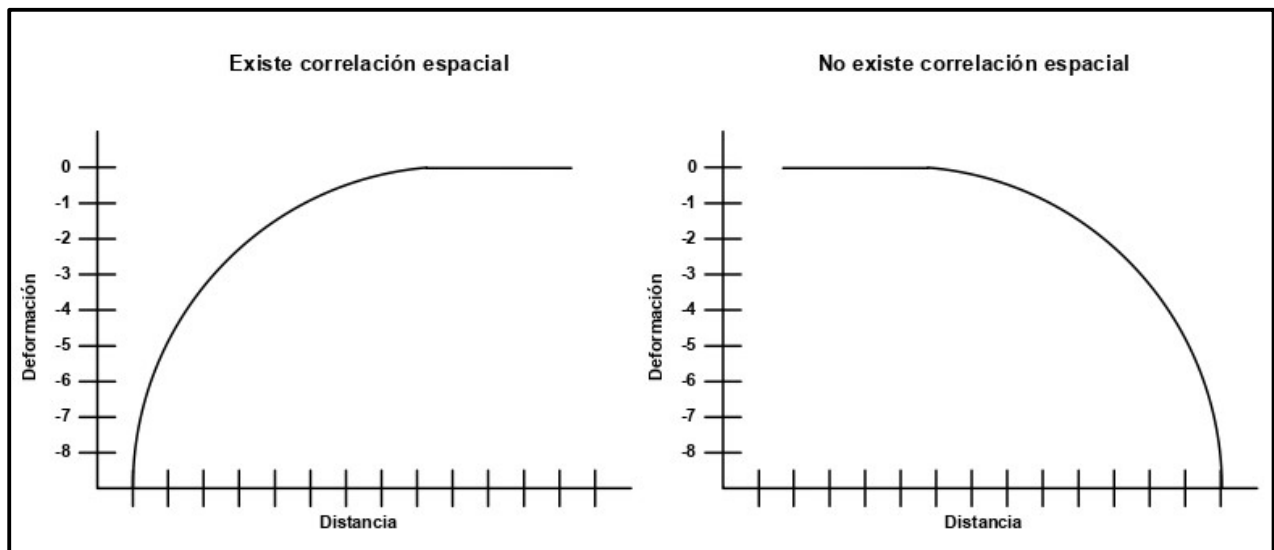


Figura 3.- Comprobación de la hipótesis. *Elaboración propia.*

1. Descripción de las características de estratos del suelo en el valle de San Luis Potosí.

Para el propósito de esta investigación la delimitación del valle de San Luis Potosí se propuso entre los paralelos $22^{\circ} 30' 0.0''$ y $22^{\circ} 0' 0.0''$ latitud norte y los meridianos $100^{\circ} 40' 0.0''$ y $101^{\circ} 10' 0.0''$ longitud oeste, a partir de la principal subcuenca formada por los escurrimientos provenientes de la sierra de San Miguelito ubicada al poniente de la ciudad y finalizada en el desfogue de la cuenca que se muestra en la Figura 4 en dirección hacia el noreste y la sierra de Álvarez, en contribución del acuífero administrativo utilizado por CONAGUA (2015) cuya utilidad tentativa corresponde a la localización hidrogeológica del sistema acuífero. La zona metropolitana compuesta por los municipios de San Luis Potosí – Soledad de Graciano Sánchez – Cerro de San Pedro se consideran también ente de análisis por su relevancia de carácter poblacional, económico, político y posición geográfica estratégica.

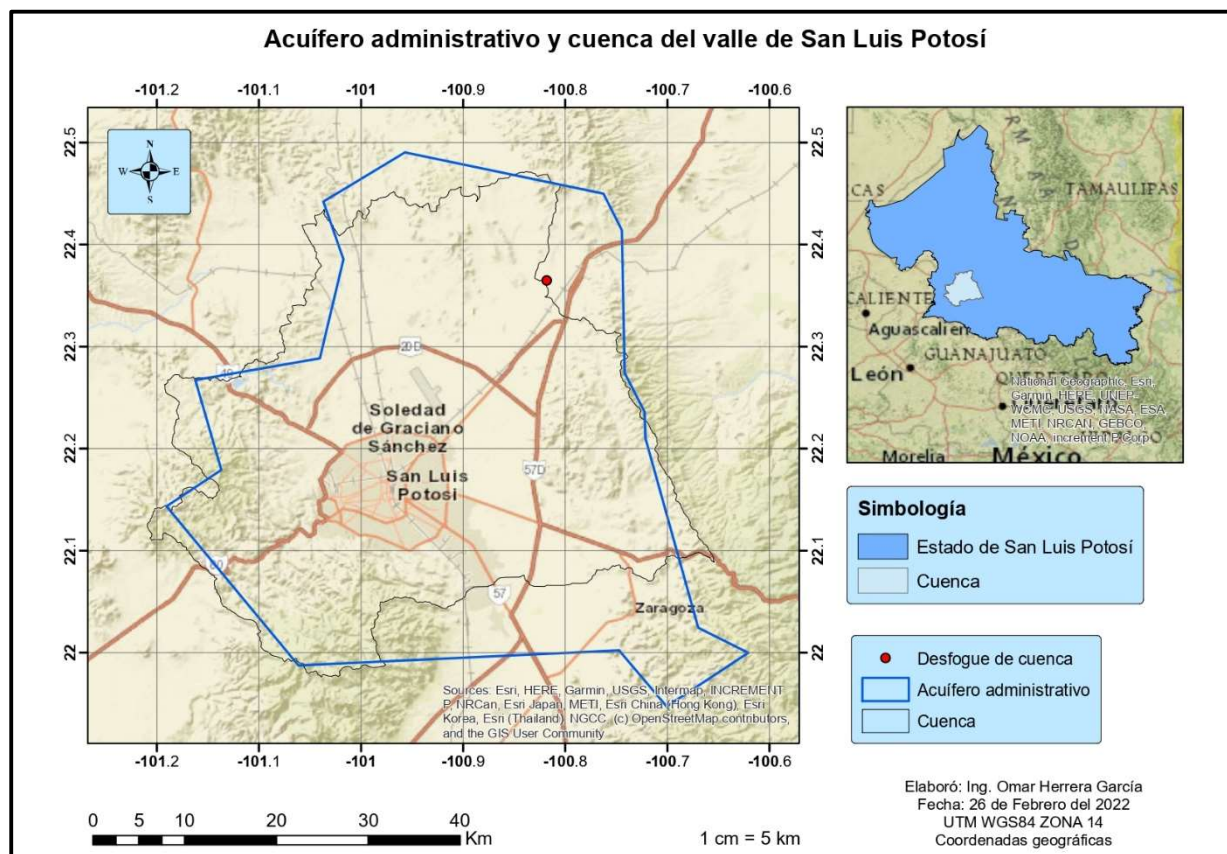


Figura 4.- Mapa de localización del valle de San Luis Potosí.

Según CONAGUA (2020) la cuenca endorreica San Luis Potosí corresponde a la provincia fisiográfica de la Mesa Central con una elevación promedio en el valle de 1840 m.s.n.m. delimitada al occidente por la sierra de San Miguelito de 2700 m.s.n.m. y al oriente por la sierra de Álvarez de elevación 2200 m.s.n.m. El acuífero administrativo de San Luis Potosí tiene una superficie de 198,000 km² y representa la parte norte de la zona hidrogeológica Valle San Luis – Villa de Reyes cuyo caudal promedio se encuentra entre 3 y 25 lps, el medio geológico varía entre varios tipos de sedimentos granulares y se encuentra delimitado por fronteras de varios tipos de rocas. Las condiciones de flujo han cambiado con el transcurso del tiempo de la explotación del acuífero, pero inicialmente la dirección de flujo era hacia la parte sur. Territorialmente el acuífero administrativo y la cuenca abarcan completamente el municipio de Soledad de Graciano Sánchez, gran parte de San Luis Potosí y Cerro de San Pedro formando la zona metropolitana con una población total de 1,249,030 habitantes, así como una fracción de los municipios de Mexquitic de Carmona, Ahualulco y Villa de Zaragoza cuya población es de 58,469, 4,492 y 27,382 habitantes respectivamente.

1.1. Geología estructural y subsuelo.

1.1.1 Características del medio poroso.

De acuerdo con González *et al.* (2002) de entre los diferentes tipos de depósitos sedimentarios caracterizados cada uno por su propio comportamiento geotécnico se distingue que el depósito aluvial tiene una alta dependencia por la granulometría, la cual define encontrar todo tipo de tamaños de gradación, una distribución tanto anisotrópica como heterogénea, una alta influencia en la permeabilidad y alta presencia del nivel freático (p. 100).

Simultáneamente clasifican distintos tipos de suelo por: problemas especiales, capacidad portante, deformabilidad y perennidad (p. 106). En el caso de los suelos colapsables se caracterizan por tener un estado aparentemente estable que puede variar por su contenido de humedad, haciéndole susceptible a los colapsos y asentamientos, lo que

significa una subsidencia (p. 111). La Tabla 1 se presenta una escala de colapsabilidad con base al peso específico del material seco.

Tabla 1.- Criterios de colapsabilidad (González et al 2002, p. 112).

Grado de colapso	Peso específico seco (kN/m ³)	Potencial de colapso (%) (*)
Bajo	>14.0	<0.25
Bajo a medio	12.0-14.0	0.25-1.0
Medio a alto	10.0-12.0	1.0-5.0
Alto a muy alto	<10.0	>5.0

A continuación, se definen las principales características de los suelos según Badillo y Rodríguez (2005):

- *Compacidad del manto*: se refiere al grado de acomodo entre las partículas del suelo relacionado directamente con el volumen de vacíos y la capacidad de deformación (p. 79).
- *Orientación de las partículas*: la forma de cada tipo de grano que va desde esféricas a laminares determina junto a la dirección de un flujo normal o paralelo la permeabilidad del suelo (p. 81).

La consistencia de un suelo es la resistencia a la deformación moderado por el contenido de agua en el que se pueden presentar cuatro estados del material delimitados por la contracción, la plasticidad y la liquidez (Figura 10) (Das, 2015, p. 64):

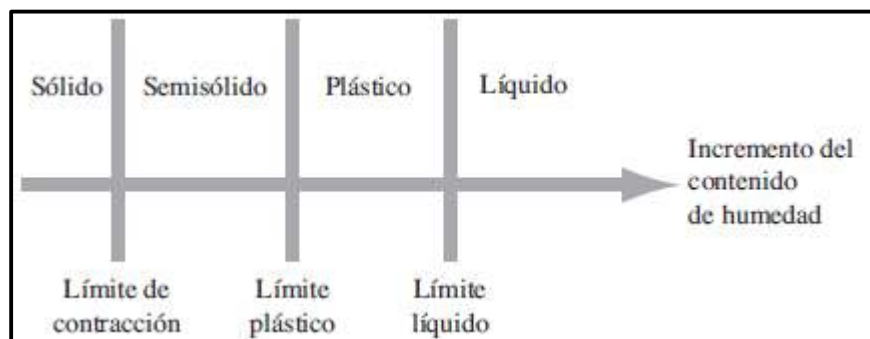


Figura 5.- Límites de Atterberg (Das, 2015, p. 64).

Hiscock y Bense (2014) proponen la propiedad geotécnica de la compresibilidad de acuerdo con la clasificación textural los valores de la Tabla 2. Se puede notar la diferencia entre la arcilla y la arena que tienen una mayor compresibilidad, mientras que la arcilla puede ser 10 veces más compresible que la arena, en comparación con la grava puede llegar a ser hasta 100 veces mayor, por lo que un estrato con una gran cantidad de arcilla tendería a una mayor compactación.

Tabla 2.- Compresibilidad de los materiales según (Hiscock y Bense, 2014).

	Compresibilidad, α ($m^2 N^{-1}$ o Pa^{-1})
Arcilla	10^{-6} - 10^{-8}
Arena	10^{-7} - 10^{-9}
Grava	10^{-8} - 10^{-10}
Roca consolidada	10^{-8} - 10^{-10}
Roca Fracturada	10^{-9} - 10^{-11}
Agua (β)	4.4×10^{-10} 4.4

Según las normativas (Das, 2015, p. 28) Asociación Americana de Carreteras Estatales y Oficiales del Transporte (AASHTO) y el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS) realizan la siguiente clasificación de tamaño de partículas según la textura:

Grava: es un agregado sin cohesión que no retiene agua por la inactividad de la superficie y la mínima compacidad del manto. El tamaño se considera de 2 a 76.2 mm para AASHTO y 4.75 a 76.2 mm para SUCS.

Arena: son partículas de cuarzo y feldespatos con poca adhesión en presencia del agua y un tamaño de entre 0.075 a 2 mm según AASHTO y 0.075 a 4.75 mm según SUCS.

Limo: no tienen la propiedad de la plasticidad, sin embargo, tienen buena retención del agua y el tamaño de partícula se considera de 0.002 a 0.075 mm para las normas AASHTO, mientras que el sistema SUCS considera material “fino” a cualquier grano menor que 0.075 mm.

Arcilla: es una partícula plástica y cohesiva producto de una transformación química constituida por silicatos, < 0.002 mm considerada solo por la normativa AASHTO.

1.1.2. Estratigrafía

La Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), citado por Noyola *et al.* (2009) reconoce un sistema acuífero compuesto de una parte somera con la característica de tener un ascenso gradual del agua sin ningún flujo específico hacia la superficie, también, un acuífero intermedio de extensión limitada, ambos formados de un medio geológico sedimentario de depósitos aluviales de texturas tipo limo, arena y grava. Este último es el más explotado y se encuentra a una profundidad estimada de acuerdo con la perforación y registro de los pozos a un promedio de 350 m de profundidad (pp. 401 - 402). Por último, se encuentra un acuífero fracturado profundo en la formación Latita Portezuelo que transfiere agua al acuífero intermedio con pozos muy productores en la zona suroeste (p. 402). La recarga del acuífero profundo es casi nula (p. 403).

CONAGUA (2020) señala que el nivel freático que conforma el acuífero somero se encuentra entre 5 y 35 m con la zona más profunda al norte y noreste de la zona metropolitana, se encuentra contenido en un espesor de relleno aluvial que inicia a los 5 metros de profundidad a partir de algunos puntos en la sierra de San Miguelito y continua en dirección hacia la Sierra de Álvarez. Este se describe como un sistema de pequeñas unidades acuíferas interconectadas entre sí en su mayoría libres de un espesor de suelo de entre 5 a 60 m y niveles piezométricos a una profundidad de 4 a 50 m con una superficie estimada de 230 km². La recarga de este acuífero es de forma natural por infiltración de las lluvias a lo largo de la superficie y los escurrimientos provenientes de la sierra de San Miguelito. CONAGUA (2020) confirma una percolación a través del acuitardo y una descarga subterránea en su porción oriente, en general la recarga al sistema proviene “*de los retornos del riego y perdidas en las redes de agua potable y alcantarillado*” incluso existe infiltración hacia el acuífero intermedio a través del ademe y el filtro de grava en los pozos perforados.

La base de este acuífero la conforma un acuitardo con un alto contenido de arcillo arenoso de baja conductividad y poco permeable con un espesor promedio de 60 metros. De tal forma que se podría decir que el acuífero inferior inicia a los 120 m de profundidad en la parte central del valle (al norte de la zona metropolitana) con un espesor promedio

de 200 m de relleno aluvial en su parte superior, espacio que se podría considerar seco, de poca humedad o estrato agotado por el abatimiento del nivel freático iniciado en la década de 1970, hasta encontrarse el nivel freático en un promedio en 2018 a los 300 metros de profundidad de la superficie donde inicia un espesor mojado de 300 a 350 m en la parte más profunda que es el centro del valle o noreste de la zona metropolitana.

El acuífero intermedio contiene en su parte superior un espesor medio de 200 m de relleno aluvial y debajo de este una constitución de rocas riolíticas y latitas. Por lo que se considera una composición mixta. Este acuífero contiene un espesor promedio saturado de 300 m y funciona como acuífero libre y algunas zonas como semiconfinado. En algún tiempo se atribuía la recarga a través de la frontera del medio geológico proveniente de la sierra de San Miguelito. Se estima que la transmisividad varía entre 5.38×10^{-5} a $3.035 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (p. 13).

La Tabla 3 presenta un resumen del sistema acuífero somero-intermedio:

Tabla 3.- Sistema acuífero San Luis Potosí (CONAGUA, 2020, p. 12).

Acuífero	Extensión en el valle	Rango Prof. N.E. (m)	Espesor medio (m)	Caudal de producción en lps.
Superior	165 km ² 40 %	5-40	20 m	0-9 (Promedio 3 LPS)
Inferior	165 km ²	85-150**	300 m	4-90 (Promedio 25 LPS)

CONAGUA (2020) describe además que el relleno del valle en su parte más profunda alcanza los 640 m hasta tocar rocas ígneas impermeables pero fracturadas indicando el inicio del acuífero profundo. En este sentido Noyola *et al.* (2009) destacaron que al menos el 70% de los pozos de agua potable del acuífero profundo contienen un flujo proveniente de aguas termales (p. 405).

Tristán (1986) describe el sistema de fallas normales también llamado Graben de Villa de Reyes como una fosa tectónica escalonada considerada como el piso rocoso del valle es un sistema de fallas que abarca los municipios de Villa de Reyes y Villa de Arista, con un colapso registrado de hasta 500 m extendiéndose hacia el norte delimitando en variación la profundidad de los suelos sedimentarios a medida que se recorre la zona

constituido por la impermeable Latita Portezuelo la cual actúa como acuífero termal en las zonas fracturadas, aunque también, lo hace la formación Ignimbrita Cantera en algunas zonas, constituyendo el basamento que contiene el relleno del valle. Martínez (1997, p. 6) aclaró que son sedimentarios aluviales, lacustres y material piroclástico.

1.1.3. Corte transversal del sistema acuífero.

El corte trasversal (Figuras 6 y 7) muestra la constitución del valle. Se observa el basamento del graben y a partir de este el relleno aluvial considerado interestratificado por Martínez (1997).

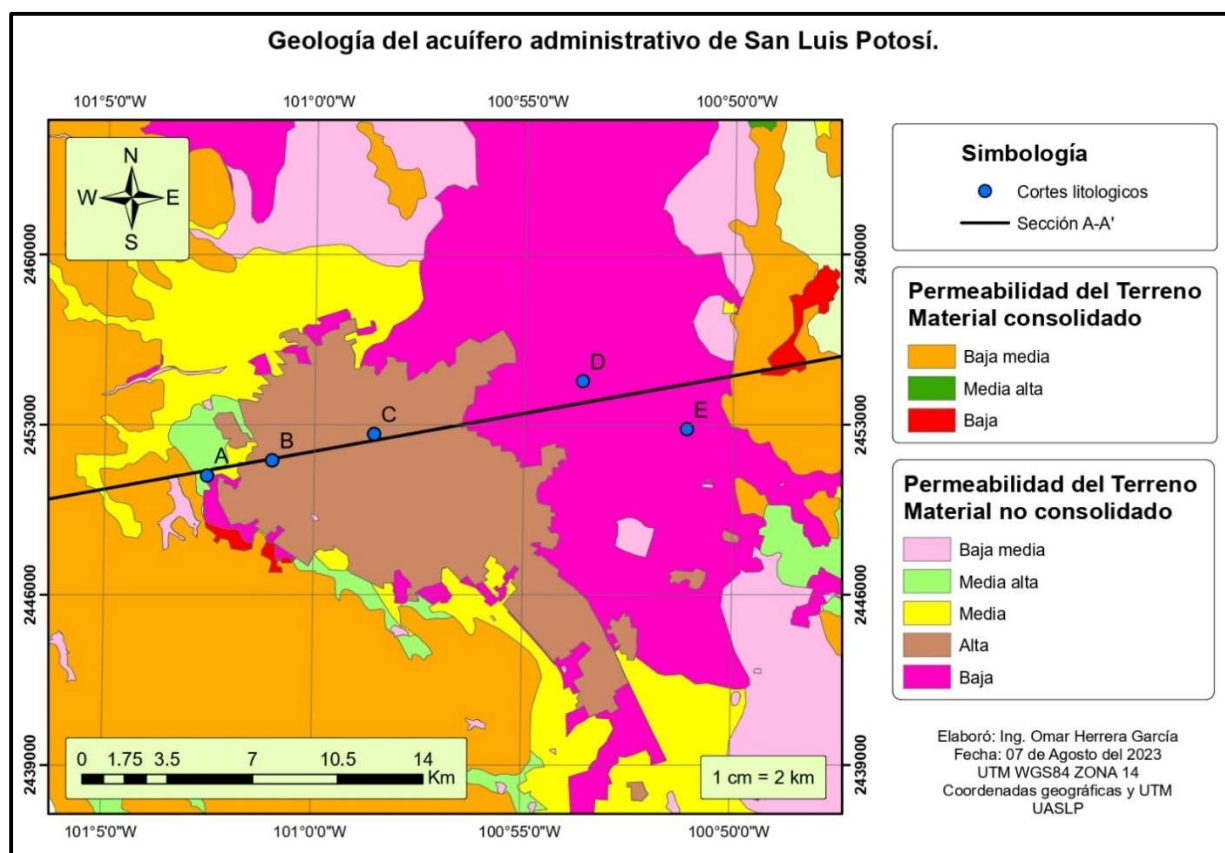


Figura 6.- Geología del acuífero.

La Figura 8 presenta una delimitación estimada de los estratos conocidos a partir de la descripción antes mencionada de la formación del sistema acuífero, mientras que la Figura 9 presenta cortes litológicos (señalados en la Figura 6) que la CONAGUA ha realizado a lo largo del periodo de perforación de los pozos en esta misma sección.

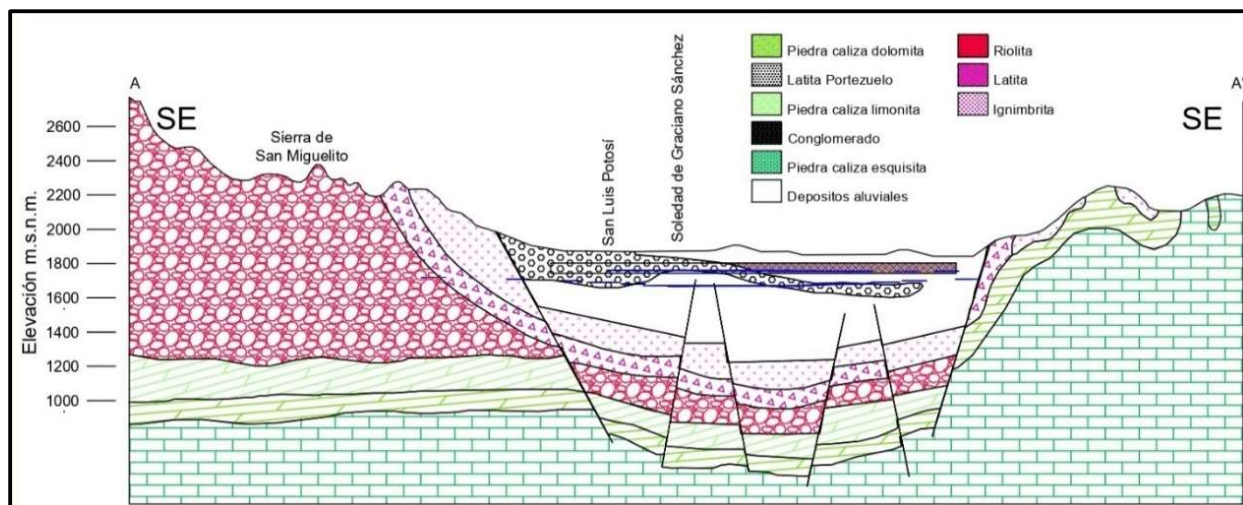


Figura 7.- Corte transversal del valle de San Luis Potosí. Rediseño tomado de Navarro (2020).

Existen una capa de conglomerado con un espesor cercano a los 280 metros que cubre la zona metropolitana desde el oeste constante hacia el centro del valle con una descripción granular correspondiente a las gravas. Esta comienza a disminuir en un tipo de incrustación en el relleno suave entre el acuitardo arcilloso y el aluvión en el centro del valle. A partir del corte litológico C en dirección este la descripción comienza a ser del tipo material granular o aluvión.

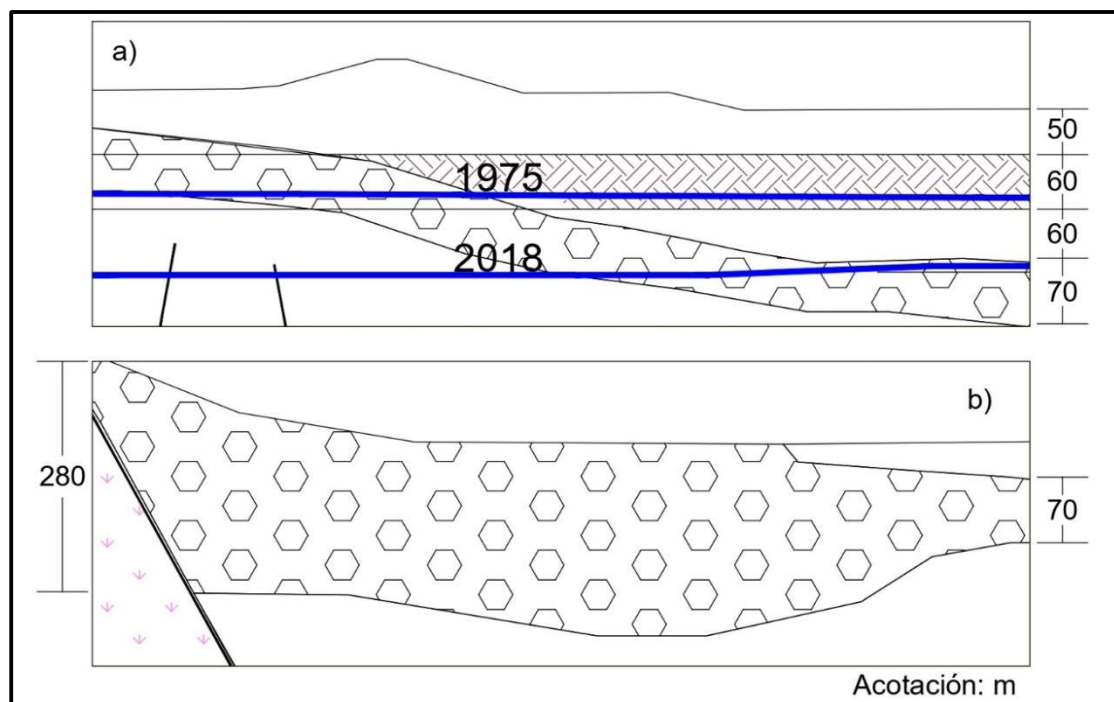


Figura 8.- Delimitación de estratos. Elaboración propia.

Se observa en la parte a) del corte de la Figura 8, un estrato de 50 metros correspondiente a la formación del acuífero somero, luego un acuitardo de espesor promedio de 60 m descrito en la literatura (Hernández., 2020), después un estrato de aluvión y finalmente se observa aun el conglomerado. Por otro lado, en la sección b) de la Figura se observa el gran espesor de conglomerado que recorre la parte poniente de la ciudad.

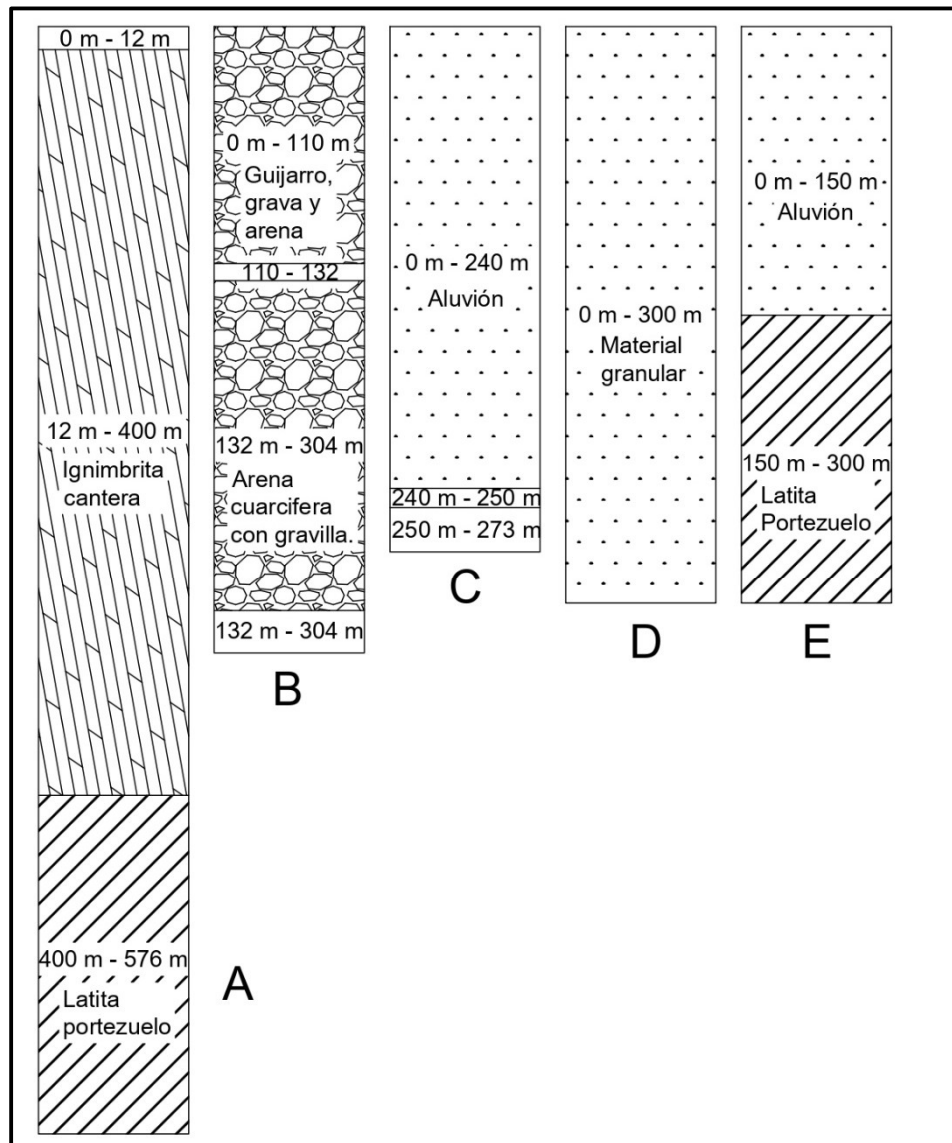


Figura 9.- Cortes litológicos descritos en literales de Figura 6. *Elaboración propia.*

1.2. Piezometría.

CONAGUA (2020) ratifica la existencia de 2 niveles piezométricos, delimitando la existencia de 2 unidades hidrogeológicas activas y en uso. Martínez (1986), señala que para el año 1986 el nivel piezométrico del acuífero en la zona norte se encontraba a 60 metros de profundidad. En el área urbana tenía una profundidad de 130 m, mientras que en el centro del valle cerca de 140 m (p. 4).

Los gradientes que presentan las líneas de corriente se registran en dirección al centro de la mancha urbana, cerca de Lomas-Morales un gradiente alto de 0.02, un gradiente bajo en el área de Soledad de Graciano Sánchez de 0.001, mientras que para la zona industrial se registra un gradiente de 0.01 (p. 15). Interpretando que la mayor extracción de agua forma el cono de abatimiento en el centro de la zona metropolitana, mientras que en las distintas partes de la ciudad presentan distintos patrones de extracción.

En las tablas 4 y 5 se muestra información obtenida de CONAGUA del comportamiento piezométrico a partir del año 1971 para algunos pozos, pertenecientes al acuífero profundo por tratarse de profundidades mayores a 85 m.

Tabla 4.- Nivel piezométrico observado en la ZM-SLP-SGS entre los años 1971 - 1994.

Elev. Brocal (m.s.n.m.)	Año, profundidad del nivel estático (m)											
	'71	'72	'73	'74	'75	'84	'86	'87	'90	'91	'92	'94
1826.43								-73.00			-80.00	
1834.55					-80.00		-93.00				-101.00	
1838.00			-72.00		-76.00						-84.00	
1848.46	-85.00	-85.00	-86.00	-86.00	-90.00	-93.00	-97.00	-99.00			-112.00	
1854.50	-90.00				-94.00			-104.00	-108.00		-111.00	-114.00
1849.60					-101.00	-104.00	-109.00	-112.00	-115.00		-115.00	
1848.17					-92.00	-100.00		-105.00			-112.00	-116.00
1849.88	-89.00	-89.00			-94.00	-103.00					-112.00	-118.00
1867.05		-107.00			-111.00	-115.00		-118.00			-123.00	-126.00
1850.50					-107.00					-114.00	-116.00	
1846.20											-112.00	-115.00
1849.62		-90.00	-91.00			-105.00	-107.00				-117.00	-120.00
1866.50											-124.00	-128.60

Tabla 5.- Nivel piezométrico observado en la ZM-SLP-SGS entre los años 1995 - 2005.

Elev. Brocal (m.s.n.m.)	Año, profundidad del nivel estático (m)											
	'95	'96a	'96b	'97	'98	'99	'99b	'99c	'99d	'01	'03	'05
1835.00			-80.00		-75.50							-43.57
1836.42	-91.80		-103.05									-71.09
1833.32	-82.40	-93.00	-83.30	-84.00	-94.30				-87.65		-86.93	-74.86
1836.60	-95.20				-98.91	-99.83	-101.80	-99.73	-99.34			-84.56
1828.95	-81.10		-81.50	-82.48	-82.76				-85.23	-87.30		-91.43
1826.43	-83.50				-87.25	-88.97	-86.40	-88.71	-88.00	-91.50		-93.91
1834.55	-99.70		-96.10	-121.57	-98.64							-97.28
1838.00	-87.00	-82.20	-85.20	-88.25	-82.50				-88.10			-99.60
1838.49	-95.50				-109.05						-105.60	-109.67
1842.50	-110.40		-109.10	-109.90	-112.22	-114.87		-113.60	-112.15	-119.63	-120.88	-120.43
1848.12	-108.20				-108.82						-117.79	-121.15
1848.46	-116.00		-119.70		-111.86	-112.84				-117.52		-121.45
1854.50	-116.30				-118.56				-121.95			-128.45
1849.60	-117.60		-119.90		-119.46	-118.10		-118.22		-122.10		-128.85
1849.80	-118.50	-118.40	-119.87		-121.66	-123.10				-126.40	-128.20	-134.50
1848.17	-116.10		-119.70		-123.61	-124.63				-128.14	-129.78	-136.31
1849.88	-120.00		-121.70		-123.26	-126.01					-131.66	-140.03
1867.05	-129.60		-129.60		-129.03	-132.25						-140.92
1850.50	-125.40	-125.30	-125.50	-127.59	-128.20	-130.75		-131.22		-134.90	-137.02	-140.92
1846.20	-118.30	-118.45			-121.53	-126.00		-124.15			-131.08	-141.27
1865.00	-130.55									-138.12		-141.43
1849.62	-124.00				-127.80					-135.25	-135.44	-141.49
1864.30			-136.40		-137.81	-139.20	-129.00	-139.77	-139.10	-141.10	-142.67	-144.84
1870.00					-153.67	-143.50			-143.50		-145.87	-145.59
1866.50	-127.70				-131.95	-133.58			-136.70			-146.00
1837.34	-147.90	-148.00		-147.46	-148.04				-147.34	-147.70		-147.75
1904.35	-136.40	-135.90	-136.70		-135.12				-137.22	-144.10		-149.86
1854.70	-134.70	-134.00	-134.20	-135.33	-141.00			-142.49	-144.56			-152.90
1897.20					-144.87			-151.02				-158.35
1866.00				-153.95	-154.38	-154.95	-191.48					-160.64
1863.00					-153.92	-160.17					-162.85	-167.95
1888.40	-183.60			-206.45	-188.96			-190.58		-171.30	-171.30	-172.00

Los pozos con mayor número de datos desde el año 1971 a 2005 se observan con una disminución del nivel estático que va desde los 20.91 m a 50 m, lo que significa un descenso de entre 1 y 3 m/año. CONAGUA (2020) encuentra que el descenso del nivel freático es de 1 a 2 m/año en las zona industrial y Pozos (p. 16). Existen pozos (Tabla 4) con un nivel mayor o igual al que se muestra en los primeros años, lo que indicaría una recarga. Esta muestra decaimientos entre 1995 a 2005 de entre 10 y 20 m.

2. Modelación espacio temporal del nivel freático y los aprovechamientos del acuífero.

Conocer la tendencia del nivel freático de un acuífero es esencial para el monitoreo, la gestión y la comprensión del agua subterránea ya que ayuda a garantizar el uso sostenible de este recurso. A través de la ubicación precisa de los pozos, la medición de los niveles de agua en diferentes fechas con un registro organizado de los datos del nivel freático que incluyen la fecha, ubicación y valores de nivel es posible realizar análisis como identificación de tendencias, evaluación de la variabilidad estacional o cálculo de estadísticas descriptivas. Análisis que ayudan a comprender la dinámica del nivel freático en el acuífero a lo largo del tiempo y su relación con otros factores.

También la construcción de mapas de contorno equipotenciales como representación cartográfica es esencial para una gestión exitosa de los recursos de agua subterránea ya que permite visualizar la distribución del flujo del agua subterránea y la dirección del gradiente hidráulico. Reuniendo los datos del potencial hidráulico de diferentes ubicaciones como mediciones de nivel estático en pozos mediante software de cartografía con herramientas específicas de trazo y generación de contornos equipotenciales con ayuda de un método de interpolación espacial generando un modelo cercano del sistema de flujo de un acuífero como el realizado por Navarro (2020) del acuífero de San Luis Potosí.

2.1. Proceso y estadística de una serie temporal.

La serie temporal en ArcMap-ArcGIS consta de un modelo Arc Hydro Groundwater (AHGW) que ayuda a archivar, mostrar y analizar datos, incluidas representaciones de acuíferos y pozos/perforaciones, información temporal entre otros. Mediante herramientas que ayudan a importar, editar y administrar datos de agua subterránea almacenados en una geodatabase AHGW. La serie temporal en AHGW funciona básicamente con el procedimiento mostrado en la Figura 10, dando como resultado

superficies de interpolación de diferentes épocas utilizando como estadística el promedio de las mediciones disponibles para calcular una sola elevación.

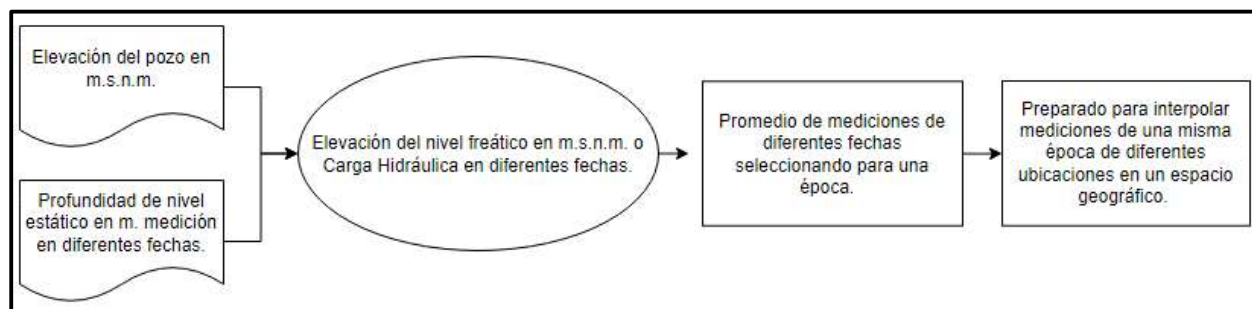


Figura 10.- Proceso de serie temporal en AGHW de ArcMap. Elaboración propia.

La media es la suma de todos los valores dividida por el número total de elementos en el conjunto de datos. En un conjunto de n elementos $x_1, x_2, x_3 \dots x_n$ la formula de la media será:

$$Media = (x_1, x_2, x_3 \dots x_n) / n$$

Esta fórmula calcula la suma total de los valores para una época de una misma fecha y la divide por el número total de elementos en el conjunto de datos para obtener el promedio.

2.2. Interpolador IDW.

ESRI (2023) aclara que el método de interpolación de ponderación de distancia inversa (IDW, por sus siglas en inglés) estima los valores de las celdas calculando promedios de los valores de los puntos de datos de muestra en la vecindad de cada celda de procesamiento. Cuanto más cercano está el punto de muestreo que se está estimando más influencia o peso tendrá el proceso del cálculo del promedio.

Por tratarse de un medio geológico que supone heterogeneidades a lo largo de su espacio, este método de interpolación es usado porque asume que cada punto posee una influencia local que disminuye con la distancia. El método pondera con mayor fuerza

a los puntos cercanos a la celda del proceso y con mayor intensidad a los puntos a mayor distancia.

El método es recomendado cuando *la variable analizada disminuye conforme aumenta la distancia desde cada punto analizado*. La interpolación IDW tiene la característica de suavizar la superficie interpolada cuando se aplica una menor potencia. Es decir, los puntos interpolados se estiman en función de su distancia de los valores de celda conocidos. Los puntos que están más cerca de los valores conocidos estarán más influenciados que los puntos que están más lejos. Una potencia de 1 suaviza la superficie interpolada. Mientras que una potencia de 2 aumenta la influencia general que tiene de los valores conocidos.

La fórmula básica del IDW es:

$$Z(x) = \sum (w_i * z_i) / \sum w_i$$

$Z(x)$ = Valor interpolado en la ubicación x .

w_i = Pesos asignados a los puntos de datos z_i en función de su distancia a x .

2.3. Acuífero somero.

La Figura 11 muestra la configuración de los acuíferos del valle de San Luis Potosí en el que se logra distinguir entre los diferentes acuíferos que componen al sistema de acuerdo con el nivel freático de cada uno, uno somero con formación de aluvión, otro subyacente con una formación de medio granular indeterminada según Carrillo, Cardona y Edmunds (2002) y finalmente el de rocas volcánicas fracturadas. En los cortes se aprecia que los pozos profundos no solo están perforados en la zona granular sino también en la roca fracturada, conformando así el acuífero inferior como uno solo, aunque de diferente medio geológico.

Martínez (1986) encontró que los niveles estáticos en el acuífero superior se presentaban entre 5 y 10 metros de profundidad en la zona metropolitana y mientras más se desplazaba hacia el norte y noreste se incrementaba la profundidad hasta en 30 y 35 m. Suponiendo una dirección de flujo hacia el poblado Cándido Navarro y una recarga hacia el acuífero inferior con un comportamiento de tipo libre.

Encuestas realizadas a la población de la zona declaró que el consumo de agua de estos pozos se destina para satisfacer las necesidades básicas y para el riego de huertas de hortalizas. Argumentaron que el nivel de agua no cambia, usando como referencia la profundidad a la que se encuentra la bomba de tipo no sumergible, la cual permanece a la misma profundidad todo el año. Por lo que, al ocurrir una tormenta o lluvia, aunque sea mínima y breve, recarga con facilidad el pozo. Aumenta el nivel del agua en un corto tiempo y puede dañar la bomba. Los pobladores son conscientes del nivel del agua y hacen referencia a la alta conductividad del acuífero somero.

La Figura 12 muestra la evidencia de la visita de pozos poco profundos al norte de la zona metropolitana, estos son pozos artesanales en su mayoría abiertas. Por medio de mediciones realizadas en varios pozos de poca profundidad dentro de la mancha urbana y en los límites de la zona metropolitana se confirmaron las mediciones del nivel estático del acuífero en cuestión, mostrando una tendencia de dirección de flujo hacia el poblado de Cándido Navarro confirmando las mediciones de Martínez (1986).

CONAGUA (2020) consideró en equilibrio al acuífero superior, que, si bien puede tener salidas de $9 \text{ hm}^3/\text{año}$ entre el bombeo y la descarga hacia el acuífero inferior, el retorno de aguas negras y fugas de la red de abastecimiento lo recarga en un aproximado de $34.3 \text{ hm}^3/\text{año}$. Confirmando la suposición de la población encuestada en el municipio de Soledad de Graciano Sánchez, por lo que la fluctuación del nivel freático puede considerarse estable y sin fluctuación.

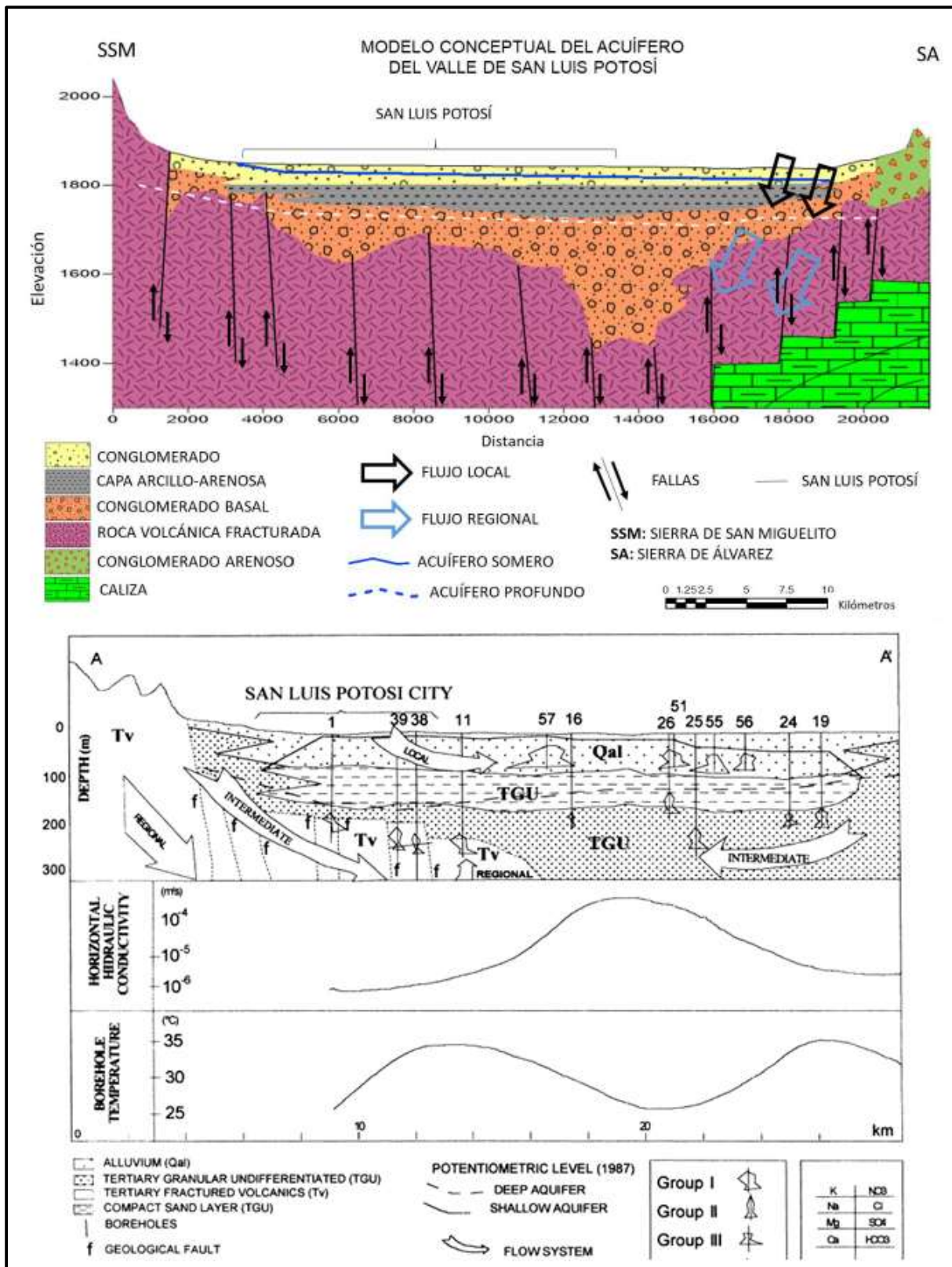


Figura 11.- Sistema acuífero, Carrillo, Cardona, y Moss (1996) rediseño por Hernández (2020). Y Carrillo, J. Cardona, A. Edmunds, W (2002).



Figura 12.- Levantamiento de pozos poco profundos realizado durante la visita al acuífero somero. Obtención propia.

2.4. Acuífero intermedio.

El análisis del registro de nivel freático muestra lecturas de entre 100 y 180 m, con medidas mayores a los 85 m de profundidad correspondientes al acuífero intermedio según aclaró Martínez (1986). Bajo áreas de influencia de 6000 m de cada pozo se delimitó un área en la cual generar las interpolaciones geoestadísticas estableciendo épocas (Figura 13) con información suficiente para aplicar una predicción espacial. Estas fueron 1964, 1975, 1984, 1987, 1992, 1995, 1997, 1998, 1999, 2001, 2003, 2005 y 2022.

Se observó una tendencia decreciente en el comportamiento de la carga hidráulica de hasta 40 m entre los años 1971 y 2005 en los pozos ubicados al centro del valle, ejemplo de ello son los pozos 102, 171, 327, 346, 369 y 464 que muestra la Figura 14, de igual forma el mapa de la Figura 15 ubica el decaimiento piezométrico hasta el año 2022 con caídas de carga hidráulica de hasta 227 m en el centro del valle desde 1971.

OBJECTID *	Shape *	Raster	Name	Shape_Length	Shape_Area	StartDate	EndDate	Nivel_freatico_medio
5	Polygon	<Raste	idw_92	1.501465	0.139421	01/01/1990	31/12/1992	<Null>
6	Polygon	<Raste	idw_95	1.501465	0.139421	01/01/1994	31/12/1995	<Null>
7	Polygon	<Raste	idw_97	1.501465	0.139421	01/01/1996	31/12/1997	<Null>
8	Polygon	<Raste	idw_98	1.501465	0.139421	01/01/2023	31/12/2023	<Null>
9	Polygon	<Raste	idw_99	1.501465	0.139421	01/01/1999	31/12/1999	<Null>
12	Polygon	<Raste	idw_2001	1.501465	0.139421	01/01/2001	31/12/2001	<Null>

Figura 13.- Épocas de interpolación, elaboración propia.

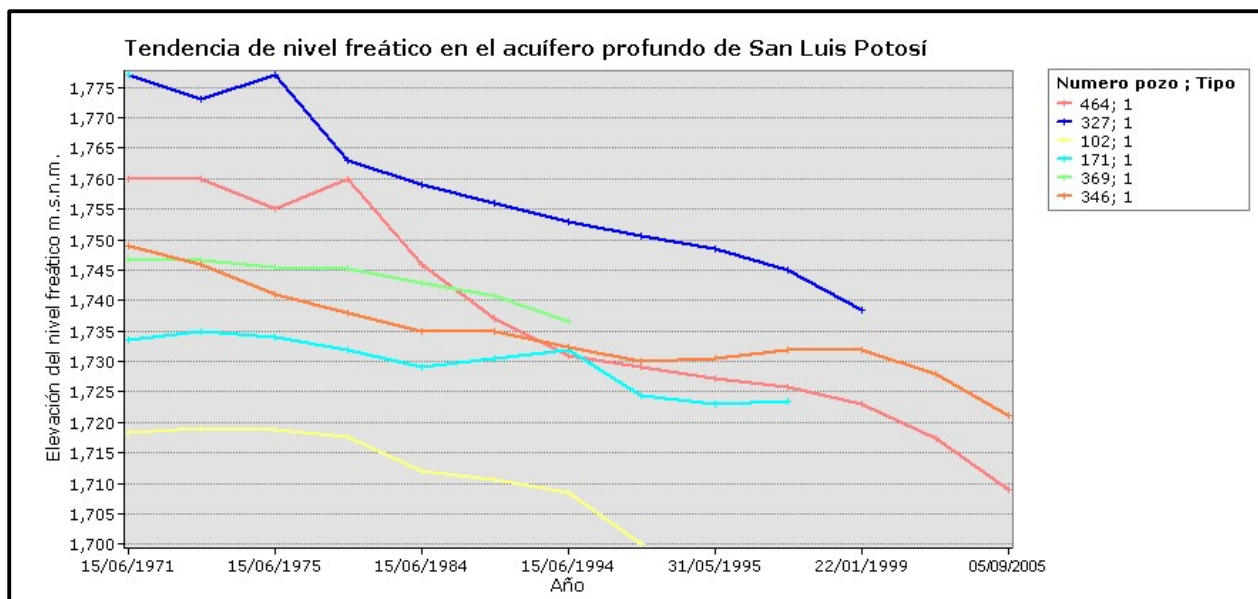


Figura 14.- Tendencia de la carga hidráulica del acuífero intermedio, elaboración propia.

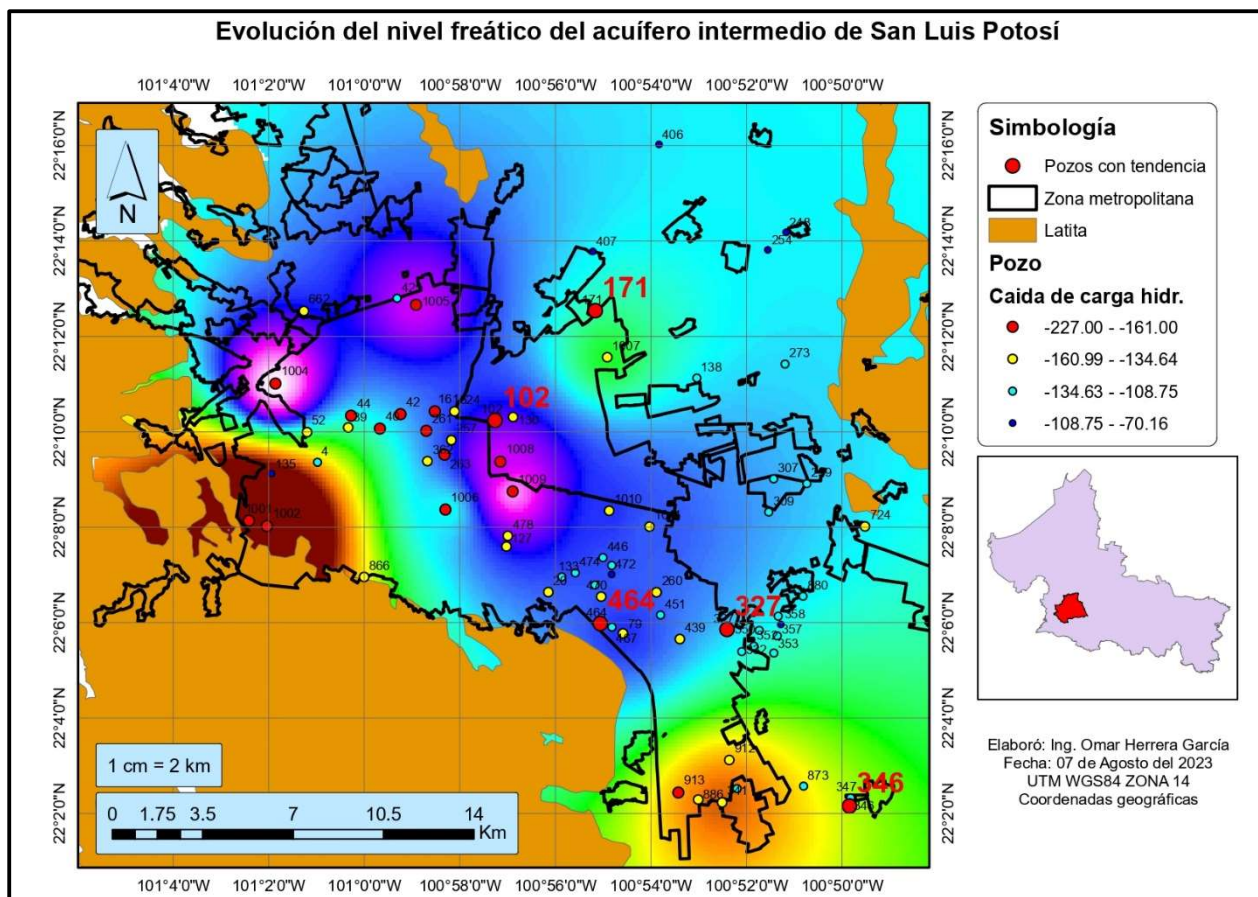


Figura 15.- Evolución del nivel freático del acuífero intermedio.

Ante la ejecución de las interpolaciones geoespaciales se consideraron los datos de las épocas como estacionarios, sin tendencia y sin una distribución normal descartando la interpolación Kriging. La Figura 16 es una interpolación IDW de la época 2005 con una corrección para la dirección de flujo de acuerdo con la geología local, mientras que la Figura 17 es la piezometría registrada por INEGI (2019) para el año 2018. Se calculó un decaimiento piezométrico en la parte poniente de la zona urbana de 5 a 20 m y en la parte oriente de hasta 45 m registrado en la Figura 18. Se trata que en el año 2005 el nivel más bajo era de 1710 m.s.n.m. se concentraba en el centro de la zona metropolitana y cerca de la localidad Cándido Navarro, por otro lado un alto nivel freático de 1770 m.s.n.m en el municipio de cerro de San Pedro. Para el año 2022 según la interpolación geoestadística IDW realizada con la información obtenida de las instituciones gubernamentales la elevación de nivel freático se encontraba de entre 1737 m.s.n.m. en la parte poniente y 1684 m.s.n.m. en el centro norte y noroeste de la zona metropolitana.

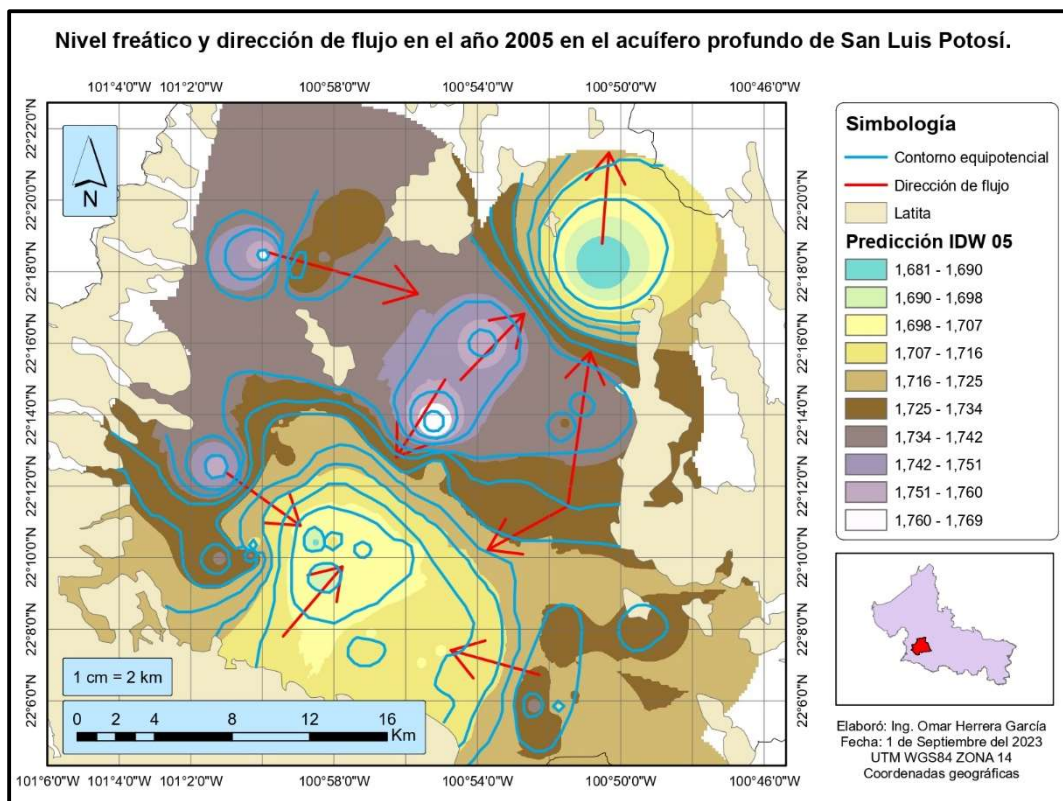


Figura 16.- Nivel freático en el año 2005.

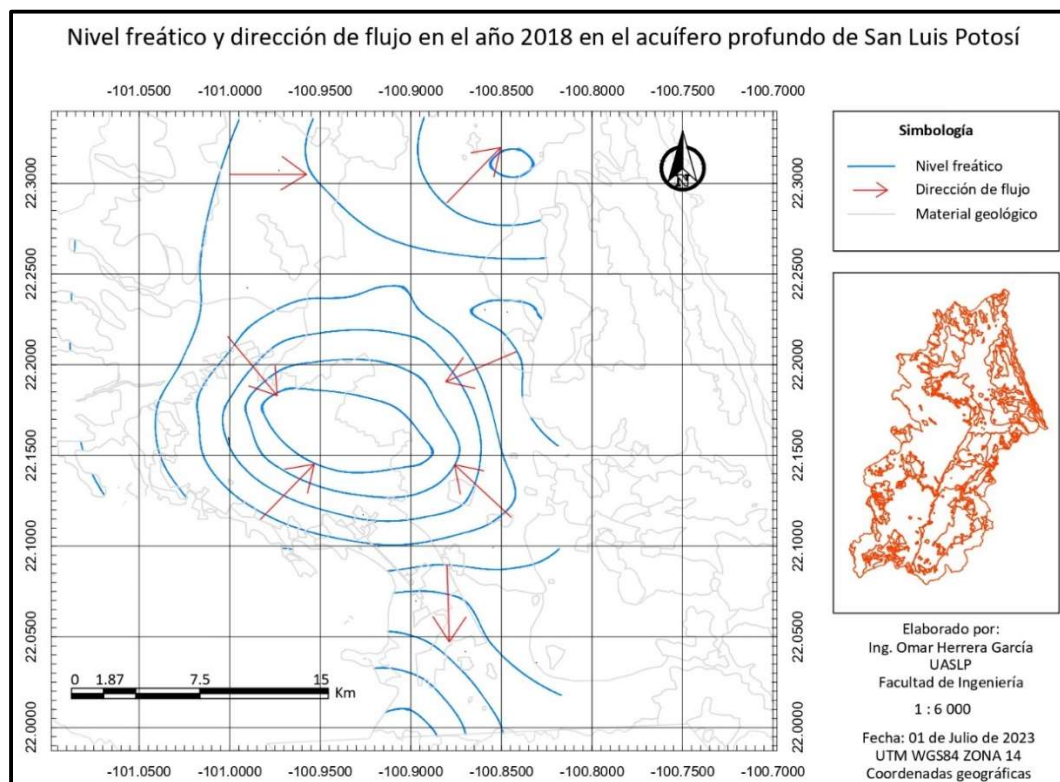


Figura 17.- Niveles freático en el año 2018, Obtención de INEGI (2019).

Diferencia de nivel freático entre 2005 y 2018 en el acuífero intermedio de San Luis Potosí

El nivel freático en el acuífero intermedio muestra una dirección de flujo hacia el centro oeste de la zona metropolitana, formando una circunferencia de tipo radial. Este nivel freático disminuye constantemente y supone un decaimiento de 3.40 m/año.

2.5. Volumen histórico extraído y productivo.

El abastecimiento de agua para la zona metropolitana de San Luis Potosí en el año 1950 era de un 60% superficial y un 40% subterránea, estos porcentajes continuaron así hasta el retiro de la veda del acuífero en el año de 1980 cuando empezó a cambiar debido al aumento de la población como de la perforación de pozos hasta alcanzar el 90% del abastecimiento proveniente del agua subterránea en el año 2010 según relata Stevens (2011).

De acuerdo con el recuento del déficit de volumen de los balances hídricos en la literatura recae en el acuífero intermedio las pérdidas que se cuantifican en 59.22 hm³/año según CONAGUA (2020), aunque Hernández (2020) sostiene que en realidad este puede llegar a elevarse hasta los 87 hm³/año. La Figura 19 muestra la tendencia de crecimiento de tipo exponencial de dicho desbalance.

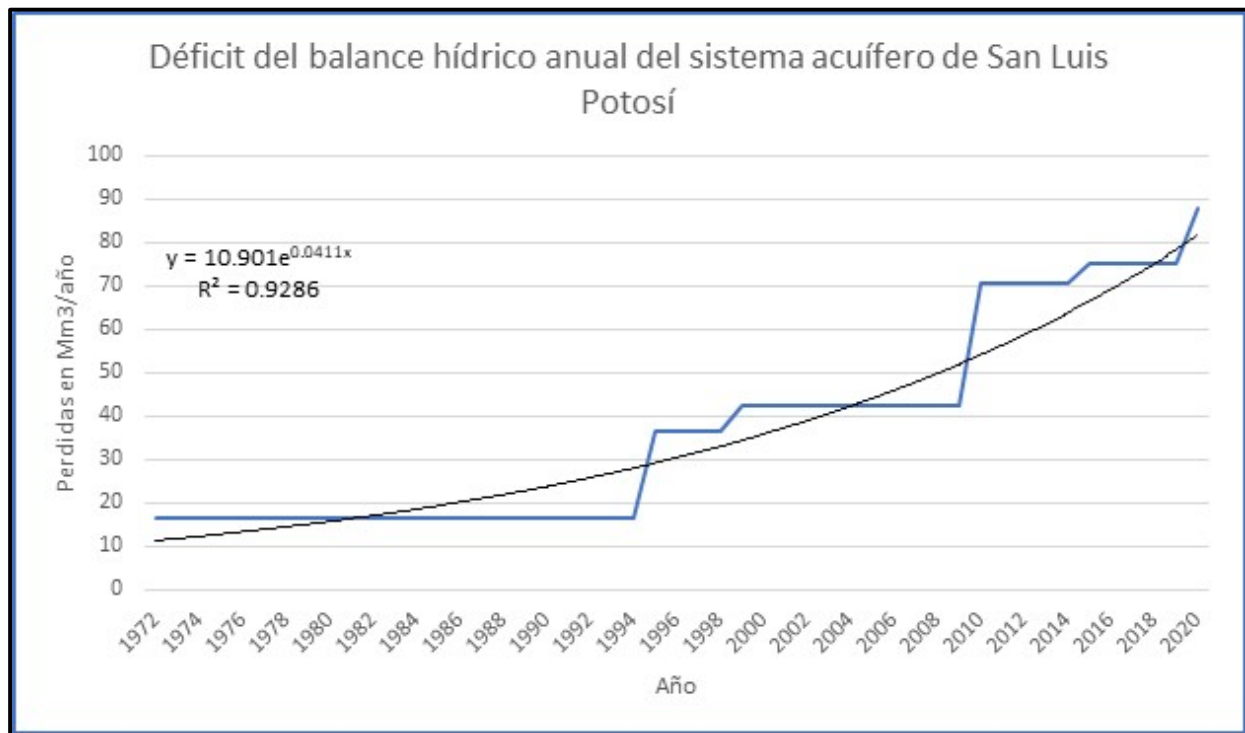


Figura 19.- Tendencia del déficit en el balance hídrico, elaboración propia

Nota: la ecuación de la tendencia del déficit de agua integrada arroja un área bajo la curva de 1,987,230,000 m³/49 años.

Esto indicaría que la suma del volumen total perdido en 49 años es de 1,987,230,000 m³ entre 1972 y 2020, repartidos en el área de influencia del acuífero intermedio de San Luis Potosí.

2.6. Volumen producido y volumen concesionado.

El volumen producido por los pozos en el valle de San Luis Potosí se concentra en gran medida al noreste de la zona metropolitana entre pozos activos disgregados entre el acuífero somero y el intermedio, según los registros de CONAGUA para el año 2010, 528 pozos pertenecientes al acuífero somero contaban con un gasto promedio de 6 lts/seg ubicados en su mayoría al noreste de la zona metropolitana, como se observa en la Figura 20 mientras que los pozos perteneciente al acuífero intermedio producen una media de 24 lts/seg dispersos en gran parte del valle (Figura 21).

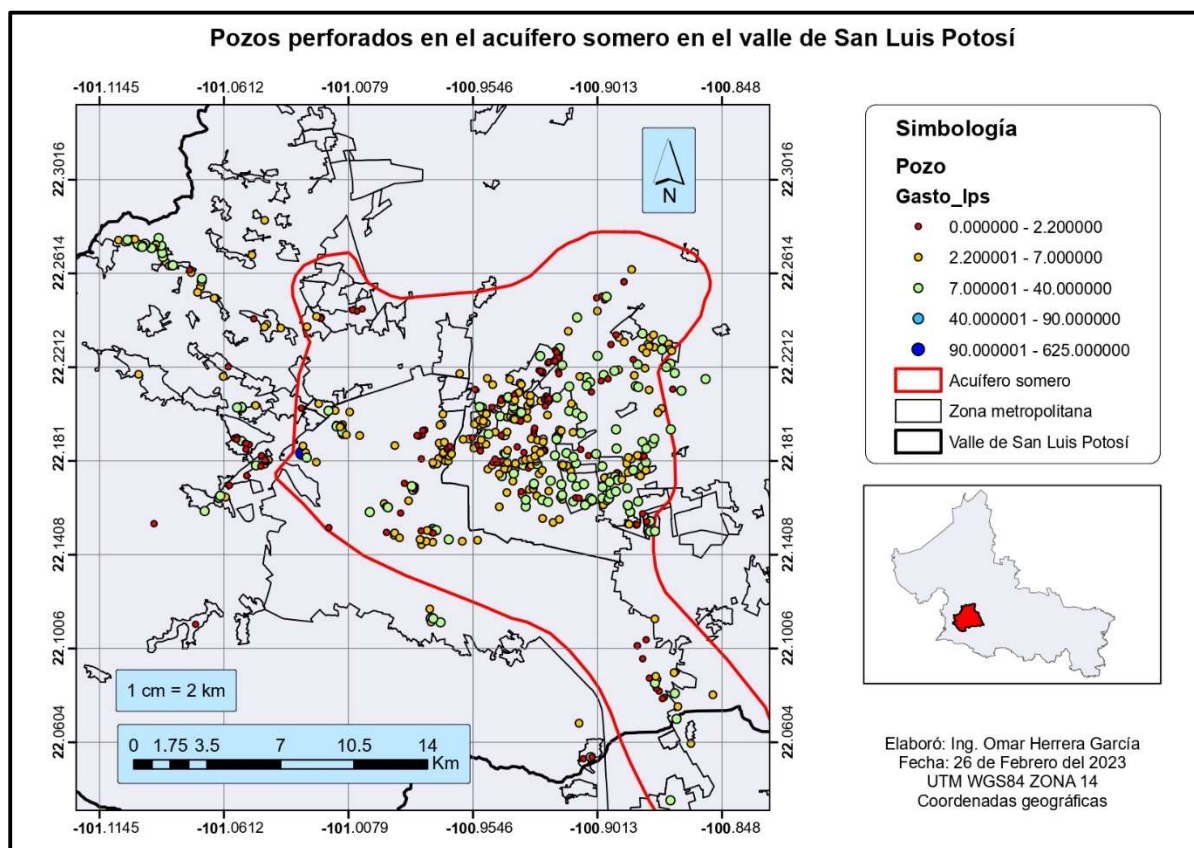


Figura 20.- Nivel freático en 2018 y dirección de flujo.

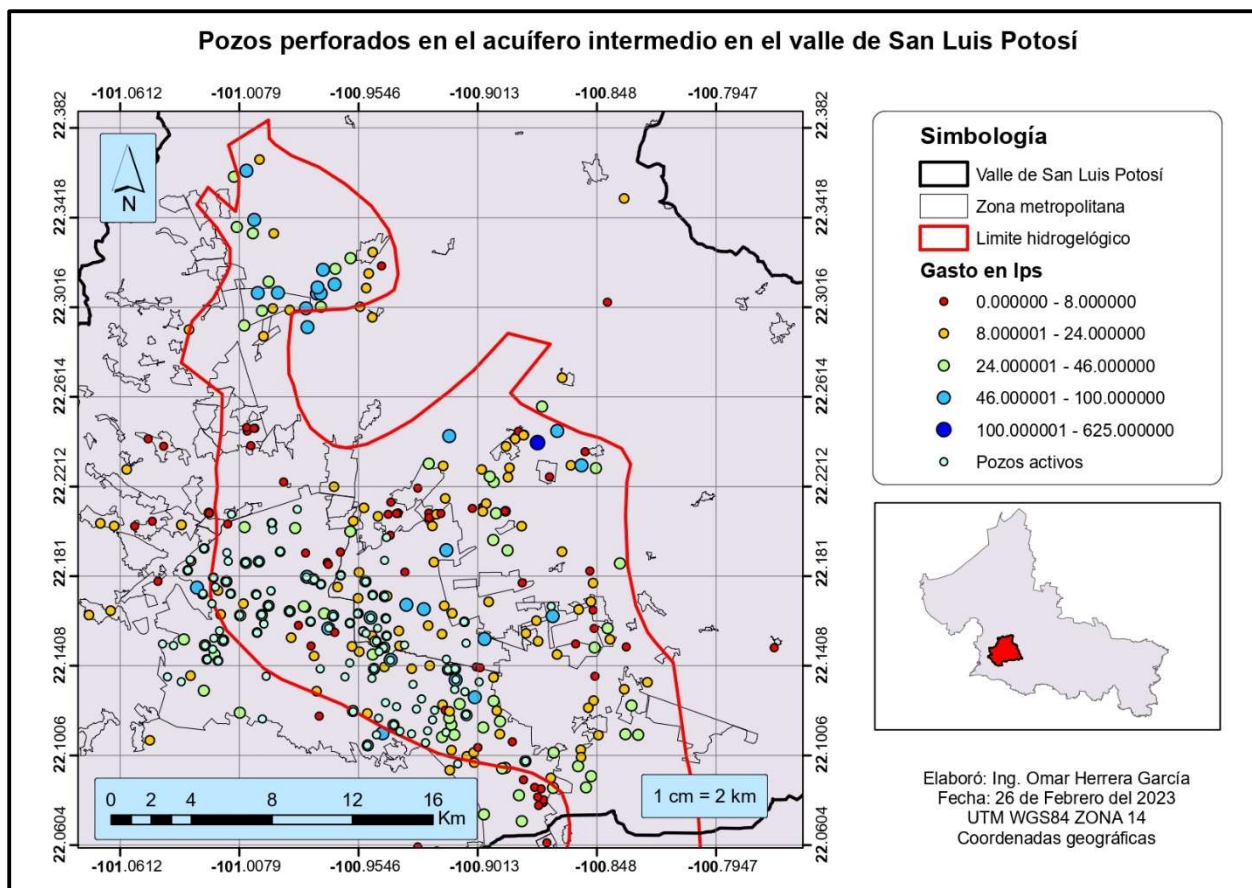


Figura 21.- Pozos perforados en el acuífero intermedio.

La cantidad de volumen concesionado en el valle de San Luis Potosí se ha mantenido variable desde el año 1994, con fluctuaciones que alcanzaron un promedio de 796,600 m³/año en el área de Soledad de Graciano Sánchez y San Luis Potosí de 465,000 m³/año hasta disminuir en un promedio de 6,000 m³/año y 24,000 m³/año respectivamente. Por otro lado, la cantidad de perforaciones de pozos en el valle se mantuvo en aumento y los pozos activos se mantuvieron en una cantidad fija cercana a 135, es decir existen gran cantidad de pozos que han sido cerrados a la fecha.

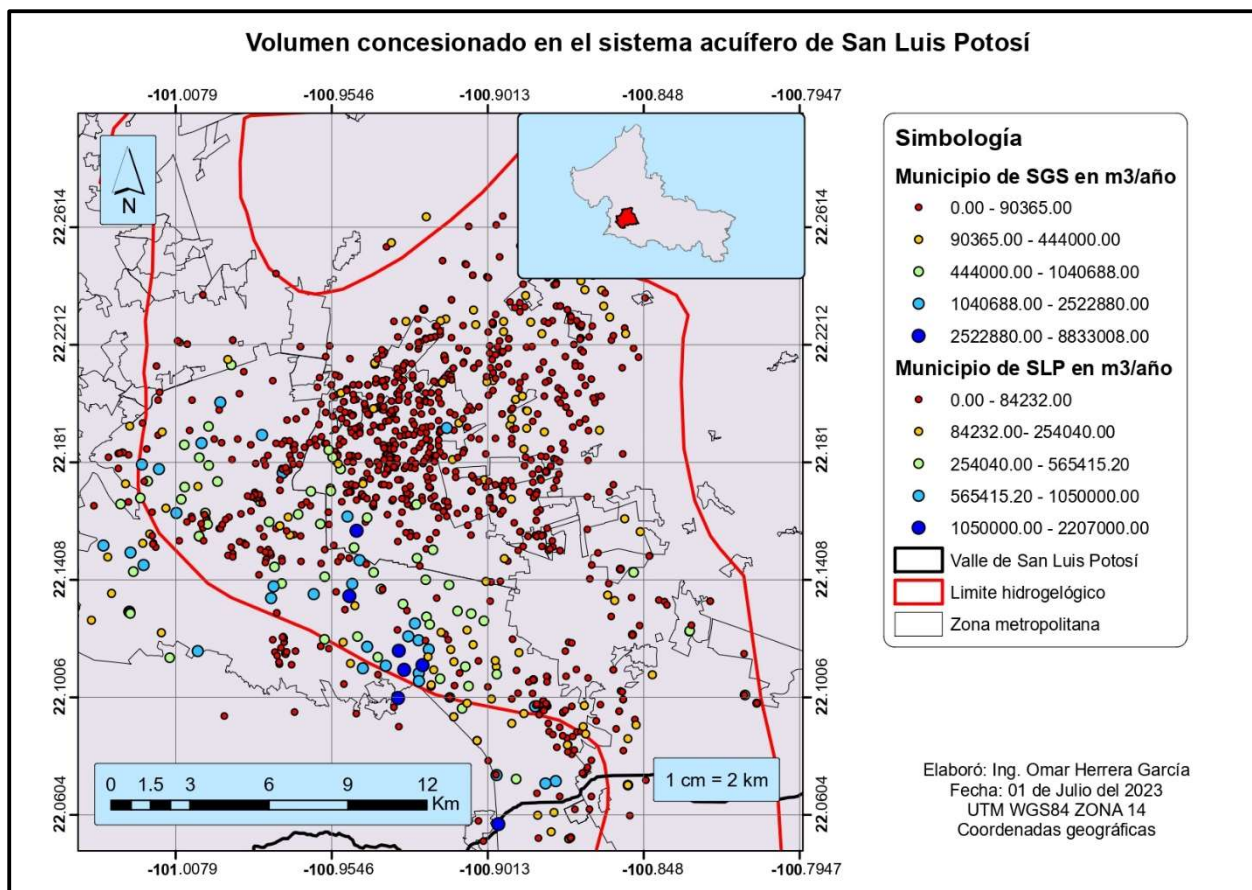


Figura 22.- Volumen concesionado.

El abatimiento del acuífero intermedio se ha concentrado en el tiempo de explotación en el centro del valle donde se localiza el mayor número de pozos, el bombeo desproporcional a la recarga del acuífero ha provocado que el sistema caiga en un desbalance que cada vez se agrava más, por lo que no existe una gestión sostenible del sistema acuífero. Con la crisis hídrica actual en el VSLP, la perforación de pozos continua por parte de las autoridades a pesar de los resultados negativos obtenidos en los balances hídricos, situación que se agrava con el paso del tiempo, al estar aumentando el volumen de extracción, sin que haya un balance equitativo para que el acuífero se recupere a través de recargas naturales que dependen de la protección hídrica de la cuenca y por las que se está a expensas de la severa sequía que aqueja a la ciudad de San Luis Potosí.

3. Modelación espacio temporal del fenómeno de la subsidencia en el valle de San Luis Potosí a través de procesos de interferometría.

En la actualidad, la deformación del suelo puede modelarse o medirse con el uso de tecnologías geoespaciales entre dos adquisiciones de imágenes de radar, mismas en que se construye un mapa de desplazamiento de la superficie, de tal forma que la modelación espaciotemporal del relieve topográfico termina reflejando el comportamiento de cambios del subsuelo, de forma que los cambios crecientes o decrecientes revelan alteraciones en el régimen de esfuerzos que ocurren en el medio granular o rocoso. La interferometría es una técnica de superposición de dos o más ondas de luz para observar los patrones de interferencia resultantes. Estos patrones son producidos por la diferencia de fase entre las ondas coherentes. La fase es una medida de la posición relativa de una onda dentro de su período y en esta forma estos conjuntos de datos ayudan en el análisis y la interpretación de relieves y de paisajes topográficos (Burgmann, Rosen, y Fielding., 2000).

3.1. Introducción de las características del satélite Sentinel-1.

Attema *et al.* (2012) definen algunas de las características de la plataforma Sentinel-1 como lo son el ángulo fuera del nadir (off nadir) de 40° y un periodo de revisita de 12 días. Ferretti *et al.* (2007) dan a conocer como mediante los dos ángulos de observación, de forma descendente (de polo norte a sur) y de manera ascendente (de polo sur a norte) permiten medir la geografía de la tierra con mayor confiabilidad, esto debido a la obtención de las dos adquisiciones sobre el mismo sitio en dos ángulos en la línea de visión (LOS, por sus siglas en inglés) opuestos logrando contrastar la información entre sí. Finalmente, la frecuencia de las microondas es de 5.4 GHz, la longitud de onda de 5.6 cm y una amplitud de 15 dB. Reunidas todas estas características permiten la formación de la imagen compleja de una sola mirada SLC (Single Look Complex, por sus siglas en inglés).

3.2. Formación de imágenes SAR y los principios de la interferometría.

De acuerdo con Ferretti *et al.* (2007) los píxeles en una imagen SLC formados a partir del cálculo de la cantidad de la energía de los pulsos de frecuencias de repetición (PRF, por sus siglas en inglés) emitidos, retro dispersados y recibidos (como ecos) por la antena del satélite se deben principalmente a la amplitud y fase de las microondas. La rugosidad del terreno determina en mayor medida la amplitud de la radiación retro dispersada, con la peculiaridad de las zonas rocosas y urbanas como mejores reflectores por el contrario de las áreas lisas y planas que dispersan mucho más la energía del radar.

Los autores señalan que en el viaje de ida y vuelta de la onda hasta los distintos dispersores de la tierra se produce un retraso equivalente entre las señales transmitida y recibida, dicho retraso se mide a través del ángulo captado en la interrupción del último ciclo de la onda al ser recibido por el sensor del satélite y es denominado la “fase” o bien, podría decirse que en realidad es una fracción del último ciclo de onda del cual conocemos su amplitud, frecuencia cuyo valor determina la velocidad de propagación y la longitud de onda con la que se logra conocer la distancia recorrida, que finalmente se registra como un ángulo en una circunferencia que mide valores de 2π . De esta manera junto a la polarización (orientación de la onda) son los elementos responsables de la percepción de las características geométricas de los distintos dispersores en tierra, la sensibilidad ante el efecto Speckle (moteado) y de la formación de la imagen SLC.

3.2.1. La fase, amplitud y la longitud de onda.

Ferretti *et al.* (2007) describen a su vez los elementos principales que componen una onda y se pueden observar en la Figura 23, la frecuencia determina la cantidad de oscilaciones completas en una unidad de tiempo (inversamente proporcional a un periodo), la amplitud mide la oscilación de la onda, la longitud de onda define la distancia entre crestas de cada oscilación y la fase ϕ es la fracción angular que resulta en la interrupción del último ciclo medido de su periodo.

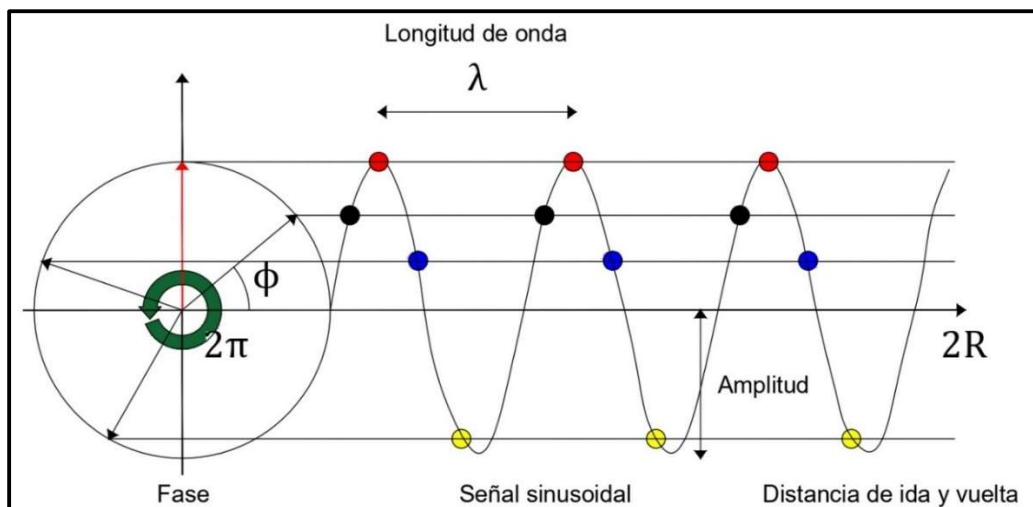


Figura 23.- Formación de la fase. Ferretti et al. (2007). Rediseño propio en Civil 3D.

3.2.2. Celda de resolución, proyección y deformación.

Ante la línea de visión apoyado en su ángulo “Off-nadir” como lo describe la Figura 24, la celda de resolución o pixel en la imagen SAR adquiere deformación en la resolución del “Slant range”. Una topografía abrupta podría añadir pixeles acortados cerca del satélite, también se podrían captar sombras detrás de los grandes objetos, pixeles con buena resolución y bastante información o escorzo, así como “Layover” o escala donde se traslapa o desfasa un objeto consigo mismo como lo muestra la Figura 25.

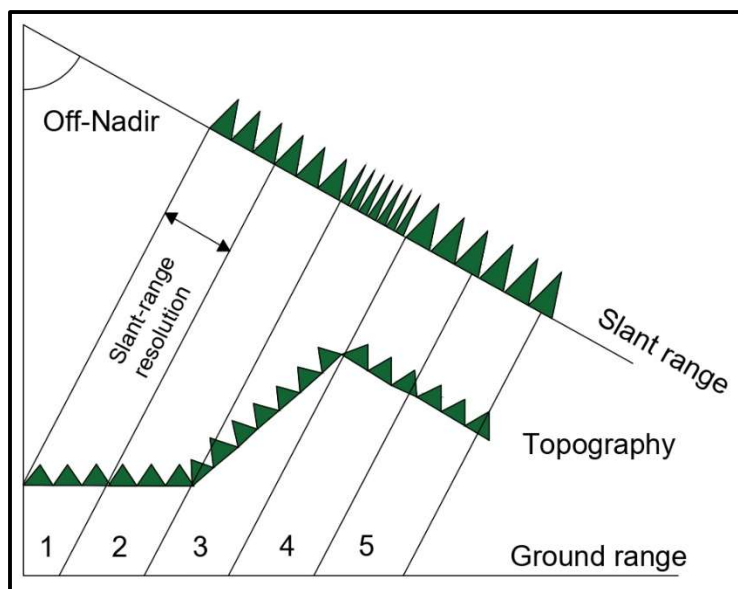


Figura 24.- Deformaciones ante la línea de visión. Ferretti et al. (2007).

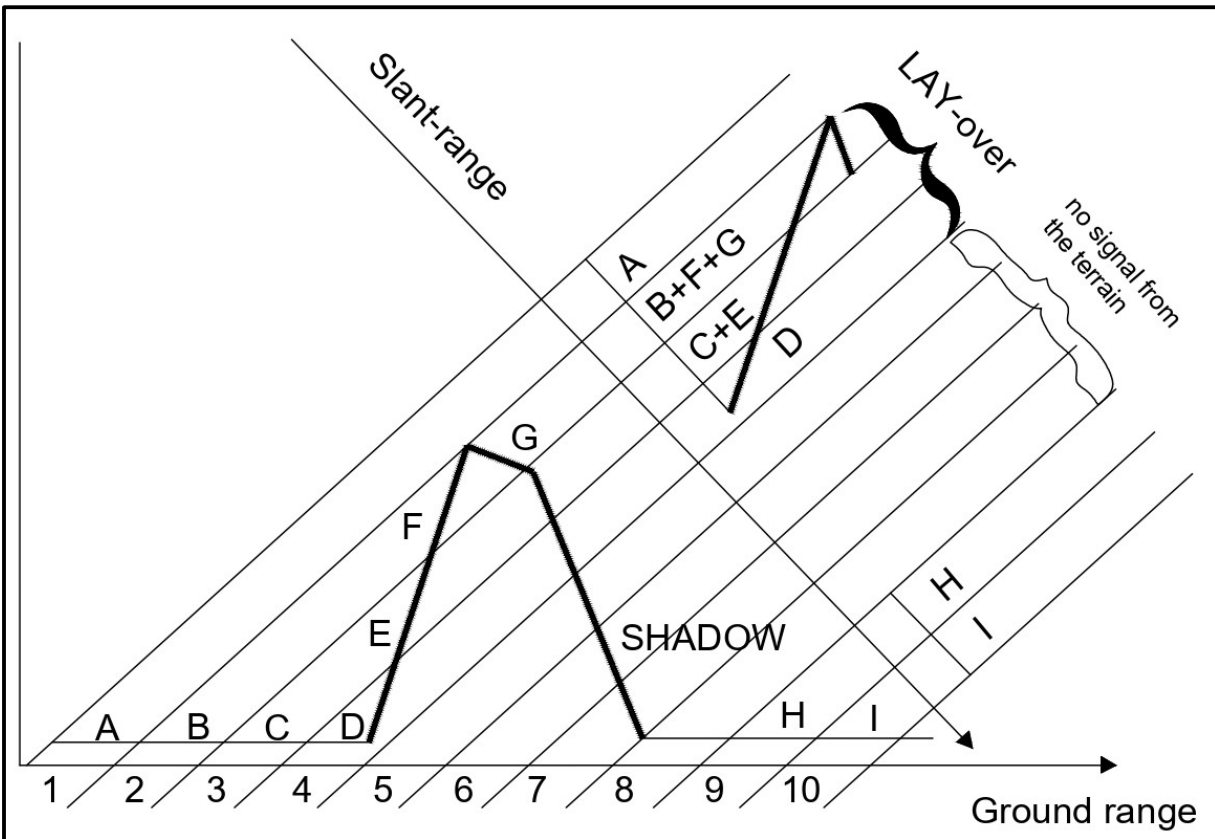


Figura 25.- Deformaciones ante la línea de visión. *Ferretti et al. (2007).*

3.2.3. Geometría de adquisición.

La geometría de adquisición de las imágenes SAR es esencial para comprender cómo se forman las imágenes y cómo interpretar sus características. Estos parámetros afectan la apariencia visual, la resolución espacial y la capacidad de distinguir objetos y características en la superficie de la tierra.

Dentro de la geometría de adquisición la línea base interferométrica marca la separación entre la posición orbital del mismo satélite en su revisita por la zona geográfica, ilustrado por *Ferretti et al. (2007)* en la Figura 26 donde también se aprecia la línea base perpendicular cuya importancia radica en la referenciación espacial consecutiva en un plano para todas las imágenes que asegura la calidad del interferograma en función de corregir la distancia sensor-suelo para el conjunto de posiciones orbitales.

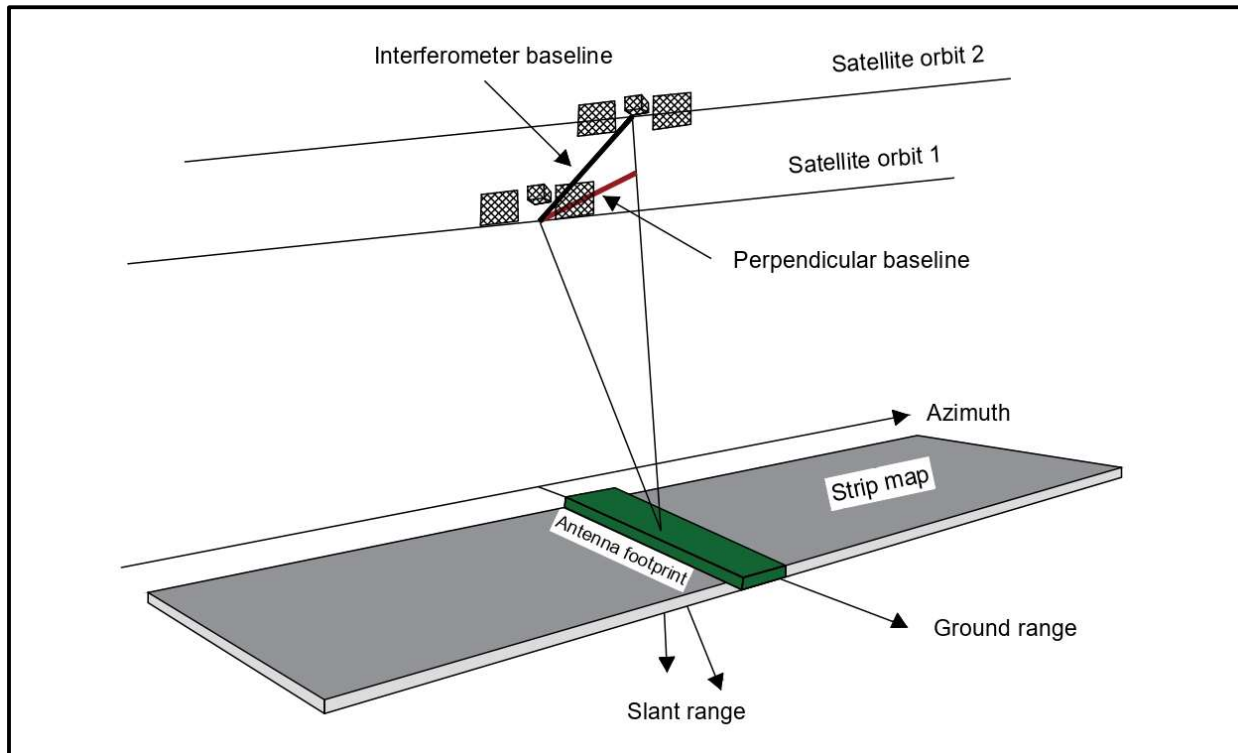


Figura 26.- Línea base perpendicular. *Ferretti et al. (2007).*

La escala de los objetos en la imagen de referencia SAR adquirida a partir del rango inclinado o “slant range” como la línea de visión de sensor-suelo no sería uniforme por lo que es necesario la conversión con base en una distancia horizontal a partir del satélite o “ground range” para conseguir una corrección topográfica y el cálculo de la curvatura de la tierra a través del rango geométrico como resultado conseguimos la imagen SAR preparada al momento de la descarga.

De esta forma a partir de la Figura 27 se abstrae la siguiente ecuación:

$$\Delta r = -2 \frac{B_n q_s}{R}$$

B_n = Línea base perpendicular (m).

q_s

= Desplazamiento entre las celdas de resolución en perpendicular al rango de inclinación

R = Rango (m).

Contemplando que Δr se refiere a la conversión desde “ground range” a partir de la razón de desplazamiento de base perpendicular B_n y q_s con el rango “slant range”. Suponiendo la diferencia de fase para ambas adquisiciones como:

$$\Delta\phi = \frac{2\pi\Delta r}{\lambda} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q_s}{R}$$

$\Delta\phi$ = Variación interferométrica de fase.

λ = Longitud de onda (m).

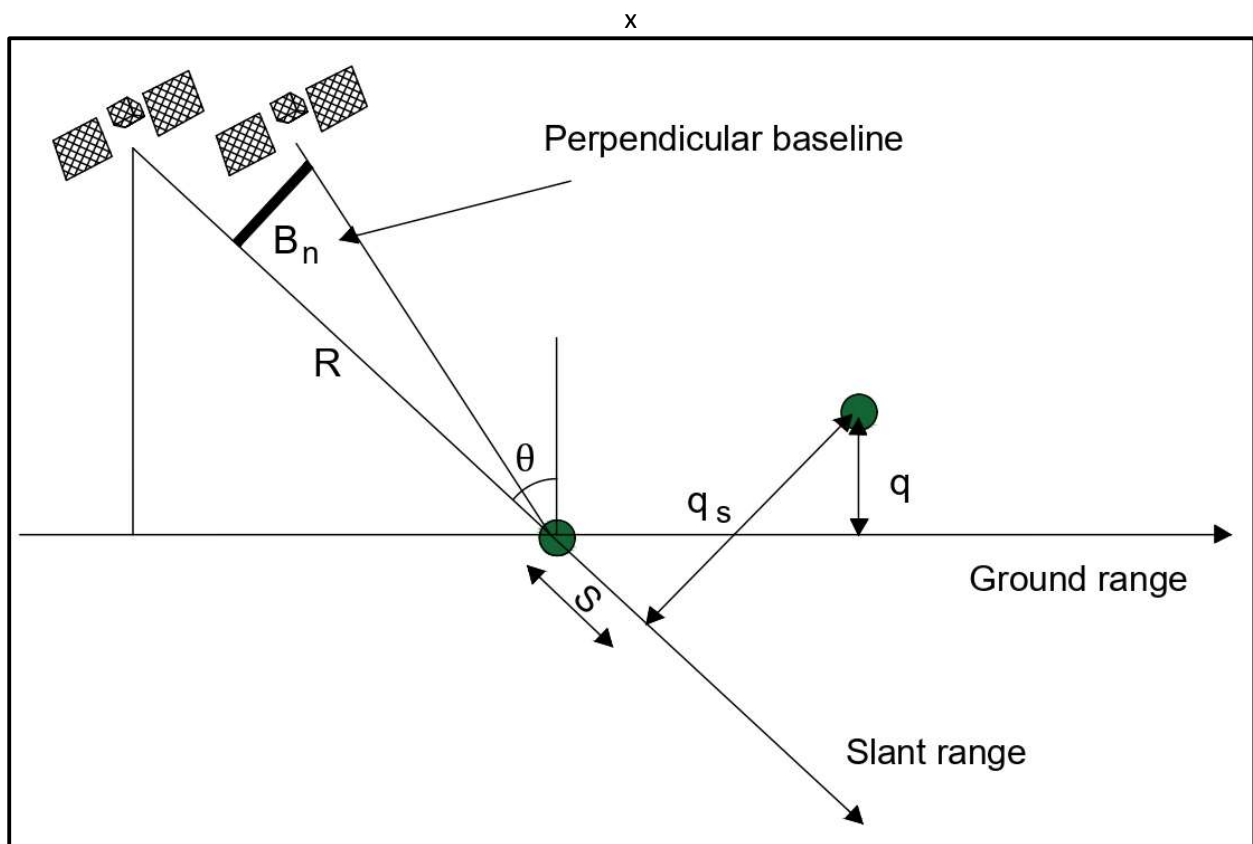


Figura 27.- Geometría de adquisición. *Ferretti et al. (2007).*

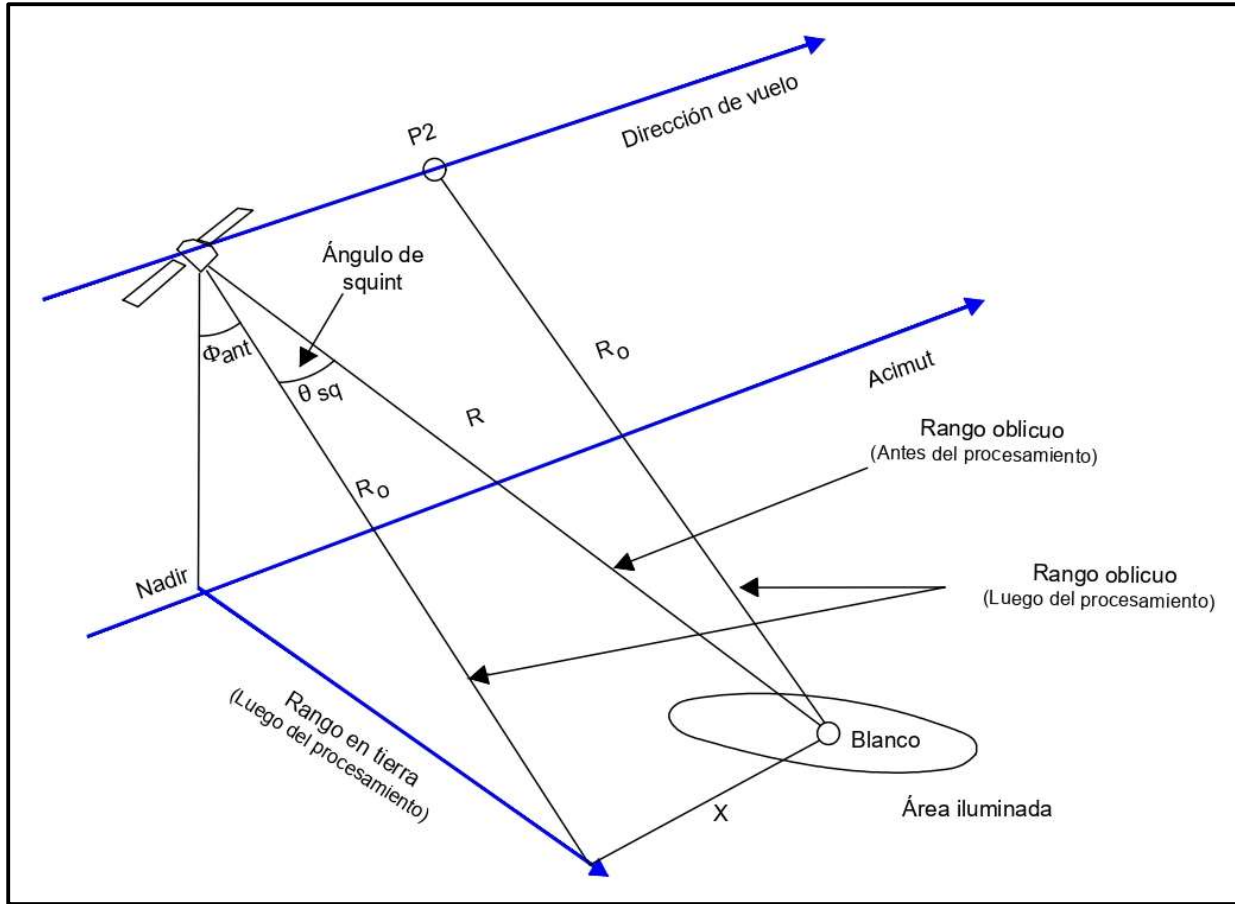


Figura 28.- Geometría de adquisición, *Ferretti et al. (2007)*.

La fase de la primera adquisición es proporcional a la distancia $2R_1$ (llamada slant range o rango oblicuo) de longitud de onda $\frac{2\pi}{\lambda}$ más la retrodispersión ϕ sufrida en la celda de resolución.

$$\phi_1 = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot 2R_1 + \phi_1$$

Por otro lado, tenemos que la distancia (o rango) del sensor en la segunda adquisición es distinta:

$$\phi_2 = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot 2R_2 + \phi_2$$

Bajo la condición en la cual la distribución geométrica y las características de los elementos dispersores ϕ se mantengan sin cambios entre ambos momentos los términos

que los representan se mantendrán iguales y la diferencia de fase entre la imagen 1 y la imagen 2 será proporcional a una componente del desplazamiento sufrido en el punto de retrodispersión (punto blanco de la Figura 28), esa componente es la proyección del componente q_s en línea de vista del sensor. Donde B_n es la línea base o separación orbital, R es la distancia media del sensor-suelo, α es el ángulo de vista del sensor y finalmente q_s , la altura topográfica es proporcional a la diferencia de fase entre imágenes, esa diferencia de fase es conocida como fase interferométrica.

$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} (R(s) - R(s_2)) = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q_s}{R \cdot \sin(\alpha)}$$

$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} (R(s) - R(s_2)) = \frac{4\pi}{\lambda} q_{s_{LOS}}$$

$$q_{s_{LOS}} = q_s \cdot \sin(\theta - \alpha_d)$$

Esto funciona mientras no se alteren los elementos dispersores dentro del terreno de exploración. La diferencia de fase puede descomponerse en dos términos.

$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} B \cdot \sin(\alpha) = \frac{4\pi}{\lambda} q_{s_{los}}$$

El término vinculado a la separación orbital (línea de base, B) denominado como fase topográfica:

$$\frac{4\pi}{\lambda} B \cdot \sin(\alpha)$$

El término vinculado al desplazamiento del terreno es conocido como fase diferencial:

$$\frac{4\pi}{\lambda} q_{s_{los}}$$

En interferometría diferencial el interés radica en medir la deformación, por lo que se busca compensar la fase topográfica mediante el cálculo de un interferograma sintético utilizando información topográfica externa.

Al calcular la diferencia de fase entre dos imágenes se puede observar que contiene franjas de altura relacionadas aun a la topografía, estas son significativas y se ven a simple vista (Figura 29). Para quedarse solo con la franja de fase diferencial se debe compensar la fase topográfica con un modelo digital de elevación externo, el más común es el SRTM. Al restar la topografía se obtiene la fase diferencial en forma de franjas de colores. La interpretación de esta imagen permite discernir que tipo de movimiento hubo y su magnitud. La interpretación de las franjas representa el cambio de fase, un ciclo completo de colores equivale a un cambio de fase de 2π radianes

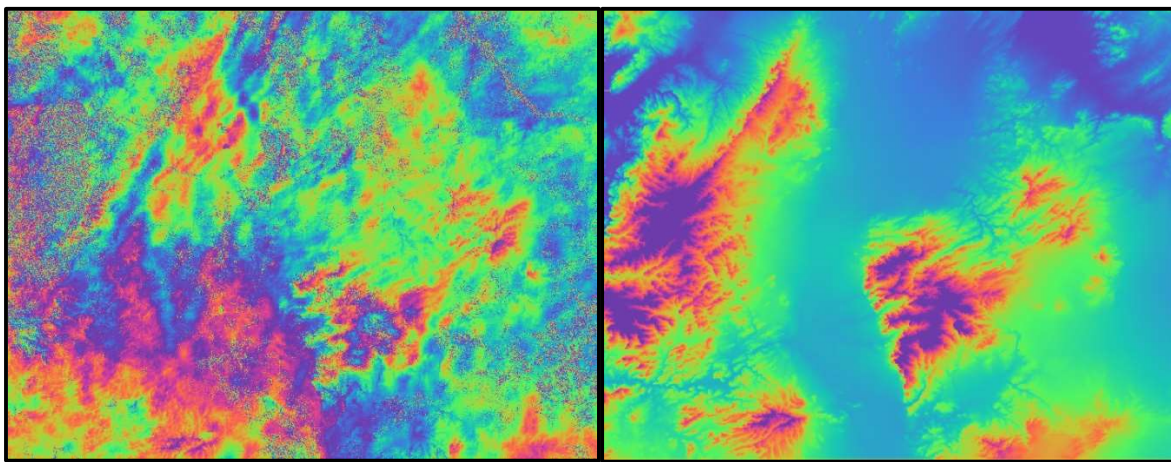


Figura 29.- a) Fase diferencial b) Fase topográfica.

La Figura 30 representa el desplazamiento contrastado mediante la combinación de imágenes tomadas en órbitas ascendente y descendente permitiendo el cálculo y la interpretación del sentido de la deformación del suelo. Si ambos procesos determinaron que el suelo se aleja del satélite indica un a) desplazamiento con un componente vertical negativo, por el contrario, si uno de los desplazamientos se acerca mientras que el otro se aleja respectivamente se consideraría un b) desplazamiento con un componente horizontal.

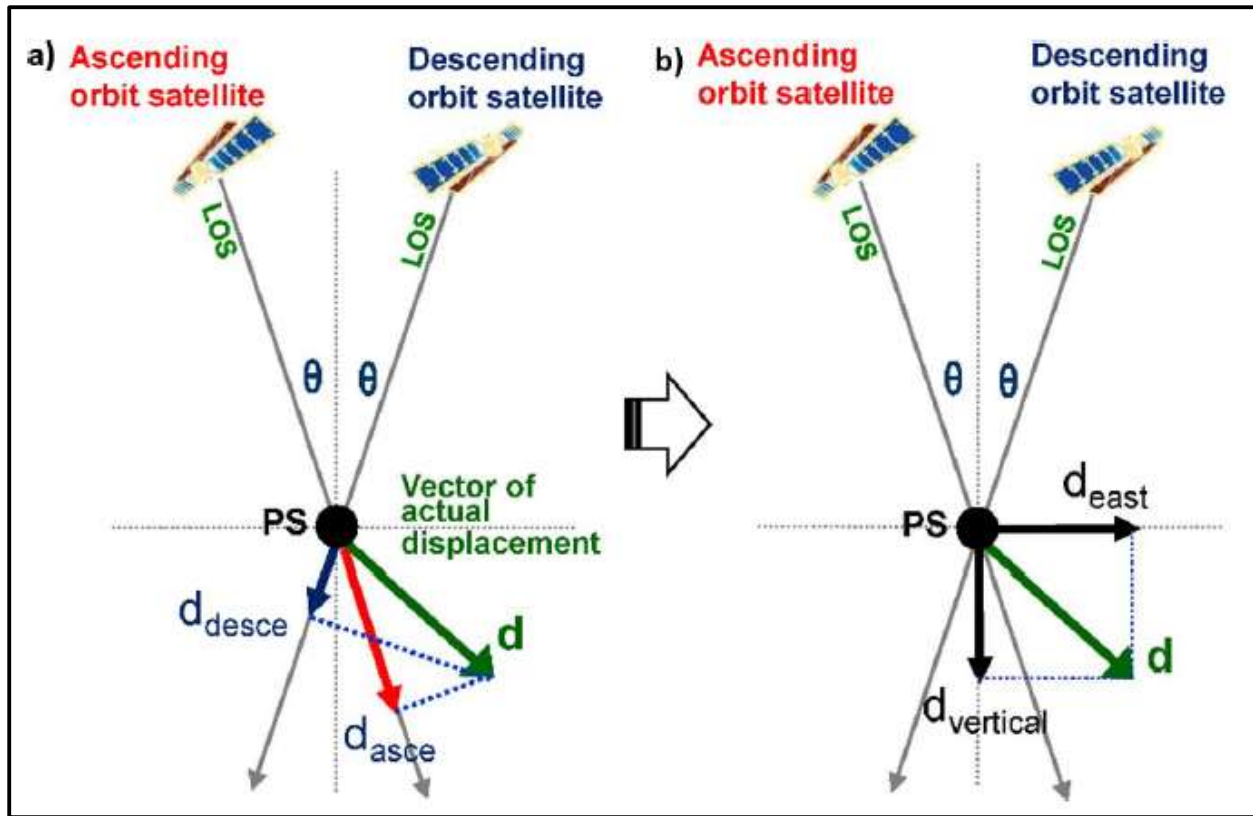


Figura 30.- Líneas de visión (LOS) combinadas. Gambolati y Teatini (2021).

En un corte transversal como el de la Figura 31 se puede observar que la adquisición de la primera imagen obtenida, bajo el rango $R1$ (en rojo) tiene una diferencia de elevación respecto a la segunda imagen medida bajo el rango de $R2$ (en negro), en la diferencia de fechas ocurrió un levantamiento del terreno lo que genera un cambio en las distancias sensor-suelo (diferencia de rango), $R1 - R2 > 0$ (valor positivo en este caso, el valor del diferencial del rango crece con el aumento de deformación), así la diferencia de fase ϕ_d es negativa pero el desplazamiento hacia el sensor d_{los} es positivo.

$$R1 - R2 > 0 \Rightarrow \phi_d < 0 \Rightarrow d_{los} > 0$$

Como el diferencial de fase en este caso es negativo la ecuación es negativa.

$$\phi_d = -\frac{4\pi}{\lambda}(R1 - R2) = -\frac{4\pi}{\lambda}d_{los}$$

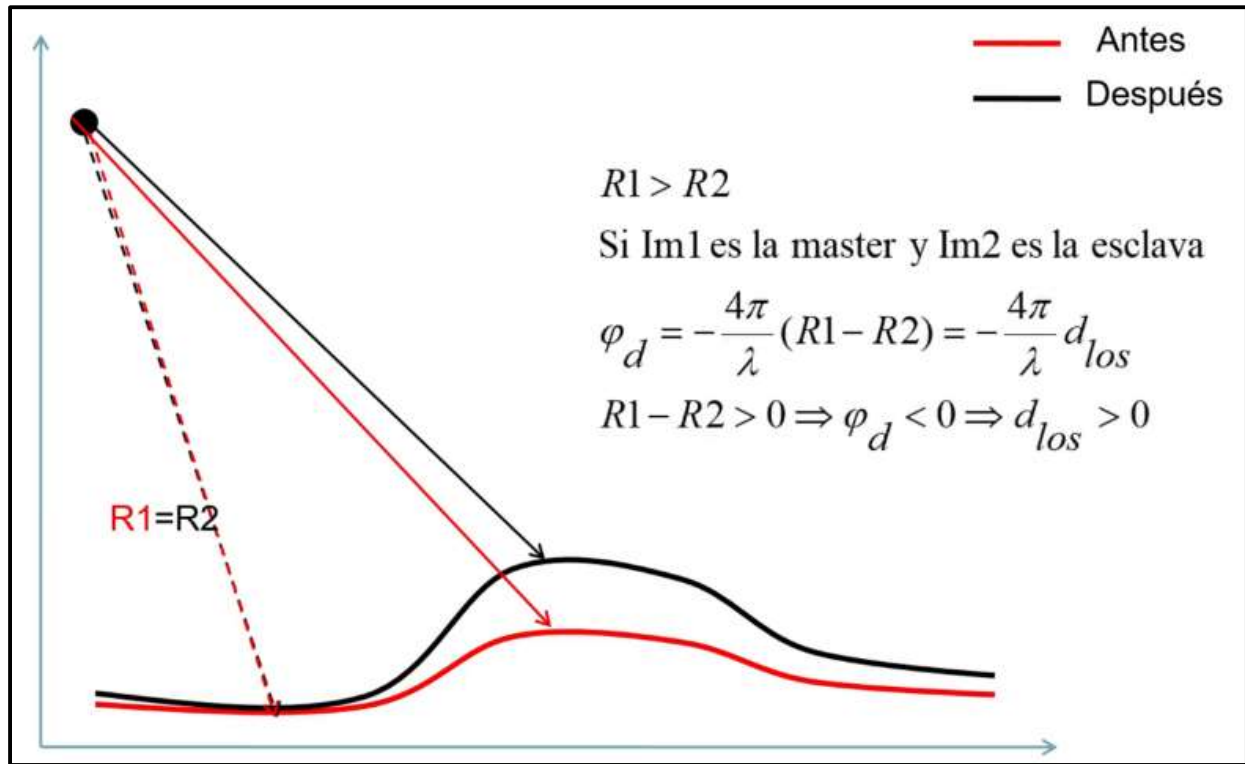


Figura 31.- Fase obtenida.

En caso contrario, si el diferencial de fase crece, es decir, es positivo. $R_1 - R_2 < 0 \Rightarrow R_2 > R_1$ y se interpreta como una deflación o subsidencia.

Y si, $R_1 - R_2 > 0 \Rightarrow R_2 < R_1$ interpretando que existe un acercamiento al satélite o sollevamiento.

En la Figura 32 se puede observar si la fase crece o decrece partiendo de una zona de no deformación (es decir el color celeste) hacia una zona con deformación. La flecha negra indica la dirección en línea recta entre colores de acuerdo con la escala de "Phase" $-\pi$ a $+\pi$ (Figura 33) observamos que la fase crece hasta llegar al color rojo, cae y luego crece del color azul al verde es decir se acerca al satélite.

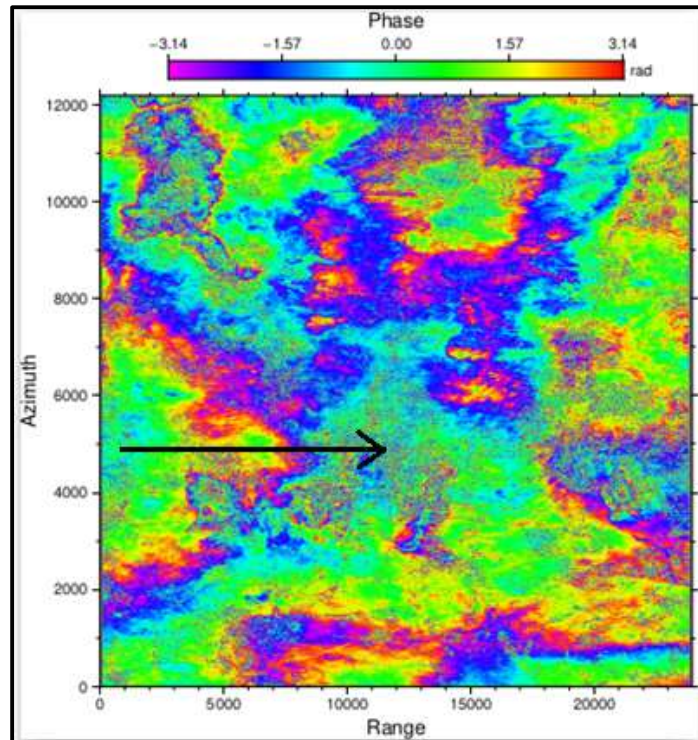


Figura 32.- Fase de un interferograma. Obtención propia.

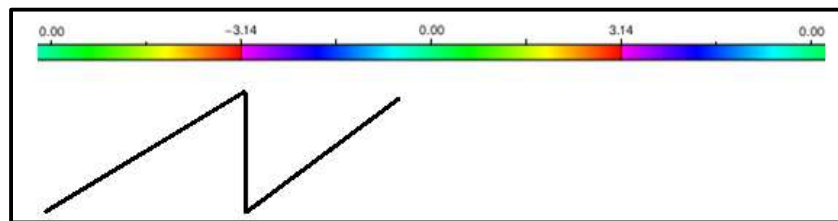


Figura 33.- Fase de un interferograma. Obtención propia.

3.2.4. Formación del interferograma.

La formación del interferograma se efectúa en multiplicación cruzada, pixel por pixel, de la amplitud de la primera imagen SAR con el conjugado complejo de la segunda, generando de esta forma la “amplitud del interferograma”; mientras que la diferencia de fase de cada imagen produce la “fase del interferograma”. La última fase medida por el conjunto de ciclos de ondas que la antena del satélite captó después de la retrodispersión está compuesta de elementos de la topografía, la curvatura de la tierra, factores atmosféricos y factores ambientales; para la formación del interferograma se estima la contribución de la curvatura ϕ_{flat} y la topografía ϕ_{DEM} de la tierra para descartarlas de la fase.

$$\phi = \phi_{DEM} + \phi_{flat} + \phi_{disp} + \phi_{atm} + \phi_{ruido}$$

$$\phi_{DEM} = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n s}{R \tan \theta}$$

$$\phi_{flat} = -\frac{\Delta q}{\sin \theta} \cdot \frac{B_n}{R_0} \cdot \frac{4\pi}{\lambda}$$

$$\phi_{disp} = \frac{4\pi}{\lambda} d$$

A su vez, en esta parte se crea una banda ráster llamada coherencia que tiene como finalidad medir el grado de similitud de ambas fases. La calidad de la información de la fase generada se observa como brillante en las zonas de alta coherencia y oscuras en zonas con baja coherencia en una escala de 0 a 1. La nueva fase, es decir el interferograma evaluado por la coherencia ahora solo contiene las variaciones de desplazamiento ϕ_{disp} , atmosfera ϕ_{atm} y ruido ϕ_{ruido} . El desplazamiento se observa en la Figura 34.

$$\phi_d = -\frac{4\pi}{\lambda} (R1 - R2) = -\frac{4\pi}{\lambda} d_{los}$$

$R1 = \text{Distancia sensor} - \text{suelo en un tiempo } t_1$

$R2 = \text{Distancia sensor} - \text{suelo en un tiempo } t_2$

$\frac{4\pi}{\lambda} d_{los} = \text{Desplazamiento del terreno medido en ciclos completos de fase.}$

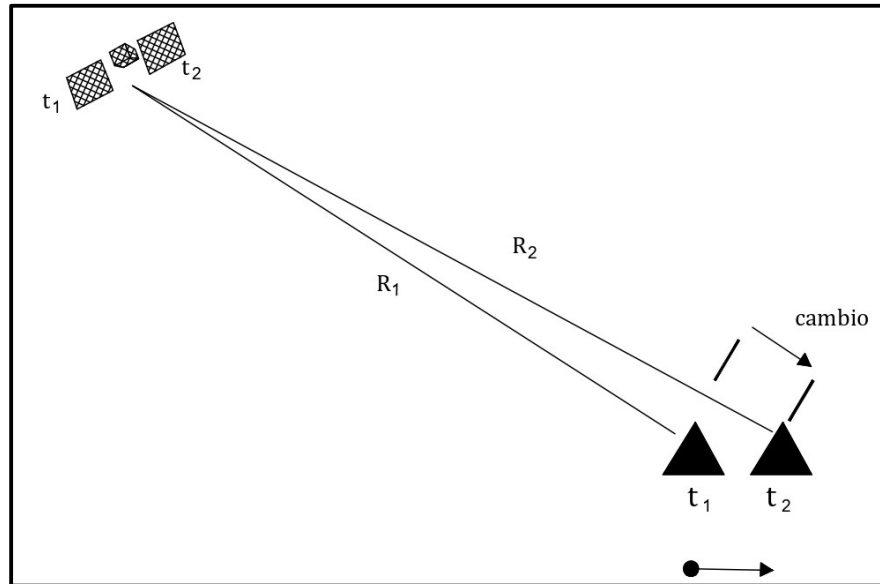


Figura 34.- Diferencial en línea de visión LOS.

3.3. Proceso DInSAR en Generic Mapping Tools for Synthetic Aperture Radar.

El sistema Generic Mapping Tools for Synthetic Aperture Radar (GMTSAR), desarrollado por Sandwell *et al.* (2016), realiza el proceso de interferometría diferencial de radar de apertura sintética (DInSAR) de código abierto escrito en lenguaje de programación C disponible para una máquina virtual de Linux de manera semiautomática. Se basa en el uso de archivos PostScript e imágenes de extensión kml para su visualización en Google Earth bajo tres grandes funciones principales, la conversión de los archivos nativos e información orbital en un formato general, el proceso completo de InSAR y el filtrado de los productos terminados y conversión de georreferenciación; el programa se centra en el uso de la información orbital precisa y un modelo geométrico que logra el enfoque y alineación de una pila de imágenes que finalmente resulta en una serie temporal.

3.3.1. Formación de una pila de interferogramas para un proceso DInSAR.

Para el procesamiento de una serie temporal en GMTSAR basado en el apilamiento de varias o “muchas” imágenes de las cuales se conoce la posición orbital con precisión se requiere una alineación a partir de una imagen maestra o también llamada de referencia que no sobre pase la línea base crítica (sea muy cercana a las demás imágenes) en más de $\frac{3}{4}$ del total de separación de la primera adquisición y la última según recomiendan Sandwell *et al.* (2016), el supuesto apilamiento se ilustra en la Figura 35.

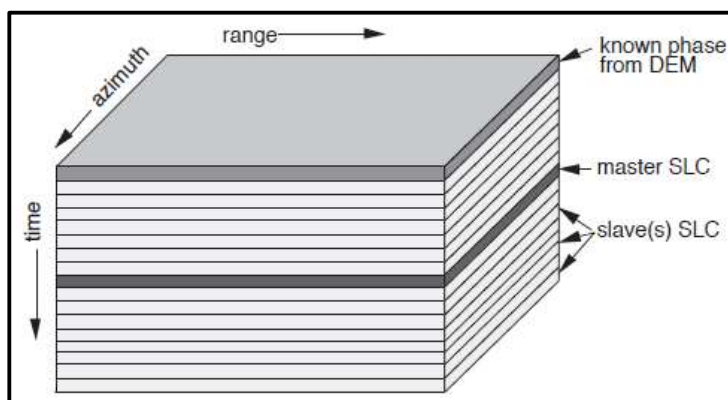


Figura 35.- Apilamiento de imágenes. Sandwell *et al.* (2016).

Los pasos de la serie temporal se enlistan en el diagrama de la Figura 36 señalando los archivos implicados en cada uno. Cabe resaltar como paso importante la aplicación de la técnica de pequeño subconjunto de referencia (SBAS, por sus siglas en inglés) como especialidad en el sistema de GMTSAR en la parte final del proceso.

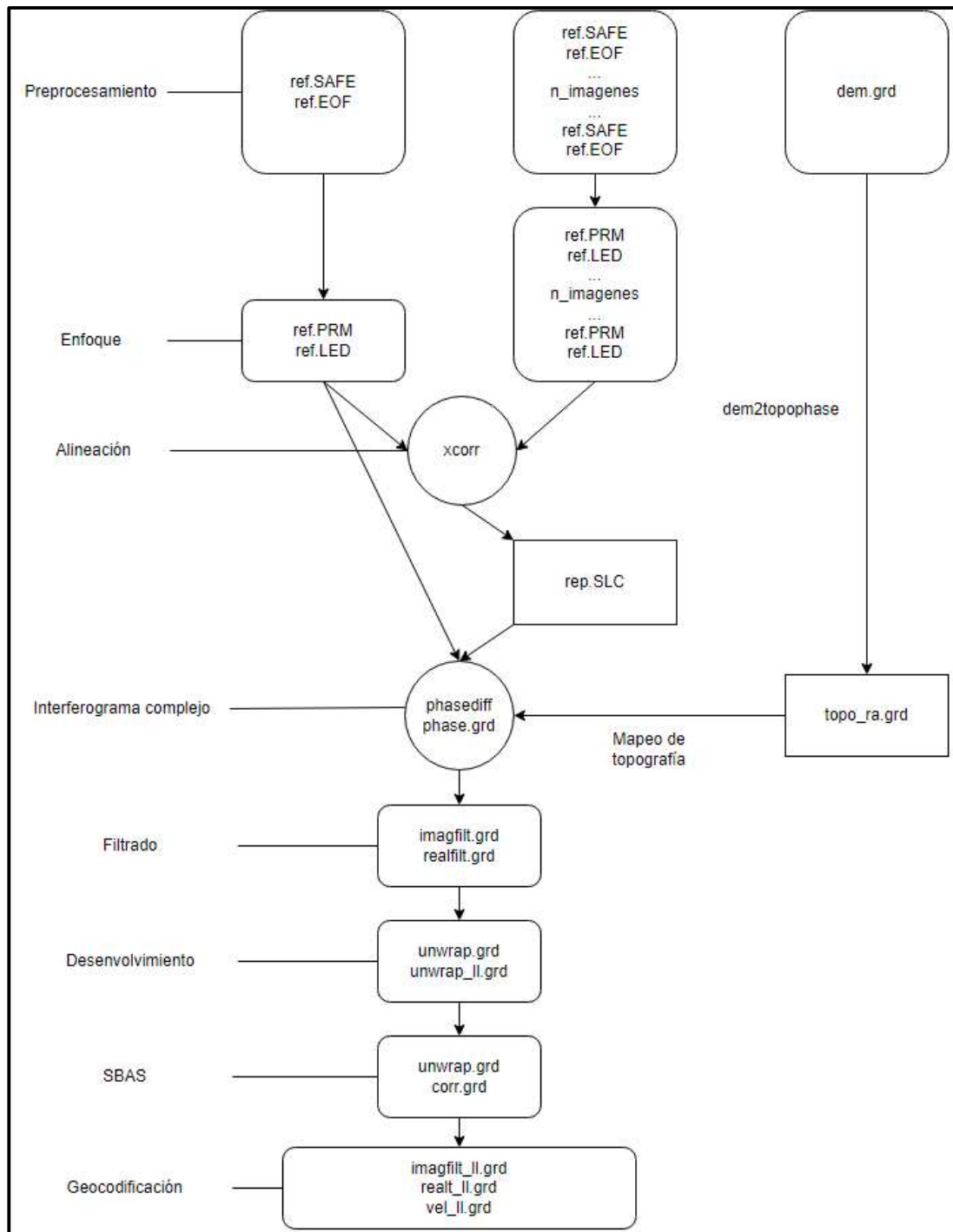


Figura 36.- Cartografía de la deformación con orbita descendente.

3.3.1.1. Preprocesamiento.

Este paso implica la selección y adquisición de las imágenes SAR desde la base de datos en línea de la Agencia Espacial Europea (ESA, por sus siglas en inglés) de acuerdo con la cobertura del área geográfica, el número de imágenes dispuestas a procesar y el periodo de revisita o fechas de adquisición considerado a evaluar; la obtención de la información de órbitas precisas y la generación de un modelo digital de elevación disponible de modelos como STRM-1, STRM-3 o ASTER-1 para la eliminación de la fase topográfica en pasos posteriores. Resultando un registro que liga la información de cada imagen SLC con su información orbital.

GMTSAR está desarrollado en un ambiente de Linux, de tal forma que el espacio de trabajo se desenvuelve en una terminal de comandos que hacen un llamado a archivos PostScript “.csh” de la plataforma GitHub bajo GMT en el siguiente enlace: <https://github.com/gmtsar/gmtsar/tree/master/gmtsar/csh>. Cada comando es preparado y ejecutado cuando se ha instalado GMTSAR.

1. En el preprocesamiento se preparan los archivos de la cuadrícula DEM de topografía con la generación de un modelo de elevación digital en el enlace <http://topex.ucsd.edu/gmtsar/demgen/>. El DEM se visualiza en google earth para coincidir el área con previsualización “preview” de la imagen SLC de Sentinel-1 y confirmar su uso, Este deberá cubrir por completo la imagen.
2. Se realiza una organización de directorios para la ejecución de cada paso con los nombres de “data”, “F1”, “F2”, “F3”, “GNSS2LOS”, “merge”, “orbit”, “SBAS” y “topo” almacenados en una carpeta con el nombre de la dirección de órbita con la que se está trabajando, ascendente (asc) o descendente (des). La ejecución de los comandos en cada directorio será clave para el desarrollo de la serie temporal. El DEM (archivo dem.grd) obtenido es guardado en el directorio “topo”.
3. Se obtienen las órbitas precisas a través del comando `download_sentinel_orbits_linux.csh`, desde el directorio “data” con un archivo

llamado "SAFE_filelist" construido a partir de la dirección de la imagen guardada en la máquina virtual Linux.

3.3.1.2. Enfoque y alineación.

Ante el registro del preprocesamiento la elección de la imagen maestra o de referencia alineará y corregirá las distancias y la posición entre imágenes para el apilamiento con base a la "baseline" y el periodo de revisita orbital (año).

4. Se realiza una vinculación de la información cruda de las imágenes SAR, los archivos de orbita y el dem.grd desde el directorio raw de F1 correspondiente a cada subfranja de la imagen S1a-iw1, o bien, F2 S1a-iw2 etc.
5. Se prepara un archivo llamado "data.in" que contiene el nombre de los datos complejos emparejado con el nombre los archivos de orbita con el comando `prep_data_linux.csh` desde ambos directorios raw de F1 y F2.
6. Se ejecuta el comando `preproc_batch_tops.csh` desde ambos directorios raw F1 y F2 (uno después de otro) con el modo = 1 para generar la tabla de líneas base (`baseline_table.dat`) y conocer la alineación orbital en el momento de la formación de las imágenes. Se genera también un gráfico "baseline.ps" que determina la ubicación y facilita la elección de la imagen maestra para la pila de datos con un resultado como el de la Figura 37.
7. Se elige la imagen maestra y se coloca en la primera línea del archivo `data.in`. Se ejecuta nuevamente el comando `preproc_batch_tops.csh` con modo = 2 que enlista las fechas de todas las imágenes calculando la distancia espaciotemporal que existe con la imagen maestra.

En este punto se ha alineado la imagen maestra con el resto.

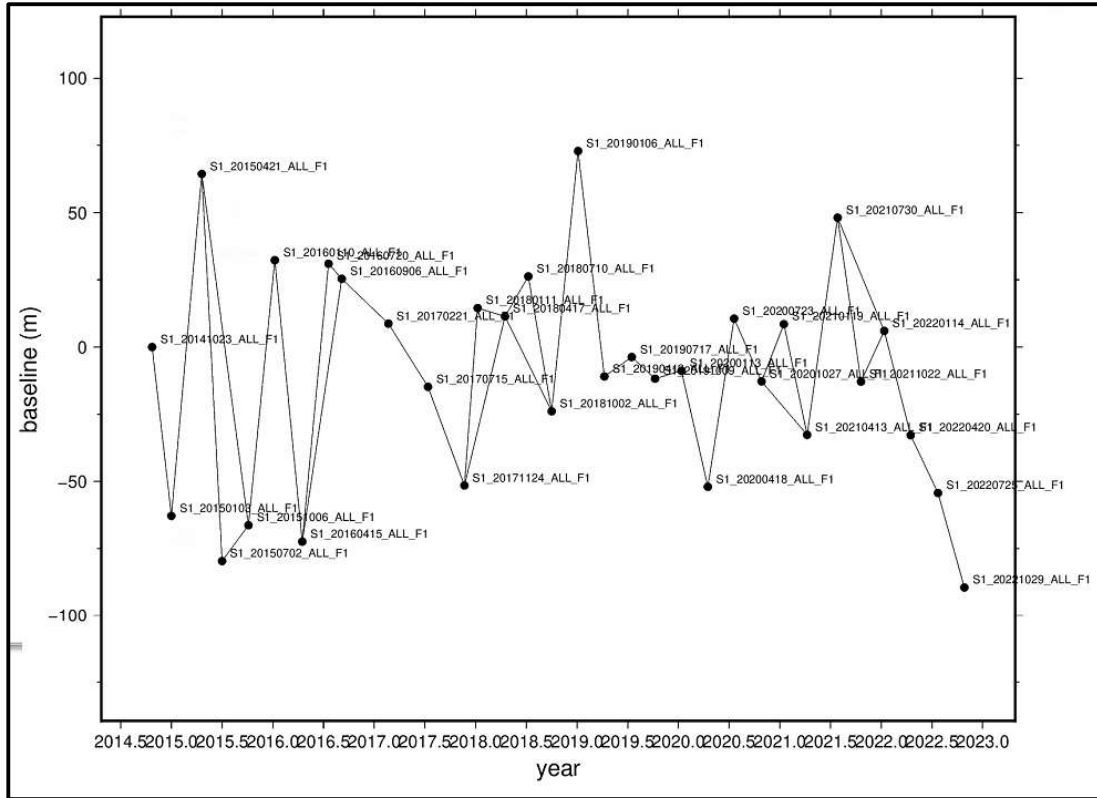


Figura 37.- Baseline y temporal line. Elaboración propia.

De esta forma la interconexión entre imágenes (Figura 36) definirá los pares interferométricos según la menor línea base y el menor tiempo propuesta buscando reducir la decorrelación espaciotemporal para la formación del interferograma.

3.3.1.3. Interferograma complejo, filtrado y mapeo de topografía a fase.

La diferencia de fase para cada par interferométrico la delimita la siguiente ecuación:

$$\Delta\phi = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q_s}{R \cdot \sin(\theta)} + \frac{4\pi}{\lambda} d$$

Hasta este punto la alineación de las imágenes de referencia con las imágenes esclavas pixel por pixel permite la generación del interferograma complejo a través de la multiplicación entre las dos imágenes SLC que conforman el par interferométrico propuesto. De acuerdo con Sandwell *et al.* (2016) el número complejo se compone de la

amplitud $A(x)$ y la fase $\phi(x)$ en función de un vector de posición en el rango ρ y acimut a .

$$C(x) = A(x)e^{i\phi(x)}$$

$$x = (\rho, a)$$

8. Para encontrar el número de días que cubra cada par interferométrico en el diagrama de baseline.ps que se muestra en la Figura 36 se itera el comando proponiendo el menor número que logre unir cada par interferométrico; obteniendo 175 como línea base temporal (días) y 150 como línea base perpendicular (metros) para esta serie temporal. El archivo de salida intf.in contendrá los pares interferométricos con un intervalo de tiempo inferior a 175 días y una línea de base perpendicular inferior a 150 metros. Se repite el proceso para cada directorio F con el que se está trabajando. Ferretti *et al.* (2007) recomiendan proponer siempre una línea base menor de 300 m.
9. Se edita el archivo batch_tops.config para una primera prueba de formación de interferograma con los siguientes parámetros de procesamiento:

```
master_image = S1_20181002_ALL_F1
```

```
Proc_stage = 1
```

```
shift_topo = 0
```

```
filter_wavelength = 200
```

```
range_dec = 8
```

```
azimuth_dec = 2
```

```
threshold_snapu = 0
```

```
threshold_geocode = 0
```

Los dos ceros para threshold_snapu y threshold_geocode indican que queremos omitir el desenvolvimiento y la geocodificación, ya que esto se hará después de fusionar las subfranjas.

El mapeo de la topografía a fase se refiere a separar o eliminar la contribución de la topografía en la variación de la fase una vez realizado el interferograma, descartando aquellas diferencias que se presenten entre ambos especificando la elevación de la topografía mediante un modelo de elevación digital para distinguir la distancia desde la antena del satélite hasta la superficie en función del cambio de rango y la superficie terrestre.

10. Se genera un interferograma de prueba y se preparan los archivos de ejecución necesarios. Primero se edita el archivo `batch_tops.config` configurando `proc_stage = 1` que se encarga de mapear la topografía en fase.
11. Se utiliza un complemento para la ejecución de interferogramas en paralelo (`Sudo apt parallel`). Con oportunidad de generar 4 pares al mismo tiempo. La acción se ejecuta primero desde F1 y luego desde F2, para producir todos los interferogramas enumerados en la lista `intf.in` con la línea de comando:

```
intf_tops_parallel.csh intf.in batch_tops.config 4 &> itp.log &
```

12. Se utiliza el script `create_merge_input.csh` para preparar el archivo `merge_list` desde el directorio “merge” con el modo 1 para fusionar los interferogramas de F1 y F2.
13. Al tener el archivo “merge_list” se coloca una línea que incluya la imagen maestra en la primera línea en `merge_list`. Esto garantiza que todas las imágenes se procesen con las mismas coordenadas y tengan el mismo tamaño de cuadrícula final.
14. Se copia el archivo `batch_tops.config` desde F1 en el directorio de combinación (merge). Asegurando la configuración en `threshold_snahpu = 0` para omitir el desenvolvimiento.

3.3.1.4. Desenvolvimiento.

De acuerdo con la naturaleza del radar de apertura sintética y la adquisición de la señal retro dispersada en función de la Figura 21 “Formación de la fase” solo es posible medir un ciclo de la fase o 2π , es decir la posición dentro de un círculo más no el número de veces que dio la vuelta al círculo; ante la imposibilidad de medir el número total de ciclos que ocurrió en la fase se aplica una técnica llamada desenvolvimiento de fase o “phase unwrapping”, la cual ayuda a reconectar secciones en la imagen que se interpretaron como una porción distorsionada.

15. Se desenvuelve la fase para cada interferograma individualmente, cada desenvolvimiento tarda en promedio 2 horas con 40 minutos de un total de 37 pares (para este ejercicio).
16. Se crea un archivo PostScript que realiza el desenvolvimiento llamado “unwrap_intf.csh” con el siguiente contenido:

```
#!/bin/csh -f
# intflist contains a list of all date1_date2
directories.
# ln -s ../landmask_ra.grd .

cd $1
snaphu_interp.csh 0.01 40
cd ..
```

Este proceso se realiza a través del algoritmo SNAPHU (Statistical-cost, Network-Flow Algorithm for Phase Unwrapping). Los archivos importantes de salida que se crean al finalizar el desenvolvimiento son unwrap.cpt unwrap.grd y unwrap.pdf como archivos importantes.

3.3.2. Técnica SBAS.

La técnica de Análisis de Subconjunto de Líneas de Base Pequeñas o Small Baseline Subset Analysis (SBAS) restringe las líneas base problemáticas consideradas así por la decorrelación espaciotemporal bajo un muestreo de umbrales pequeños lo que conduce a un monitoreo ante las deformaciones de mayor precisión. La aplicación del algoritmo SBAS reúne el acumulado de todas las deformaciones calculadas a partir de cada par interferométrico ejecutado en un producto que muestra la velocidad de deformación.

17. Se redacta la línea de comando "sbas" en la terminal de Linux donde:

```
sbas intf.tab scene.tab 37 32 2001 2000 -range 901568 -incidence 37 -wavelength  
0.0554658 -smooth 5.0 -rms -dem &> sbas.log &
```

+ 37 es el número de interferogramas en la subserie F1.

+ 32 es el número de escenas obtenidas con el comando `wc -l scene.tab`.

+ Para encontrar xdim 2001 y ydim 2000 (dimensión x e y de interferogramas) con `gmt grdinfo new_unwrap.grd`:

“n_columns” es el valor de xdim

“n_rows” es el valor de ydim

+ wavelength: longitud de onda de la onda de radar en m. Obtenida de supermaster.PRM
“radar_wavelength”

+ incidence: el valor predeterminado es 37 grados, aunque el valor utilizado aquí es en gran medida irrelevante (el valor predeterminado está bien en la mayoría de los casos)

+ range: la distancia del rango desde el radar hasta el centro del interferograma se calculó de la siguiente manera:

3.3.2.1. Cálculo del rango promedio

La corrección entre líneas base permite la estimación de la altura entre los dispersores en tierra a partir de un rango promedio sensor-suelo calculado con la siguiente ecuación:

$$range = \left(\left(\left[\frac{Velocidad\ de\ la\ luz}{\frac{rng_samp_rate}{2}} \right] * ((x_min + x_max)/2) \right) / 2 \right) + near_range$$

Donde *near_range* marca la distancia hasta el límite de la imagen, *rng_samp_rate* es el número de muestras de rango por segundo en una imagen y $x_min - x_max$ es la coordenada en rango y azimut de la imagen. El cálculo del rango en la serie temporal de esta investigación fue el siguiente:

$$range = \left(\left(\left[\frac{3 \times 10^8}{\frac{64\ 345\ 238.125714}{2}} \right] * ((14\ 000 + 30\ 008)/2) \right) / 2 \right) + 798\ 977.802046$$

$$range = \left(\left(\left[\frac{3 \times 10^8}{32\ 172\ 619.06} \right] * (44\ 008/2) \right) / 2 \right) + 798\ 977.802046$$

$$range = ([9.324699349] * (22\ 004)) / 2 + 798\ 977.802046$$

$$range = (208\ 180.68/2) + 798\ 977.802046$$

$$range = 102\ 590.34 + 798\ 977.802046$$

$$range = 901\ 568$$

3.3.3. Geocodificación.

La geocodificación consiste en un proceso de estandarización para las coordenadas de las imágenes producto, en el caso de un mapa de velocidad asigna un sistema de referencia de coordenadas geográficas en unidades de longitud y latitud.

18. Después de ejecutar SBAS y obtener el archivo vel.grd (mapa de velocidad en coordenadas de radar y en mm/año) se transforma en coordenadas geográficas.

3.4. GNSS pasiva.

Como señala el INEGI (2015), la Red Geodésica Vertical es un conjunto de elementos físicos que se localizan en obras civiles, suelo o rocas en forma de bancos de nivel o placas metálicas (Figura 38) dirigido bajo el programa del Sistema Geodésico Nacional cuya elevación con base al geoide es conocida, así como también las coordenadas geográficas. Actualmente se utiliza el modelo digital de alturas geoidales Geoide Gravimétrico Mexicano versión 2010 (GGM10). El geoide según define INEGI (2015) “*es una figura definida como la superficie de nivel del campo de gravedad que se aproxima al nivel medio del mar en un promedio mundial*”. Este es una referencia practica de la cual se puede medir la elevación del terreno con gran precisión. Mediante un levantamiento GPS de localización precisa en fechas distintas es posible conocer el desplazamiento de las marcas en la red geodésica vertical captando de esta manera subsidencias o sollevamientos.

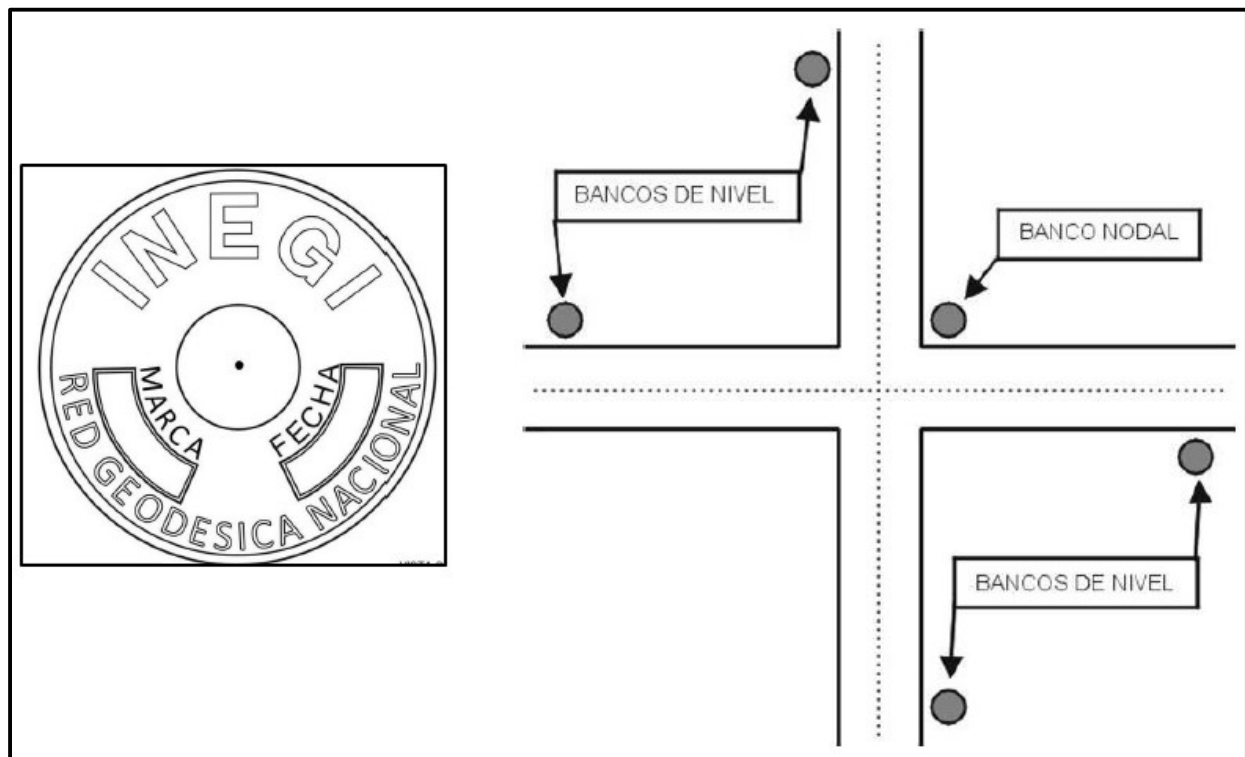


Figura 38.- Ejemplo de placa geodésica ubicada por INEGI (2015).

3.4.1. Ventajas de la red geodésica nacional pasiva.

Se cuenta con un levantamiento GPS sobre 72 placas metálicas empotradas en el suelo pertenecientes a la red geodésica nacional pasiva de INEGI ubicadas en la zona metropolitana de San Luis Potosí entre las fechas de agosto del 2013 a junio del 2022 considerándose un periodo de 8 años y 10 meses.

El uso de la verificación del levantamiento GPS de la red geodésica nacional pasiva para la validación de la cartografía de la subsidencia obtenida por la técnica de interferometría trae consigo beneficios económicos ya que requieren menos recursos y mano de obra constante para recopilar datos, lo que puede conducir a costos operativos más bajos. Se presta al monitoreo continuo y a la recopilación de datos a largo plazo, durante largos periodos de tiempo lo que puede ser conveniente para acumular un seguimiento de los cambios topográficos en cualquier periodo de tiempo. Se puede llegar a requerir menos intervención humana lo que significa que minimiza el sesgo o la influencia subjetiva en la recopilación de datos.

El carácter más importante podría llegar a ser la mayor cobertura ya que la red pasiva se puede implementar en un área geográfica más amplia, lo que permite una cobertura más completa a diferencia de las antenas estáticas GNSS que únicamente cubren una posición por cientos de kilómetros cuadrados. Este tipo de red permite una estabilidad a largo plazo ya que los puntos fijos de las redes pasivas suelen estar diseñados para ser estables y duraderos, lo que permite realizar mediciones precisas a lo largo del tiempo. La red pasiva se convierte en una referencia geodésica fiable porque los puntos sirven como base para mediciones geodésicas y geofísicas en toda el área de estudio además de que funcionan como control de calidad para verificar la calidad de los datos geodésicos recolectados en diferentes proyectos. Las mediciones de redes pasivas se pueden utilizar para comparaciones internacionales y contribuir a los sistemas de referencia geodésica global.

Se descarta el uso de la antena GNSS perteneciente a la red geodésica nacional activa ubicada en las coordenadas Longitud -101.016, Latitud 22.144 debido a que no está

ubicada sobre el área de subsidencia y no presenta deformaciones verticales, por lo que no es posible comparar el desnivel topográfico con la serie temporal obtenida mediante la técnica de interferometría.

3.5. Sentido y dirección de desplazamiento superficial.

El sentido y dirección de la deformación superficial se obtuvo mediante la comparación de dos procesos DInSAR en serie temporal desarrollados en GMTSAR con imágenes provenientes del satélite Sentinel-1 de órbita descendente y ascendente, para el primero se utilizaron 15 imágenes a partir del año 2018 consecutivo hasta 2022 en el cual la imagen con la fecha 19 de junio del 2020 marcó la menor distancia de base de línea espaciotemporal ante las demás designándose como la de referencia, mientras que el segundo se desarrolló con 20 imágenes a partir de agosto del 2014 en los años consecutivos hasta agosto del 2022.

En el mapa de la Figura 39 se muestra una clasificación de deformación superficial en la línea de visión (LOS) que se aleja del satélite en tres diferentes áreas, a partir de los -1 a -2 mm/año, -3 a -10 mm/año y hasta -19 mm/año. Se aprecian cuatro distritos urbanos que el Programa de Desarrollo de Centro de Población de San Luis Potosí, S.L.P. (Delgadillo *et al.*, 2021) utilizó para zonificar la ciudad con el objetivo de lograr una mejor gestión urbana, determinando mayor deformación negativa en Aeropuerto-Milpillitas, Saucito-Terceras y Villa de Pozos. Sin embargo, la mayor área afectada se localiza en buena parte del municipio de Soledad de Graciano Sánchez que reúne deformación dentro y fuera de la zona metropolitana resultando en un área crítica total de 16.67 km².

De igual forma el mapa de la Figura 40 también muestra un alejamiento en la línea de visión (LOS) como resultado de la serie temporal con imágenes de órbita ascendente. La delimitación capta zonas con valores de -10 mm/año (A), -15 mm/año (B), -20 mm/año (C) y -40 mm/año (D).

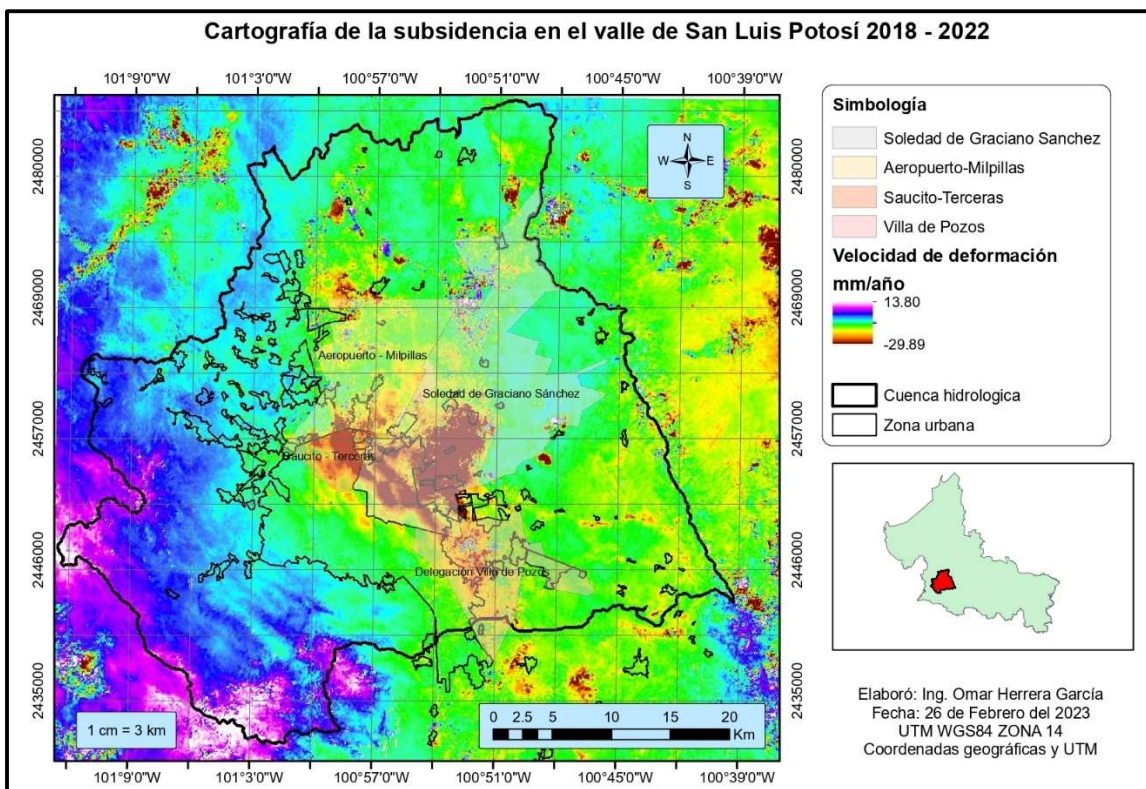


Figura 39.- Cartografía de la deformación con imágenes de órbita descendente.

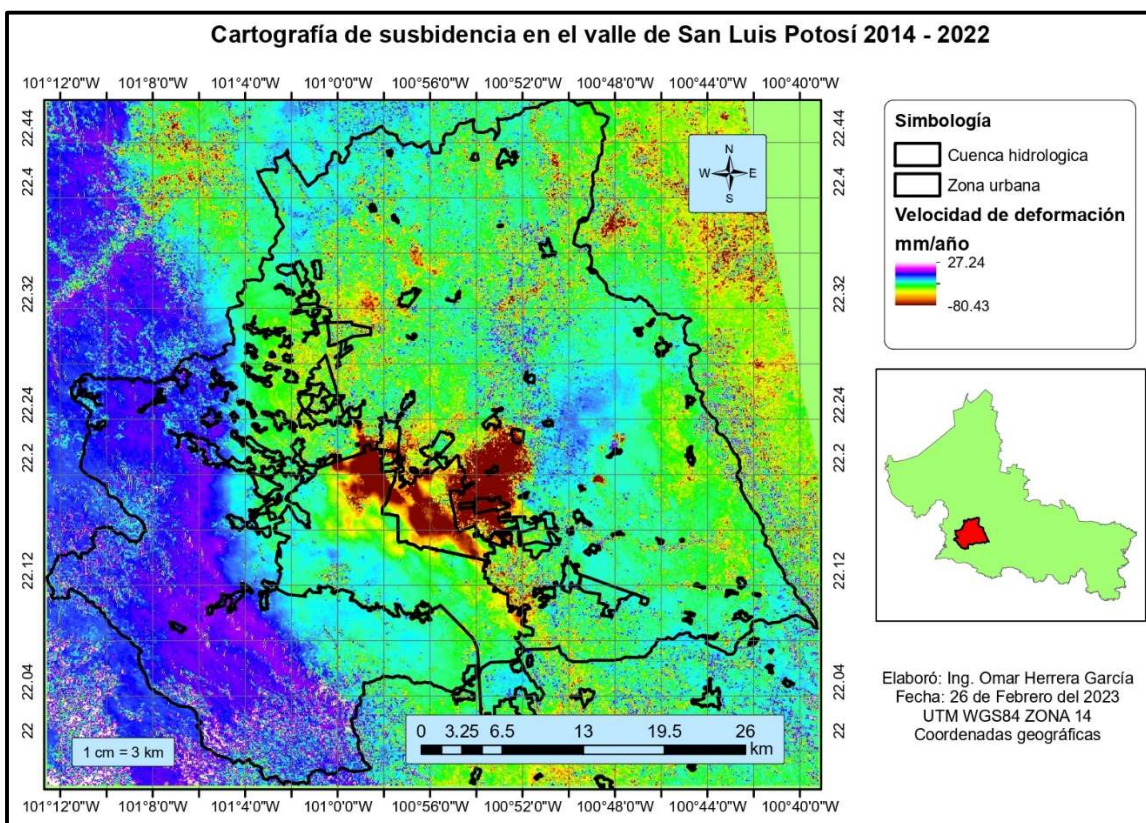


Figura 40.- Cartografía de la deformación con imágenes de órbita ascendente.

3.6. Velocidad y magnitud de desplazamiento.

Con la finalidad de obtener un proceso interferométrico más robusto y conocer con mayor precisión la deformación superficial en el valle de San Luis Potosí se realizó una serie temporal con un total de 32 imágenes SAR provenientes del satélite Sentinel-1 en órbita ascendente a partir del 23 de octubre de 2014 hasta el 29 de octubre de 2022, con una línea base temporal máxima de 175 días y una línea base espacial máxima de 150 m lo que permitió la generación de 37 pares interferométricos. En la Figura 41 se observa la clasificación A con lecturas de -7 mm/año, B-C valores de hasta -15 mm/año y D que ofrece valores de hasta -45 mm/año. La zona de subsidencia en toda la zona de estudio se delimita a partir de la clasificación A. En este sentido se puede considerar una tasa de deformación variable a lo largo del valle.

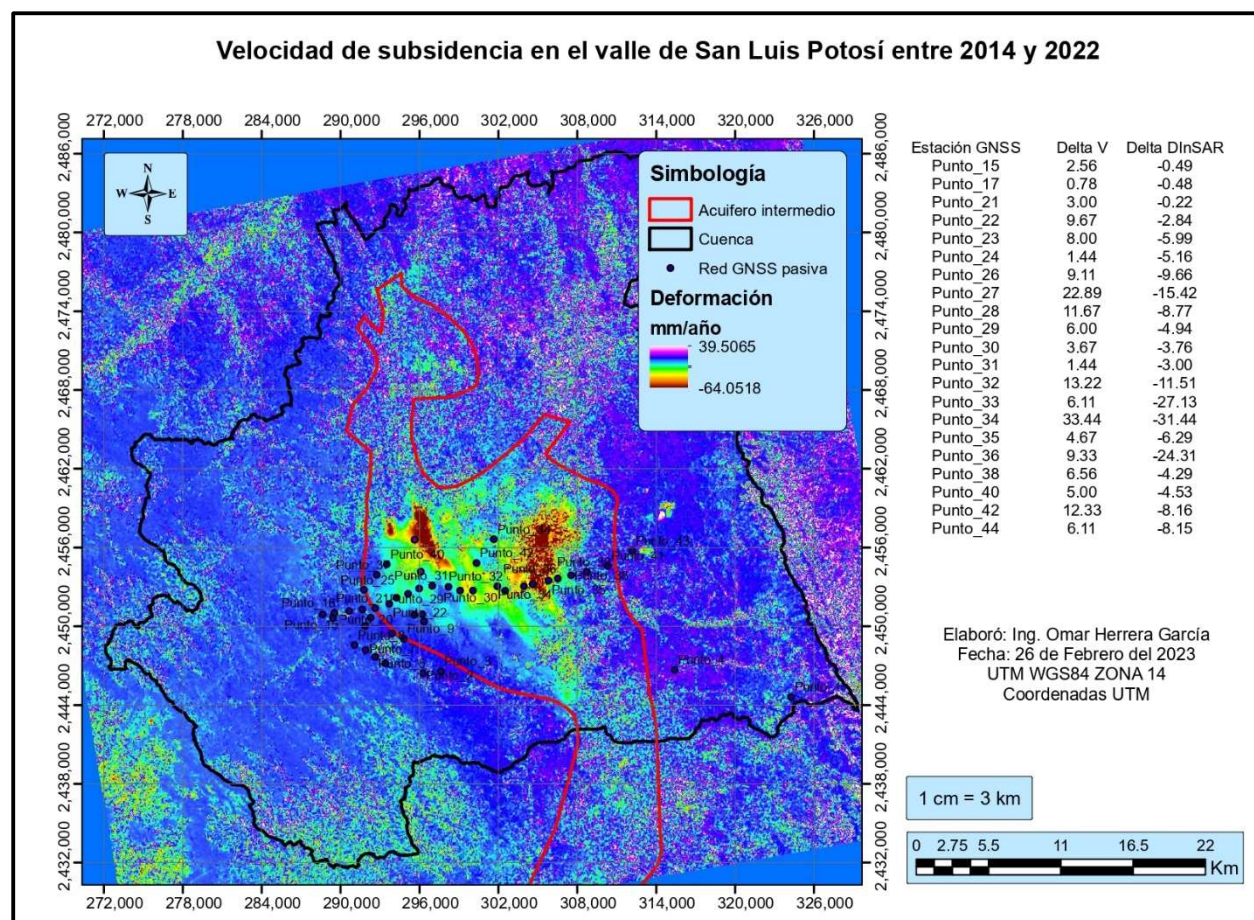


Figura 41.- Velocidad de deformación en el valle de San Luis Potosí GNSS-DInSAR.

A su vez se comparó un levantamiento GPS sobre 72 placas empotradas en el terreno pertenecientes a la Red Geodésica Nacional Pasiva de INEGI entre agosto del año 2013 y junio del año 2022. Ambas tecnologías coinciden en la velocidad de desplazamiento vertical negativo en veintiuno de los puntos geodésicos con una diferencia de 1 a 4 mm/año lo que podría traducirse en un desplazamiento de hasta 36 cm de hundimiento según 9 años entre las mediciones GPS sobre las placas geodésicas, al igual que 36 cm de hundimiento según la serie temporal DInSAR en el punto más crítico de la zona con mayor afectación distribuida dentro del municipio de Soledad de Graciano Sánchez y el distrito Saucito Terceras.

En comparación con la Interferometría resultante de Navarro *et al.* (2020) basada en dispersores persistentes (PS, por sus siglas en inglés) se obtuvieron los resultados de la Tabla 6. Se obtuvo la misma similitud en el punto CNA-137 donde existe el doble de subsidencia que en PSLP-116.

Tabla 6.- Desplazamientos encontrados en ambas series temporales.

Punto	Despl. vertical (cm/año) SBAS	Despl. vertical (cm/año) PS-CPT
V241154	-2.80	-3.33
PSLP-116	-1.90	-1.00
CNA-137	-3.90	-2.00

Se observa claramente que la mayor área de afectación se localiza en el centro del valle de San Luis Potosí como lo señala la Figura 42. Es evidente la existencia de una anomalía que puede estar relacionada con otro factor en la misma zona.

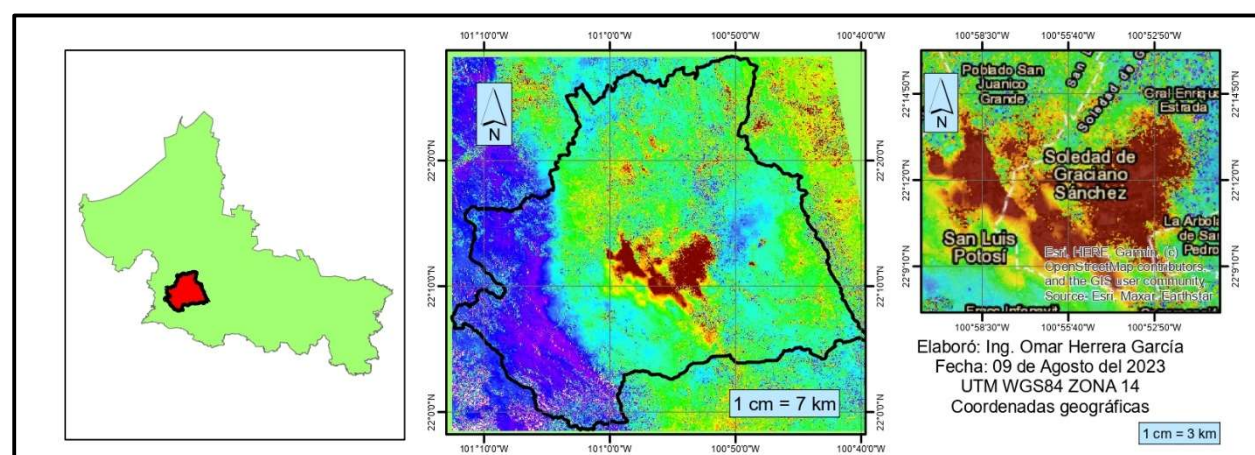


Figura 42.- Mayor cantidad de subsidencia.

Se compararon las fechas del interferograma de 32 imágenes con las fechas de la estación GNSS USLP-ISLP de la red geodésica nacional activa (RGNA) perteneciente a INEGI ubicada en las coordenadas -101.016 O, 22.144 N, zona donde no se detecta subsidencia según el mapa de la Figura 41, se obtuvo la información de la Tabla 7. La elevación de la estación se mantuvo estable durante el periodo de observación con ligeros cambios de milésimas de segundos en las coordenadas Norte y Oeste. Confirmando la zona estable en cuestión de desplazamiento vertical en el poniente de la zona metropolitana.

Tabla 7.- Coordenadas de estación estática GNSS USLP-ISLP.

Fecha	Norte	Oeste	Elevación m.s.n.m.
21/02/2017	22 8 39.18886	101 0 55.81923	1910.272
15/07/2017	22 8 39.18881	101 0 55.81933	1910.272
24/11/2017	22 8 39.18878	101 0 55.81943	1910.272
11/01/2018	22 8 39.18876	101 0 55.81947	1910.272
17/04/2018	22 8 39.18874	101 0 55.81954	1910.272
10/07/2018	22 8 39.18871	101 0 55.81961	1910.272
2/10/2018	22 8 39.18869	101 0 55.81967	1910.272
06/01/2019	22 8 39.18866	101 0 55.81974	1910.272
12/04/2019	22 8 39.18863	101 0 55.81982	1910.272
17/07/2019	22 8 39.18860	101 0 55.81989	1910.272
09/10/2019	22 8 39.18858	101 0 55.81995	1910.272
13/01/2020	22 8 39.18855	101 0 55.82003	1910.272
18/04/2020	22 8 39.18853	101 0 55.8201	1910.272
23/07/2020	22 8 39.18850	101 0 55.82017	1910.272
27/10/2020	22 8 39.18847	101 0 55.82024	1910.272
19/01/2021	22 8 39.18845	101 0 55.82031	1910.272
13/04/2021	22 8 39.18842	101 0 55.82037	1910.272
30/07/2021	22 8 39.18839	101 0 55.82045	1910.272
22/10/2021	22 8 39.18837	101 0 55.82052	1910.272
14/01/2022	22 8 39.18834	101 0 55.82058	1910.272
20/04/2022	22 8 39.18832	101 0 55.82065	1910.272
25/07/2022	22 8 39.18829	101 0 55.82072	1910.272

Del análisis espacial desarrollado para mostrar el comportamiento de la subsidencia con la técnica interferométrica SBAS, la misma utiliza mayor número de blancos para la formación del interferograma, lo que significa que utiliza todos los píxeles formados por números complejos disponibles en la imagen para calcular la deformación con respecto a las otras imágenes utilizadas en el procedimiento que ayudan a formar los pares interferométricos. Y a diferencia de la técnica CPT que concentra la diferencia de fase únicamente en las coincidencias de píxeles persistentes en las otras imágenes, lo que vuelve el análisis geoespacial de los desplazamientos intermitente, discontinuo y recortado. La técnica SBAS asegura la acumulación de los desplazamientos en toda la subfranja trabajada mostrando un mapa de velocidad consistente. Lo que significa una mayor cobertura espacial junto con la detección de pequeños movimientos.

En el trabajo de investigación *“Análisis espacial del acuífero profundo del valle de San Luis Potosí y su vulnerabilidad al fenómeno de la subsidencia con técnicas InSAR”* Navarro (2020) obtiene una deformación precisa en el sector del área urbana que se analizó, donde existe una urbanización moderada y sencilla como es el caso de una parte de la zona metropolitana de SLP-SGS, sin embargo, estos desaparecen al momento de encontrarse con la vegetación densa. Así mismo, se determina los desplazamientos disponibles en las zonas con movimientos uniformes y coherencia de fase constante. Por lo tanto, ambas investigaciones determinan las mismas zonas estables en la zona metropolitana, así como las posibles áreas de levantamientos cerca de la sierra de San Miguelito, las cuales coinciden con la ubicación de las zonas de subsidencia al centro y norte de la ciudad, mismas que tienen una deformación constante y lineal, es decir es progresiva. Las dos técnicas detectan con precisión la subsidencia delimitada por la traza de las fallas superficiales. La tasa de deformación es similar en ambas investigaciones con rangos que varían entre 1 y 3.90 cm/año, por lo que el comportamiento de la velocidad de deformación se comporta igual al aplicar ambas técnicas.

El procedimiento en GMTSAR es accesible y autónomo aunque puede llegar a tomar bastante tiempo, dependiendo de la cantidad de pares interferométricos que se requiera hacer y desenvolver, puede llegar a ser pesado por el requerimiento de una gran capacidad de memoria RAM para realizar el procesamiento de cada paso en la serie

temporal, al igual que se necesita mucho espacio de almacenamiento para la gran cantidad de imágenes almacenadas para el procesamiento, la técnica es efectiva al cartografiar los límites territoriales de la subsidencia con buena precisión. La deformación si bien puede variar con respecto a otra técnica o tecnología como el CPT o los levantamientos GPS, mantiene una buena coherencia, es decir, que no se pierde el sentido al ofrecer magnitudes abruptas contiguas entre sí.

La técnica de SBAS puede llegar a proporcionar desplazamientos similares en un 50% de los casos de medición en comparación con un levantamiento GPS, y un 66% similar a la medición obtenida mediante el algoritmo CPT, lo que hace que se considere buena opción por su versatilidad al momento de medir grandes extensiones de tierra.

El trabajo de investigación “Aplicación de interferometría de radar de apertura sintética (InSAR) y análisis de series de tiempo SBAS, para tres casos de estudio en Chile central” de Gastón (2020) muestra un buen comportamiento en los resultados adquiridos mediante la aplicación de la técnica SBAS en la zona urbana de Rancagua como en las áreas de cultivos. Se logra un mapa de velocidad consistente en el que se detecta una lectura de hundimiento en el Rio Cachapoal. Cabe mencionar que en este análisis se usó una gran cantidad de imágenes (37) y una mayor formación de pares interferométricos (244). Al igual que el mapa de velocidad obtenido del valle de San Luis Potosí en la presente investigación, el cual cumple con las mismas características de uso de suelo en el que se usaron 32 imágenes y 37 pares interferométricos.

Gupta, Asopa y Bhattacharjee (2019) en la ciudad de Jagadhri al igual que la presente investigación utilizó pares interferométricos formados con líneas base espaciales menores a los 150 metros y líneas base temporal menores a los 150 días, lo cual da pie a obtener una buena coherencia y un mapa de velocidad con mediciones regulares.

La técnica SBAS es aplicable para áreas urbanas y rurales donde la subsidencia es progresiva, donde se requiera de una cobertura amplia, los desplazamientos sean pequeños o también complejos y variados ya que puede haber desplazamientos en el sentido horizontal, pues es posible llegar a ellos mediante la descomposición de la línea de visión LOS. Ambas técnicas son capaces de detectar expresiones estructurales como

lo son las fallas presentadas en la ciudad de San Luis Potosí por ambos análisis de investigaciones.

4. Correlación del comportamiento del nivel freático según registro de aprovechamientos del acuífero y el modelado de los procesos de interferometría para estimar la subsidencia.

Es importante recordar como lo refiere Garzón (2011) que la subsidencia por extracción excesiva de agua que conlleva al decaimiento piezométrico se debe a un cambio de esfuerzo en el subsuelo debido a la caída de carga hidráulica, pérdida de presión de poro y compactación del medio geológico, por lo tanto, no se debe concebir solo la existencia de un desplazamiento superficial vertical negativo sino también una consolidación en toda la columna estratigráfica agotada que compone el acuífero. Esto nos hace reconocer la relevancia de la estimación de la compactación del medio geológico a lo largo de la columna estratigráfica a partir de la propiedad de compresibilidad. interpretándose, así como una pérdida de almacenamiento en la capacidad del acuífero.

En este sentido, las variables que unifican el concepto de subsidencia se reúnen al encontrar que la magnitud y distribución de los hundimientos debido a la remoción de fluidos en el subsuelo han sufrido una reducción de presión de agua debido al bombeo y su compresibilidad.

4.1. Subsidencia sobre la reducción de presión de agua.

La deformación superficial negativa o hundimientos como comúnmente se conoce es el primer aspecto para considerar en el fenómeno de la subsidencia ya que es el primer acercamiento y manifestación visible ante el ojo humano por la causa de los daños en el cambio de relieve topográfico, daño a la infraestructura urbana que se traduce en pérdidas económicas y susceptibilidad a las inundaciones.

Uno de los factores que pueden contribuir al hundimiento es el agotamiento del nivel freático, es decir, una disminución en la caída de carga hidráulica. Esto puede ocurrir debido a la sobreexplotación de las aguas subterráneas para actividades como el riego agrícola, el abastecimiento de agua potable o actividades industriales.

4.1.1. Deformación superficial.

El hundimiento en el valle de San Luis Potosí tiene una forma alargada que cruza de norte a sur con forma de aerosol, se intensifica en el norte de la zona metropolitana o centro del valle en una especie de dos cuencos con orientación norte-sur y retoma la discontinuidad hacia el sureste prosiguiendo hacia el valle de Villa de Reyes, como se aprecia en la Figura 43. En esta se denota que gran parte de la ciudad en lo que se conoce como la zona industrial no ocurre subsidencia, misma zona donde la diferencia de carga hidráulica promedio fue de -1.8 m/año entre el año 2007 y 2018. La mayor deformación superficial presenta correlación espacial con la mayor pérdida de carga hidráulica en el acuífero intermedio. Esta parece contenerse en dos grandes cuencos al centro del valle con valores de deformación de -35 mm/año compatible con la diferencia de carga hidráulica promedio de -3.40 m/año. La tasa de subsidencia propuesta por Garzón (2011) entre la relación de la deformación del terreno y el descenso de la carga hidráulica en un lecho grueso granular permeable para un intervalo de tiempo común indicaría para el valle de San Luis Potosí una tasa de subsidencia de 0.010.

Las fechas de análisis de la serie temporal de la técnica interferométrica incluye los meses de enero, abril, julio y octubre a partir del año 2014, por lo que el análisis ante las temporadas de lluvia, las cuales podrían indicar un comportamiento elástico y estacional del acuífero superior no se puede contemplar en esta serie temporal, por lo tanto el mapa de velocidad indica la existencia de un desplazamiento vertical negativo construido a partir de pares interferométricos que no se traslapan con las temporadas de lluvia.

La deformación validada por datos del levantamiento GPS de la RGNP coincide con la subsidencia en distintos puntos del análisis de interferometría, como este no muestra un

patrón específico, no es posible delimitarlos como agrupación para los fines de esta investigación. Las deformaciones captadas validando el análisis con datos de la red geodésica indica en la zona metropolitana hundimientos puntuales y es claro que el cauce principal Río Santiago que cruza por la ciudad tiene asentamientos (Figura 44).

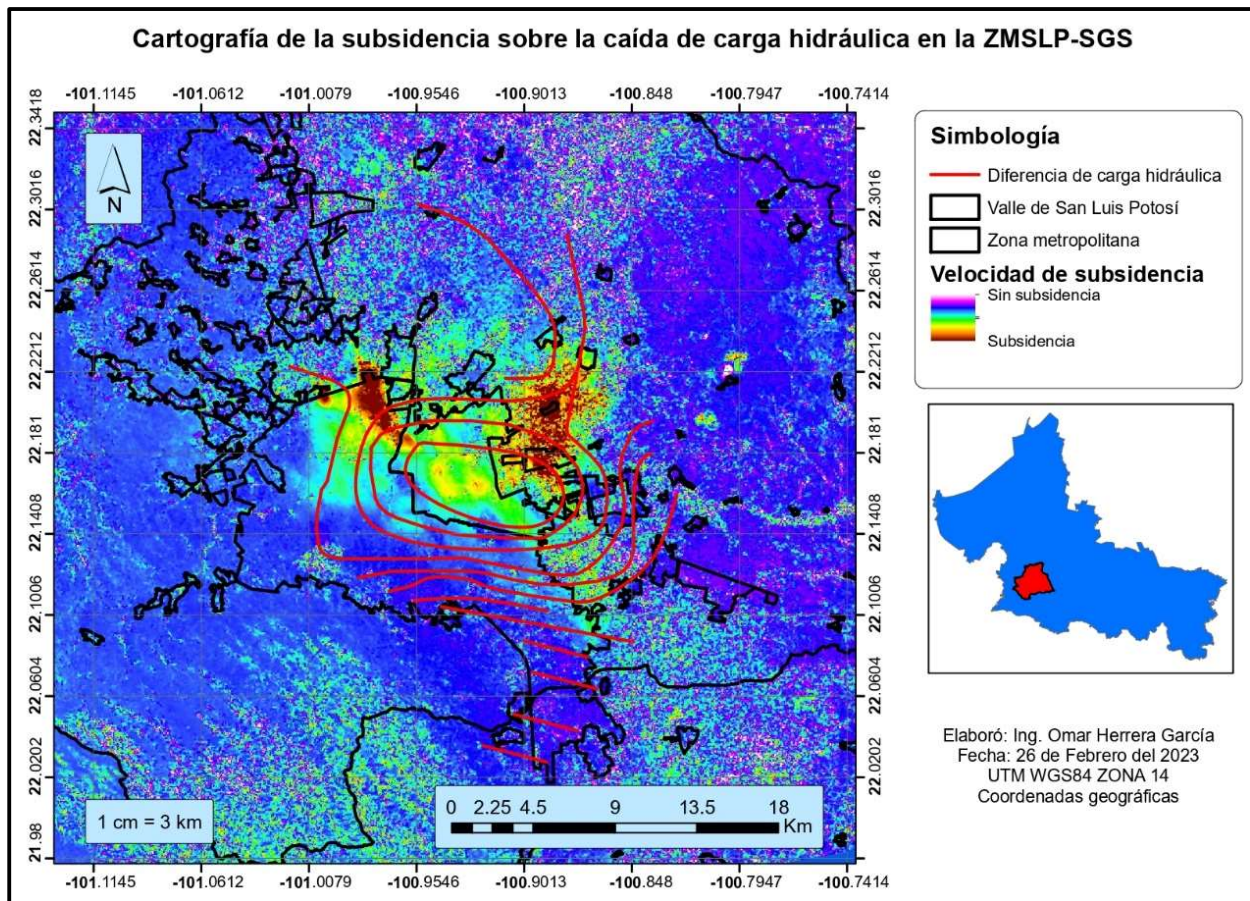


Figura 43.- Subsidencia detectada y caída de carga hidráulica.

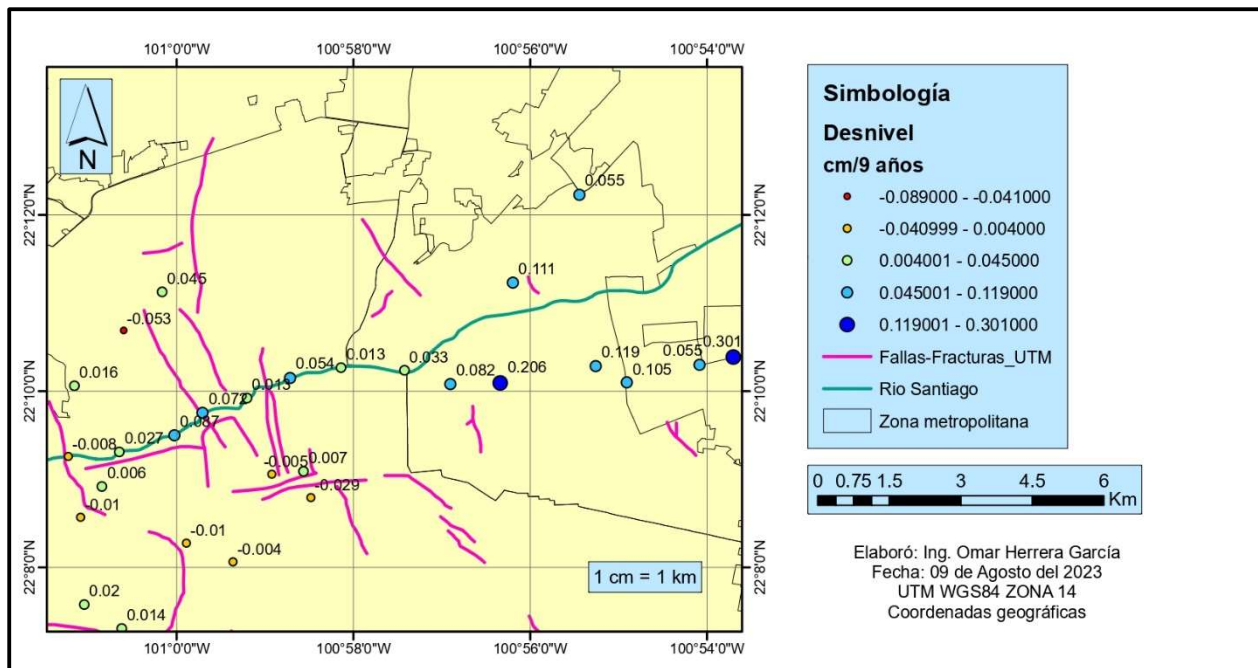


Figura 44.- RGNP en el cauce del Río Santiago.

4.1.2. Caída de carga hidráulica.

No existe un monitoreo progresivo sobre el nivel estático de los pozos por lo que el conocimiento de la caída de carga hidráulica en el acuífero de San Luis Potosí ha sido calculado a través de mapas de curvas isofreáticas, este se presenta como progresivo, sin recuperación aparente y variable a lo largo del acuífero. Con un decaimiento piezométrico de los 0 a los 3.4 m/año de los límites de la sierra de San Miguelito al centro del valle en el municipio de SDGS. Presenta una forma radial en su parte más profunda y los cuencos de hundimiento se relacionan donde existe una tendencia de abatimiento de 2 m/año, es decir el mayor decaimiento no se presenta exactamente en los cuencos de mayor deformación superficial. La Tabla 8 muestra la diferencia de nivel freático de pozos medidos en 2022 en contraste con la profundidad medida en 2005 y se confirman las tasas de abatimiento media anual de 0 a 3.24 m/año variable en la zona metropolitana.

Tabla 8.- Diferencia de carga en pozos del acuífero intermedio, obtención de INTERAPAS.

Número	Profundidad N.E.	Elevación m.s.n.m.	Elevación de nivel freático (m.s.n.m.) 2007	Elevación de nivel freático (m.s.n.m.) 2022	Diferencia de nivel.	Tasa de abatimiento . m/año
79	152	1,848	1,714.5	1,696	18.5	1.2
341	162	1,881	1720.99	1,719	1.99	0.13
1001	187	1,930	1780.43	1,743	34.43	2.30
1002	200	1,942	1780.43	1,742	37.43	2.50
1004	227	1,911	1735.65	1,684	48.65	3.24
1005	176	1,867	1726	1,691	35	2.33
1006	168	1,869	1705.72	1,701	4.72	0.31
1007	140	1,846	1723.57	1,706	17.57	1.17
1008	165	1,856	1705.72	1,691	14.72	0.98
1009	170	1,857	1705.72	1,687	18.72	1.24
1010	150	1,846	1705.73	1,696	9.73	0.64
1011	147	1,844	1705.73	1,697	8.73	0.58

4.2. Deformación sobre el volumen bombeado.

La cantidad de agua extraída del acuífero es una variable fundamental en el estudio de la subsidencia, así como la ubicación de los pozos de bombeo y su distribución en el área del acuífero. La presencia del bombeo también puede indicar la zona de descarga del acuífero, elemento de utilidad para conocer el funcionamiento del sistema.

4.2.1. Volumen bombeado y carga hidráulica.

Los pozos observados en la Figura 45 pertenecientes al acuífero intermedio tienen una coherencia espacial con la curva de abatimiento de la caída de presión hidráulica perteneciente al mismo. Pozos que proveen grandes gastos desde 8 lts/seg hasta 46 lts/seg. Se puede clasificar la caída de carga hidráulica en 4 categorías según el lapso de estudio, 0 - 5 m, 5 - 15 m, 15 – 30 m y 30 – 40 m.

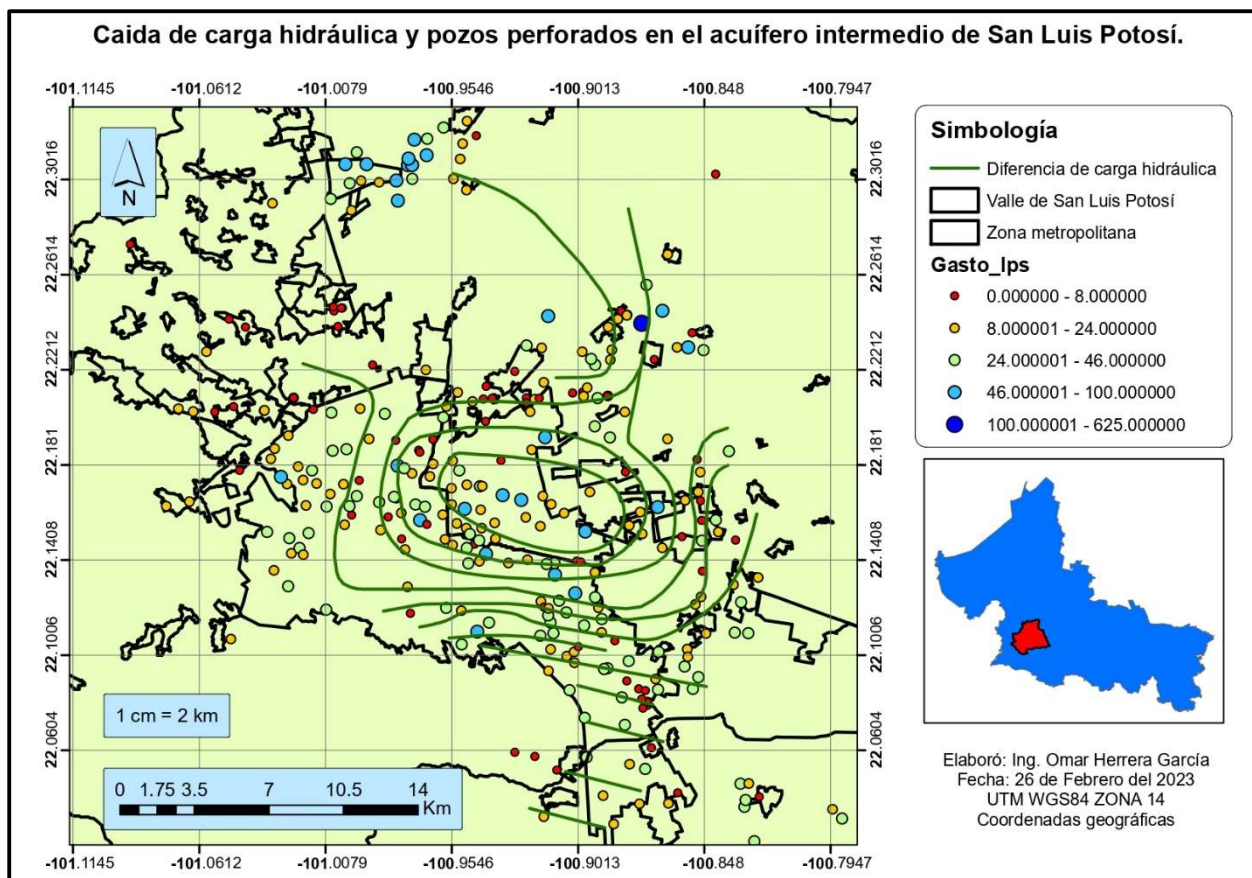


Figura 45.- Distribución de los pozos y sus gastos en el año 2022.

4.2.2. Deformación y volumen concesionado.

La Figura 46 muestra como una de las cuencas con mayor afectación de subsidencia se localiza entre la mayor distribución de los pozos pertenecientes al acuífero somero al noreste de la zona metropolitana, pozos que producen caudales pequeños de hasta 27 lts/seg de uso intermitente y destinados a riego de huertas de flores y hortalizas, lo que hace pensar que estos pozos podrían estar provocando abatimiento en el nivel freático del acuífero y por lo tanto desencadenamiento de una ligera subsidencia. Mientras que la otra cuenca de deformación superficial ubicada al centro norte de la zona metropolitana se encuentra rodeada de pozos perforados a mayor profundidad, pertenecientes al acuífero intermedio. La subsidencia al norte del valle con distribución en forma de aerosol no parece tener correlación con una gran densidad de pozos de ningún tipo. Por otro lado, las deformaciones discontinuas en dirección al valle de villa

de Reyes parecen estar más influenciado a los pozos perforados en el acuífero intermedio.

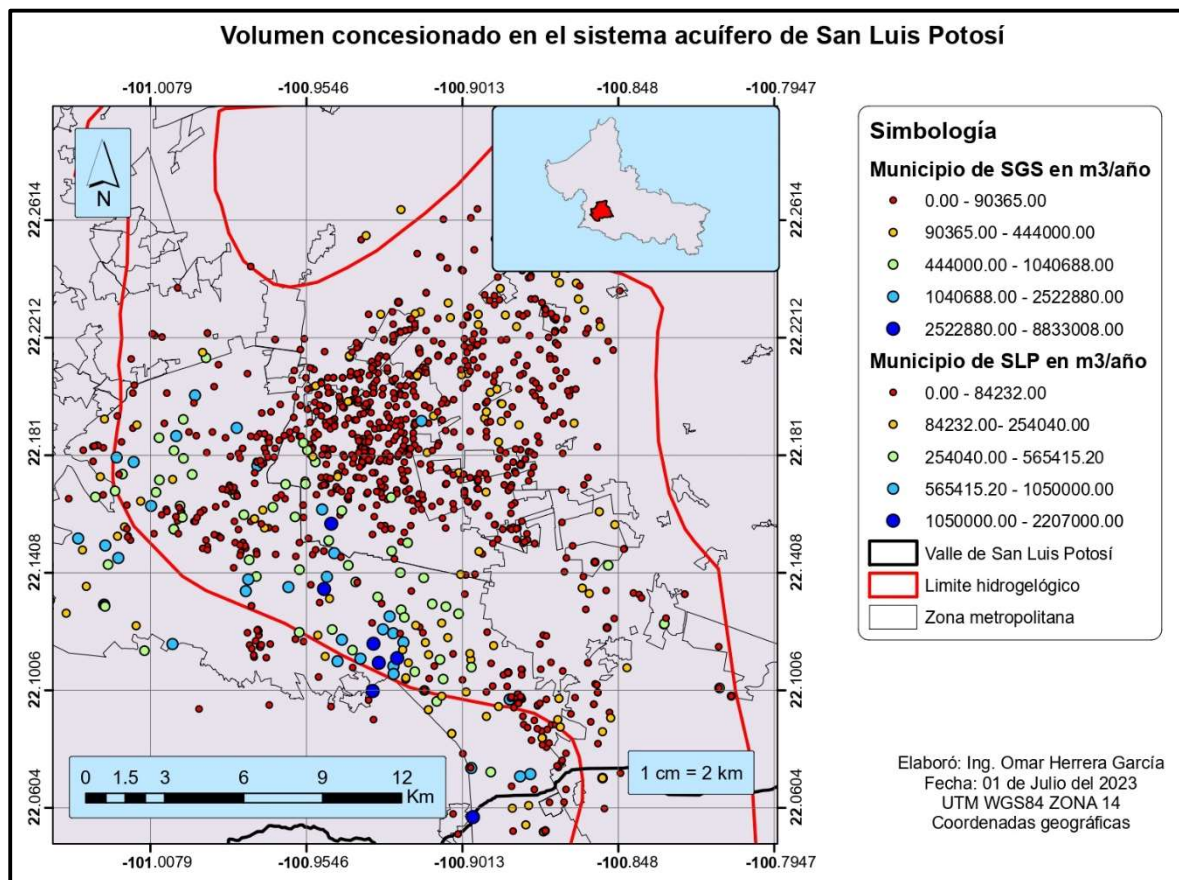


Figura 46.- Distribución de volumen concesionado entre 1994 y 2019.

4.3. Radios de influencia de pozos activos ante la subsidencia detectada.

La comprobación de la relación espacial medida a partir de radios de influencia permitirá identificar patrones y tendencias en la distribución de la subsidencia en el valle.

4.3.1. Pozos activos en el acuífero intermedio.

La aplicación de radios de influencia a partir de los pozos activos es una técnica de validación espacial propuesta por Ezquerro (2021) de la subsidencia cartografiada mediante interferometría ante el factor detonante, como lo son los conos de abatimiento posibles según los pozos activos en el acuífero, en este caso los pozos hechos públicos

por CONAGUA. La Figura 47 muestra 5 diferentes anillos a cada 1000 metros para los pozos pertenecientes al acuífero intermedio resultando en la Figura 48 una curva de distancia deformación que indicaría la correlación espacial entre ambos elementos.

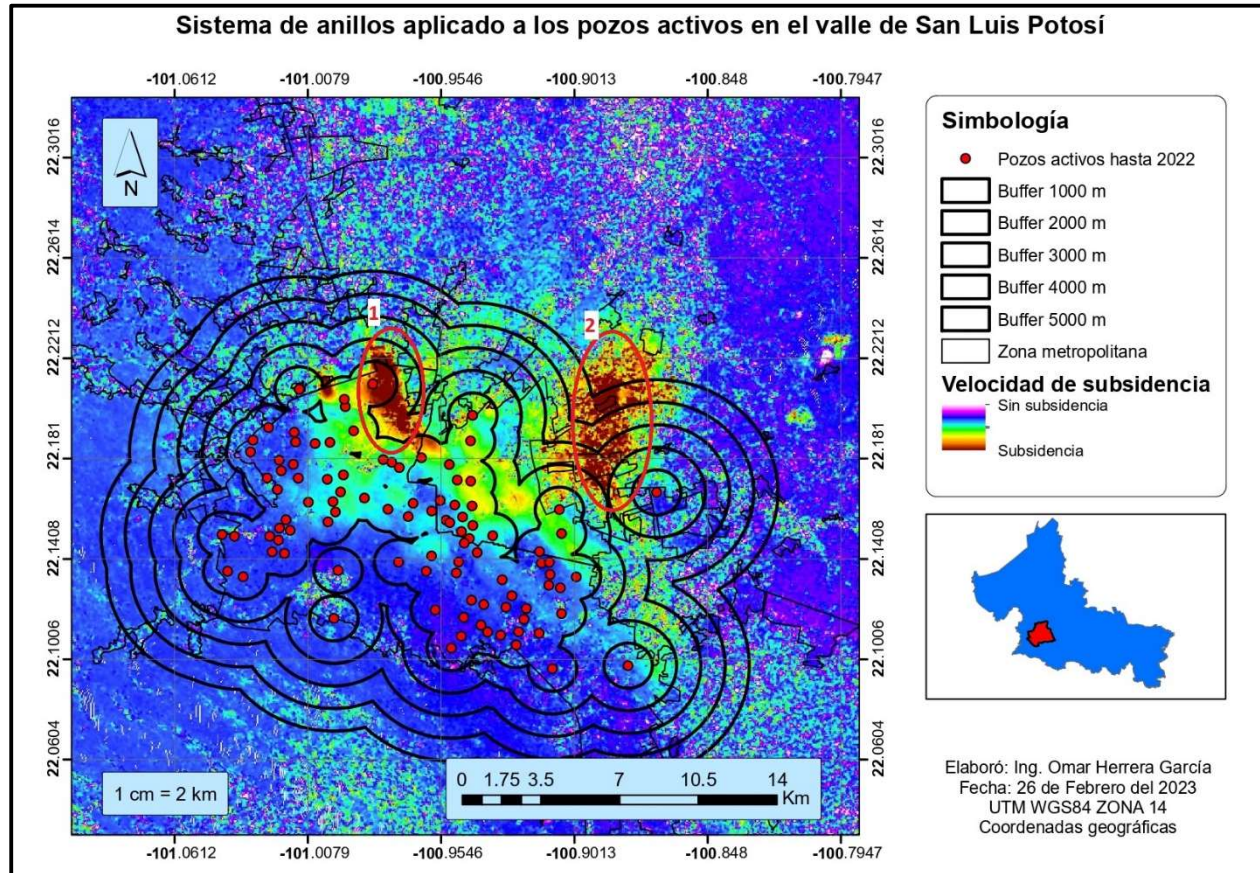


Figura 47.- Radios de influencia ante pozos activos.

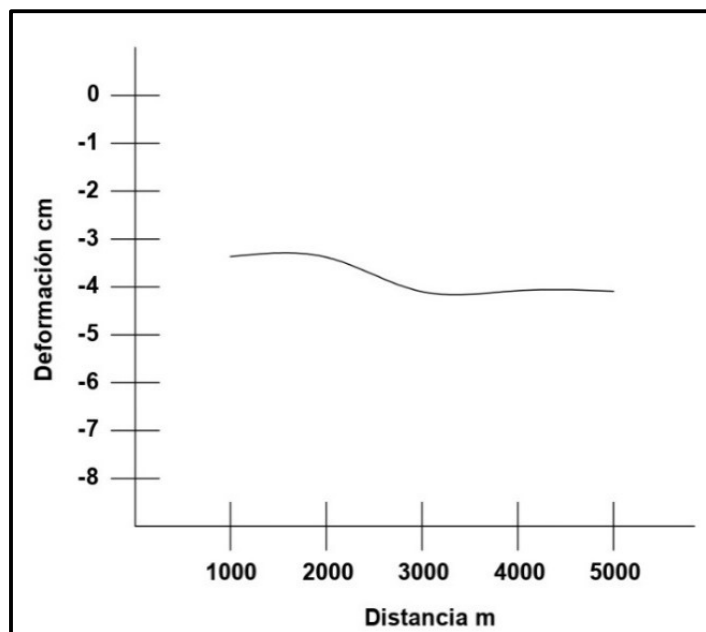


Figura 48.- Curva distancia - deformación a partir de los pozos activos, elaboración propia.

La curva parece indicar correlación espacial, la deformación superficial negativa decrece un poco al alejarse de los pozos activos en la cuenca de subsidencia 1, y se mantiene cuanto mayor se aleja el radio de influencia sobre la cuenca de subsidencia 2. Parece encontrarse en un punto medio donde los pozos activos pertenecientes al acuífero intermedio influyen en la subsidencia cercana a ellos en la zona de afectación del centro del valle, aunque existe una zona intermedia entre ambos cuencos en el que la subsidencia es menor aun y cuando hay gran cantidad de pozos activos de ambos acuíferos. La influencia de los pozos activos si continúa constante a mayor distancia sobre la deformación superficial.

4.3.1. Pozos activos en el acuífero somero.

El sistema de anillos aplicado para el acuífero somero se sobre entiende de igual forma en la correlación con la deformación superficial de la curva presentada en la Figura 50 generada a partir de las áreas de influencia (Figura 49), la cual indica que existe la misma correlación espacial en los primeros 2000 metros de distancia de los pozos y desaparece rápidamente conforme más se aleja de la agrupación de pozos. Es claro que la subsidencia en San Luis Potosí está relacionada al sistema acuífero.

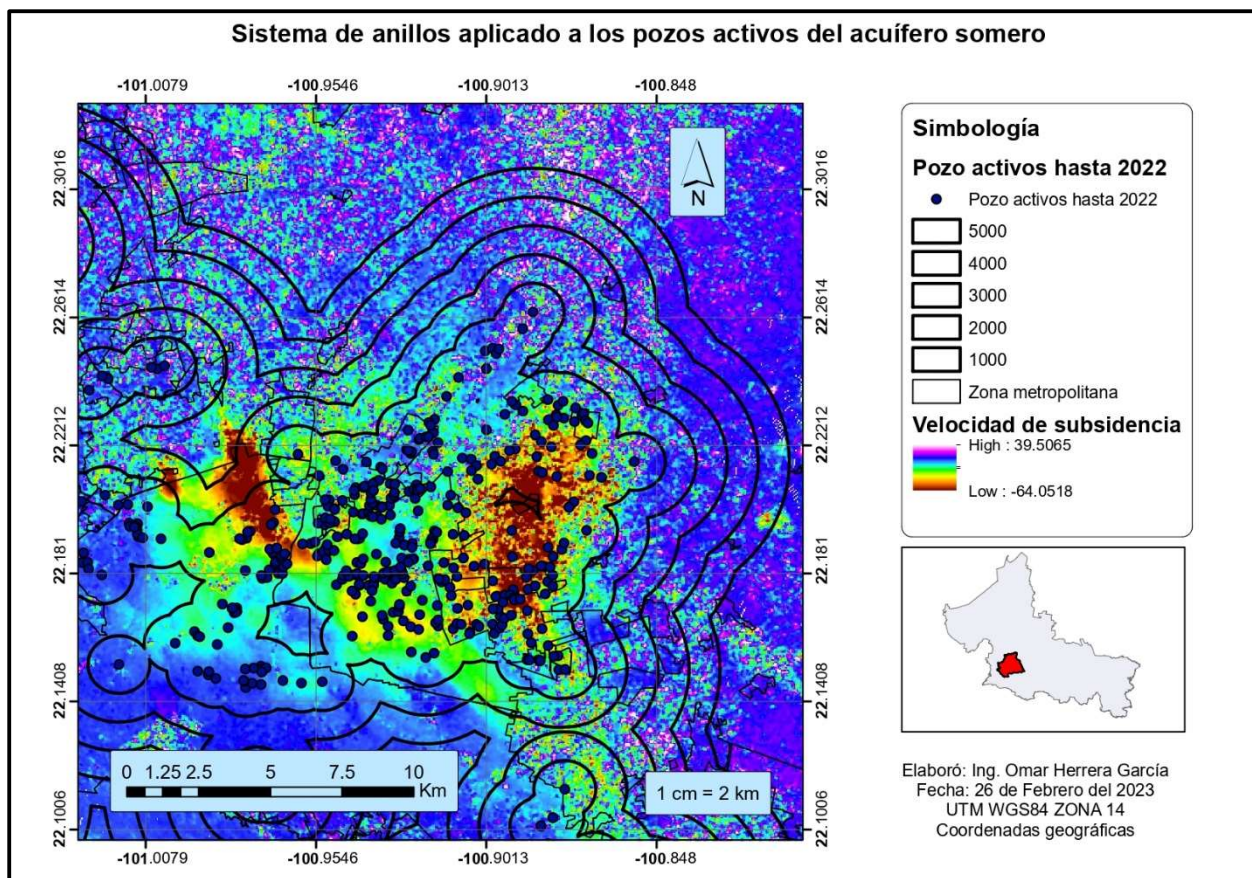


Figura 49.- Áreas de influencia aplicado a pozos del acuífero somero.

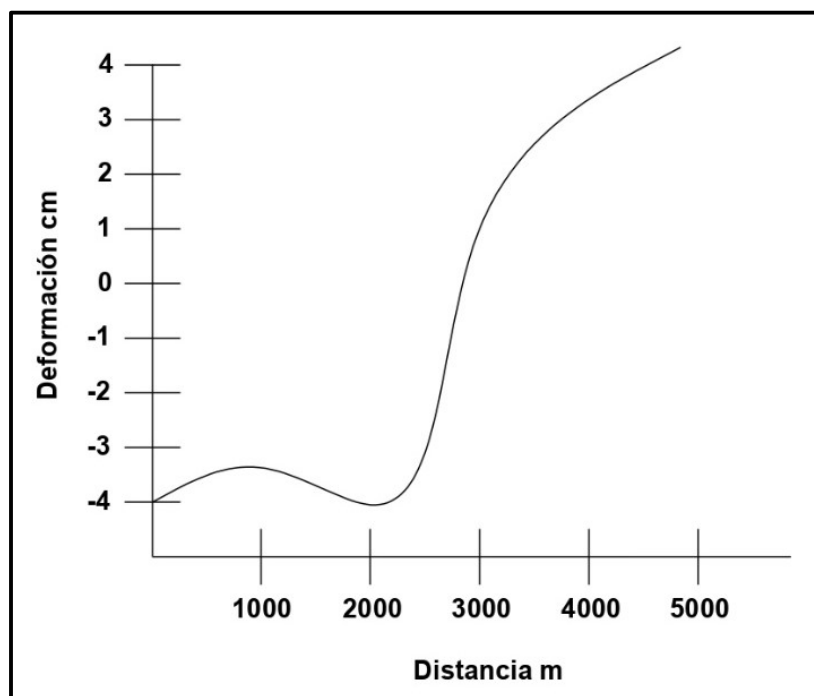


Figura 50.- Curva distancia - deformación, obtención propia.

4.4. Deformación superficial sobre la hidrogeología.

El medio geológico es la variable más importante que dimensiona la subsidencia ya que en este se definen las variables geotécnicas como la compresibilidad, porosidad, granulometría, humedad, índices de plasticidad ente otros.

4.4.1. El suelo compresible.

El mapa de la Figura 51 presenta una interpolación de tipo Kriging para las diferentes profundidades de suelos compresibles cuyas descripciones corresponden al tipo *arena arcillosa, limo arenoso, aluvión, grava-arenas-limos, limo arcilloso, gravas-arenas, limo arenoso y material granular*, rescatado de los cortes litológicos realizados a partir de la perforación de pozos en el valle por parte de la CONAGUA. Estos suelos son el contacto directo a la superficie y se localizan en profundidades no mayores a los 261 m, misma profundidad a la que se localizaba el nivel freático del acuífero intermedio en el año 2018, debajo de estos espesores los suelos tienen características de rocas con descripciones litológicas como latita, conglomerado, riolita, caliza, roca volcánica, toba y arenisca según los registros litológicos de la CONAGUA.

El mayor espesor de suelo compresible se localiza bajo el municipio de Soledad de Graciano Sánchez y se extiende hacia el centro y sureste de la zona metropolitana en dirección a la zona industrial y la delegación villa de Pozos. Coincide gran parte con la subsidencia captada por la técnica de interferometría, no solo el mayor espesor de suelo compresible sino en general toda la descripción litológica a lo largo del valle.

En la figura se puede apreciar que la caída de carga hidráulica sufrida entre los años 2005 y 2018 coincide espacialmente con el gran espesor de suelo compresible haciendo potencialmente susceptible el suelo ante la subsidencia y la perdida de presión de poro. Mientras que en el mapa de la Figura 52 se puede apreciar que los cuencos de máxima subsidencia se encuentran sobre suelo de blando que va de los 163 m a los 221 m de profundidad, lo que indicaría que la deformación en la columna estratigráfica este ocurriendo entre estas profundidades.

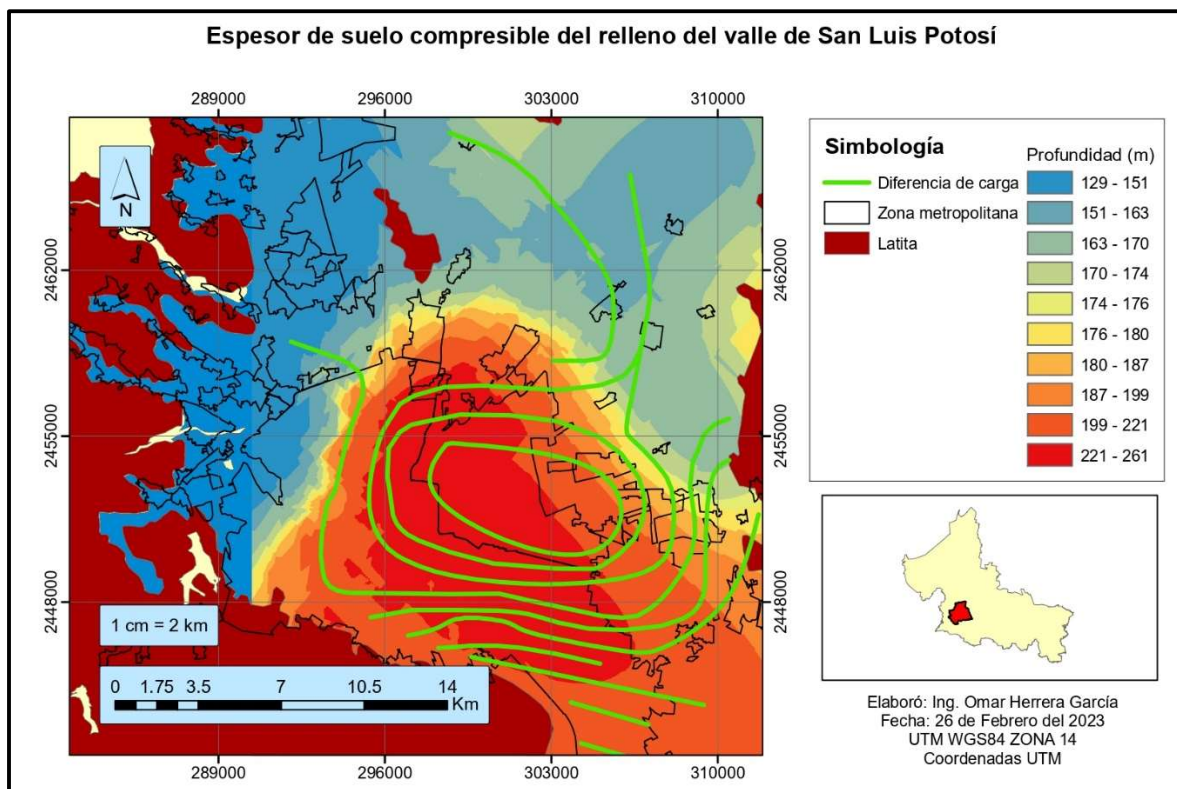


Figura 51.- *Caída de carga hidráulica sobre espesores de suelo blandos.*

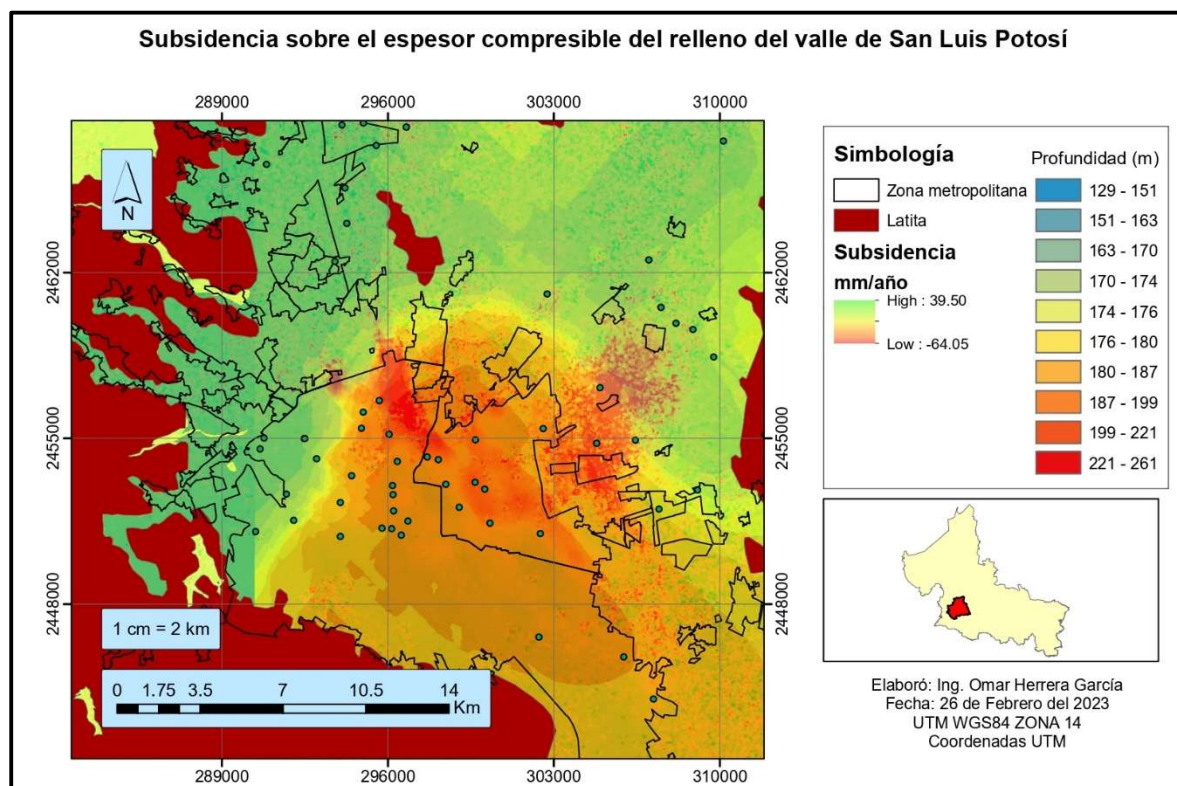


Figura 52.- *Subsidencia sobre espesores de suelo blandos.*

4.4.2. Subsistencia y el límite hidrogeológico del acuífero intermedio.

La Figura 53 muestra el límite hidrogeológico del acuífero intermedio registrado por Martínez (1996), este a su vez parece delimitar con buena precisión la subsidencia captada por la interferometría. La investigación “*condiciones geohidrológicas actuales del valle de San Luis Potosí*” de Martínez (1996) considera un coeficiente de almacenamiento para el acuífero de 0.035 calculado mediante pruebas de bombeo por diferentes compañías. Este coeficiente indicaría la deformación volumétrica del acuífero en respuesta a los cambios de carga hidráulica, es decir la expansión o la contracción al agregar o retirar agua (Hiscock y Bense 2014). Este coeficiente indica ser alto lo que resultaría que el acuífero de San Luis Potosí tiene una mayor capacidad para almacenar agua y responderá más lento a los cambios de carga hidráulica lo que resultaría en una compresión del acuífero más lenta.

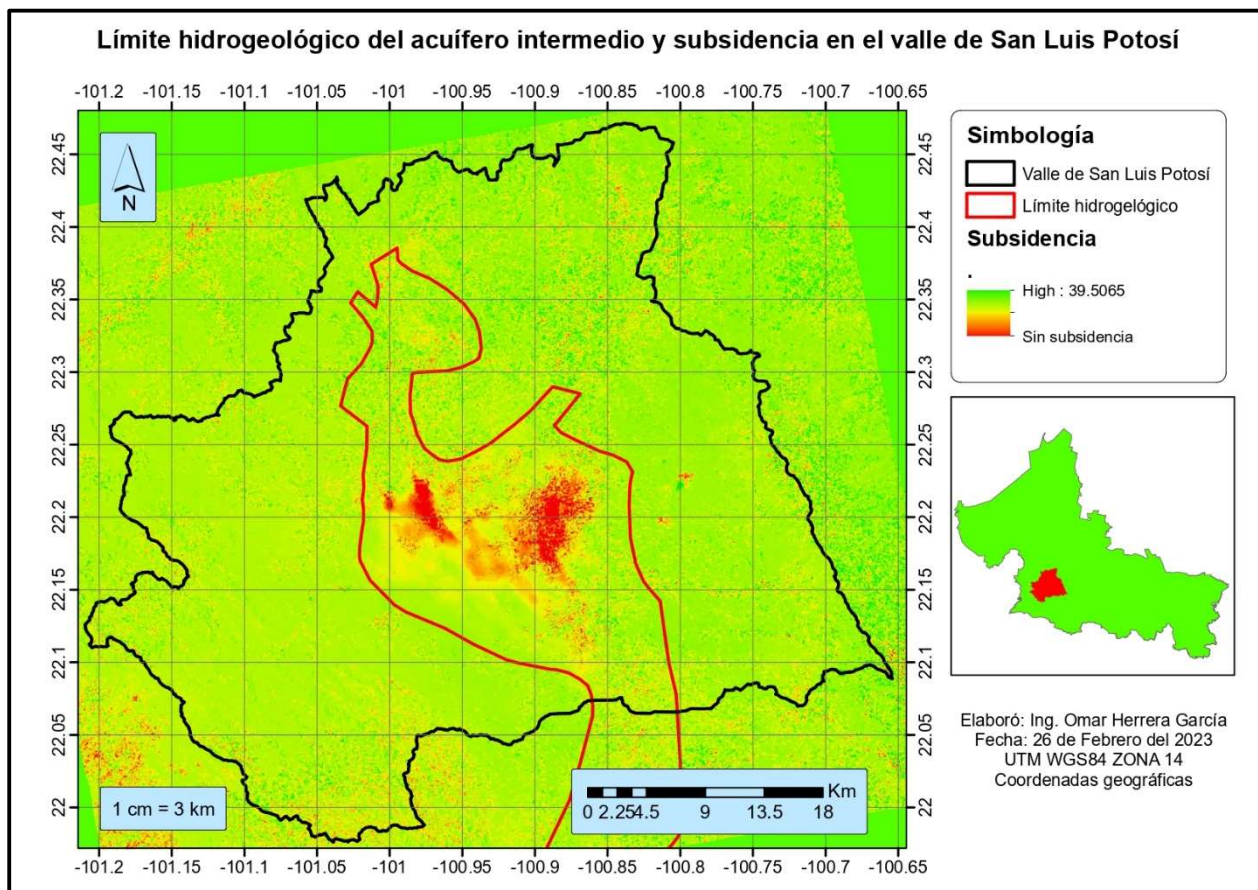


Figura 53.- Subsistencia y el límite hidrogeológico del acuífero intermedio.

4.4.3. Subsistencia y fallas.

Desde hace varias décadas se han ido presentando grietas y fallas en la infraestructura habitacional, suelo y pavimentos representando un fallamiento en el suelo, de lo cual Arzate *et al.* (2012) refieren que la explotación intensiva del acuífero intermedio ha provocado la reactivación de fallas a lo largo de la zona metropolitana de San Luis Potosí con numerosas fallas identificadas. En la Figura 54 se presentan algunas de las fracturas superficiales y las fallas que identifica el instituto de Geología (2012), estas se localizan en los límites de los cuencos formados por la subsistencia como si estuviesen delimitando la partidura del suelo ante el hundimiento. Lo que significaría que las fallas ubicadas al centro de la zona metropolitana son consecuencia de la subsistencia provocada por la extracción excesiva de agua del sistema acuífero de San Luis Potosí.

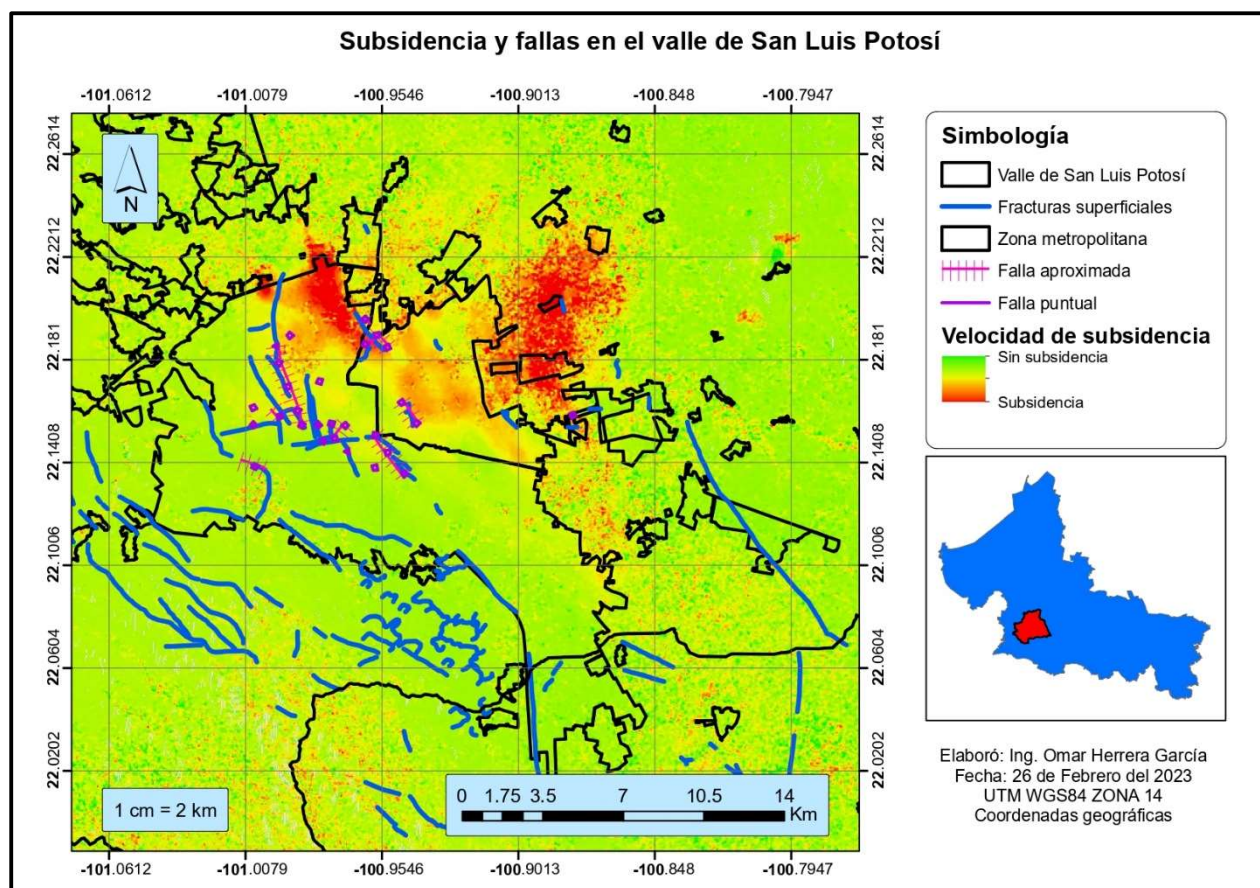


Figura 54.- Subsistencia y fallas.

4.4.4. Influencia de la subsidencia sobre las variables.

La Tabla 9 resume y clasifica la relación e influencia que tuvo la deformación superficial cartografiada mediante la técnica de interferometría sobre las variables exploradas en la investigación. De acuerdo con la distribución espacial encontrada durante los procedimientos concede a una categoría Muy alta y alta la relación entre la mayor subsidencia con el mayor decaimiento piezométrico y el gasto producido por los pozos.

Tabla 9.- Clasificación de la subsidencia y las variables estudiadas, elaboración propia.

Categoría	Subsidencia (mm/año)	Decaimiento piezométrico (m/13 años)	Espesor de estratos compresibles (m)	Gasto promedio producido (lps)	Volumen concesionado (m³/año)
Muy alto	D	30 - 40	221 - 261	46 - 100	90 365
Alto	B - C	15 - 30	199 - 221	8 - 24	8 833 000
Moderado	B - C	5 - 15	187 - 199	0 - 8	444 000
Bajo	A	0 - 5	187 - 199	24 - 46	90 365

Navarro (2020) propone estimar la deformación conforme a la disminución de carga hidráulica y el coeficiente de almacenamiento simplificado en la siguiente formula:

$$\Delta D = \Delta h \cdot D \cdot S_{SK} = \Delta h \cdot S_K$$

S_{SK} = Coeficiente de almacenamiento (adimensional).

Δh = Disminución de carga hidráulica.

Suponiendo que en 8 años el mayor abatimiento de nivel freático fue de 27.2 m, el coeficiente de almacenamiento de 0.35 en el año 1986 y una deformación superficial de 45 cm en el periodo de análisis se deduce la siguiente deformación:

$$\Delta D = 27.2 \, m \cdot 0.035 = .952 \, m \approx 95 \, cm$$

$$0.45 \, m = 27.2 \, m \cdot S_{SK}$$

$$S_{SK} = \frac{0.45 \, m}{27.2 \, m} = 0.016$$

5. Resultados.

El relleno del valle en su parte oriente con descripción y característica del conglomerado Halcones descrito por primera vez por Labarthe y Jiménez en 1992 (Citado por Navarro., 2020) no presenta subsidencia y mantiene el suelo estable ante caídas de carga hidráulica menores de 1.8 m/año, así como de los volúmenes de agua concesionada que hacen a 2 207 000 m³/año en gastos de 46 lps. No obstante, el Río Santiago si presenta una ligera deformación superficial menor a 1 cm/año a lo largo del cauce registrada por la técnica de interferometría SAR-SBAS y validado por el levantamiento GPS de la RGNP.

El acuífero superior parece no tener fluctuaciones de nivel freático, en cambio la tendencia en el acuífero intermedio es negativa con hasta 3.4 m de decaimiento piezométrico por año en la zona central del valle o norte de la zona metropolitana de San Luis Potosí en su mayoría el municipio de Soledad de Graciano Sánchez. Si bien la mayor intensidad se presenta al noroeste o centro del valle (aquí delimitado por una cuenca hidrológica) en un total de 16.67 km², la deformación vertical negativa abarca gran parte de la zona metropolitana, se extiende hacia el norte y sureste de manera no continúa delimitada por la hidrogeología del acuífero intermedio y las depresiones del graben de Villa de Reyes.

La deformación superficial vertical negativa de 1 a 4.6 cm/año tiene relación espacial con el decaimiento del nivel freático variable de 1 a 3.4 m/año que equivale cerca del 80% de área afectada en el valle de San Luis Potosí, este resultado también lo obtienen Sugiastu, Prasetyo y Diyanah (2018) en el área costera de Semarang encontrando que más del 80% del decaimiento piezométrico tiene correlación espacial con la mayor tasa de deformación. A diferencia de Solano (2015) que determinó que la mayor tasa de abatimiento no tiene exclusiva correlación con las altas velocidades de subsidencia en la zona metropolitana de la ciudad de México. La subsidencia también se correlaciona con los pozos de caudales de extracción promedio de 23 lps y volúmenes concesionados promedio de 131,000 m³/año, así como las descripciones litológicas correspondientes a suelos sedimentarios con granulometría variable menor a 7 cm de agregado encontrados

a una profundidad promedio de 180 m correspondientes a la profundidad del nivel freático en el año 2022, según la información obtenida de INTERAPAS. La subsidencia en el valle de San Luis Potosí es lenta, progresiva y variable a diferencia de altas tasas de subsidencia presentadas en diferentes partes del mundo, como es el caso de Remah presentado por Kamali *et al.* (2021) que relacionan un hundimiento de 18 y 10 cm/año con 12 m de caída de nivel freático, Solano *et al.* (2015) que encontraron una deformación de 27.3 cm/año en Ciudad de México, Liu *et al.* (2016) encontró 17.9 cm/año en la ciudad China de Tianjing o la subsidencia cartografiada por Shi *et al.* (2020) de 16.5 cm/año en la llanura del norte de China espacialmente consistente con los conos de depresión profunda de agua subterránea.

Por lo tanto, en cuanto a la geología local, afecta la dirección de flujo y delimita la caída de carga del acuífero, delimitando la zona de subsidencia ante el medio granular o medio poroso del acuífero. Al igual de cómo lo determinaron Chaussard *et al.* (2013) en el centro de México también en el valle de San Luis Potosí las fallas superficiales delimitan las zonas de subsidencia.

Son varios los indicadores de una lenta subsidencia en el valle de San Luis Potosí ocurrida en el acuífero intermedio, la coincidencia espacial de la deformación vertical negativa con el límite hidrogeológico del mismo, y su alto coeficiente de almacenamiento, el aumento en el desbalance hídrico con el paso de los años, la baja velocidad de deformación obtenida por la técnica interferométrica SBAS, la alta profundidad a la que ocurre el abatimiento del nivel freático, el inexistente abatimiento del nivel freático del acuífero somero, así como los grandes espesores de capas estratificadas como lo son el acuitardo, la formación del conglomerado Halcones cuyas características descriptivas refieren a las gravas bien graduadas y alta compresibilidad y las formaciones de los acuíferos superior e intermedio que retardarían la deformación.

Solo la evidencia de las áreas de influencia a partir de los pozos pertenecientes al acuífero somero sobre la deformación superficial, según lo indica la Figura 49, expresa correlación espacial del acuífero somero con el fenómeno de subsidencia.

Conclusiones.

Existe relación espacial entre la subsidencia y la ubicación de los pozos perforados en el acuífero superior de San Luis Potosí, sin embargo, es el acuífero intermedio el que supone la pérdida de agua ante el desbalance hídrico en el que se encuentra el sistema acuífero. La mayor caída de carga hidráulica que supone el acuífero intermedio empata con la deformación superficial detectada mediante la modelación obtenida por la técnica de interferometría SAR-SBAS. También las fallas cercanas a los pozos tienen una estrecha relación y suponen un componente condicionante de los hundimientos. Aunque la subsidencia representa un impacto considerable para la infraestructura urbana, las bajas tasas de hundimiento reflejan poca compresión del medio geológico y por lo tanto un daño mínimo al acuífero.

La revisión bibliográfica realizada con la finalidad de describir las características principales del sistema acuífero y composición del relleno del valle muestran una buena caracterización, sin embargo, resulta insuficiente el conocimiento sobre las características estratigráficas referentes a la geotecnia ya que parámetros específicos como el grado de compresibilidad de los estratos para calcular el grado de subsidencia real que está ocurriendo en la columna estratigráfica no se ha calculado en estudios anteriores.

La modelación espaciotemporal del nivel freático del acuífero permitió una buena apreciación de su comportamiento, aunque la caída de presión fue promediada entre el periodo de medición podría arrojar mejores resultados si se obtuvieran controles anuales de la piezometría por las instituciones gubernamentales. La herramienta de procesamiento de información geográfica ArcGIS y su complemento Arc Hydro Groundwater presentó buena utilidad en la gestión y modelización de los datos piezométricos para conocer la tendencia en la distribución espacial del área de estudio. A sí mismo, el software de dibujo profesional Civil 3D se comportó eficientemente como un software de sistema de información geográfica que ayudo a editar las interpolaciones geoestadísticas realizadas en ArcMap, su flexibilidad ayudó a corregir las curvas equipotenciales y la dirección de flujo de cada uno de los mapas interpolados.

La elección de la técnica interferométrica radica en el tamaño de extensión que se requiere trabajar, el tipo de dispersores en tierra con lo que cuenta el valle de San Luis Potosí en el que se contempla la vegetación moderada y densa e infraestructura moderada permitió una buena coherencia de fase que mostró el preprocesamiento y la capacidad de almacenamiento y memoria de procesamiento de la maquina con la que se trabajó. GMTSAR tiene un potencial mayor para la gestión de información geográfica, así como de la amplia comunidad de usuarios y desarrolladores que aportan conocimiento para el uso y mejoría del sistema en la realización de análisis geoespaciales para productos de cartografía digital.

Los resultados obtenidos en este trabajo de investigación son confiables si se desea planear el desarrollo de la ciudad, construir infraestructura pública nueva o atender a las reparaciones y mantenimiento de la infraestructura ya existente, pues se obtuvo una delimitación clara del área afectada correlacionable con cualquier vialidad y trazo urbano. Los resultados de esta investigación no solo son una confirmación de los obtenidos en la investigación de Navarro *et al.* (2020), sino que además el seguimiento y cumplimiento de los objetivos conllevan a concebir el problema en el VSLP como el reflejo superficial de la compactación del medio granular de la columna estratigráfica que ha quedado vulnerable por los vacíos causados por el abatimiento del nivel freático, de tal forma que la compactación nace en promedio a los 200 m de profundidad según el análisis de elevación de nivel freático realizado en el capítulo 2, en los límites del acuífero intermedio según el análisis del capítulo 1. Y que por lo tanto es necesario y posible proponer zonas de recarga al acuífero a partir de los análisis geoespaciales que se demuestran en el análisis geoespacial de la deformación superficial presentada en el centro del valle de SLP del capítulo 3.

Recomendaciones

Para próximos trabajos de investigación se recomienda realizar una serie temporal en un solo año específico para compararse con la precipitación y observar si existen cambios estacionales en los meses más lluviosos sobre el acuífero somero, conocer si existe un comportamiento elástico ante la infiltración de agua o descartar su participación

de la subsidencia en el sistema acuífero. Así mismo, se recomienda realizar trabajos de investigación referentes al cálculo de compresibilidad del suelo para conocer la tasa de subsidencia del sistema acuífero.

Referencias

El método de presentación y acomodo bibliográfico que se presenta es el formato APA.

Abellaneda, M (2015). Estudio y análisis de la subsidencia del terreno en la cuenca del Alto Guadalupe. Investigaciones previas, evolución, causas y consecuencias. Universidad de Alicante.

Arzate, J. Barbosa, R. López, R. Pacheco, J. Mata, J. Del Rosal, A. Díaz, A. Olivares, C (2006). Estudio Geológico-Geofísico para la evaluación de los hundimientos en el área metropolitana San Luis Potosí-Soledad de Graciano Sánchez.

Attema *et al.* (2012). Sentinel-1 ESA's Radar Observatory Mission for GMES Operational Services. European Space Agency.

Badillo, J. Rodríguez, R (2005). Mecánica de Suelos. Tomo 1 Fundamentos de Mecánica de Suelos. Limusa. Eulalio Juárez. México.

Bobrowsky, P. Marker, B (2018). Encyclopedia of Earth Science Series. Engineering Geology. Springer. Sidney, Canada.

Burgmann, R. Rosen, P. Fielding, E (2000). Synthetic aperture radar interferometry to measure earth's surface topography and its deformation. Earth Planet.

Carrillo, J. Cardona, A. Edmunds, W (2002). Use of abstraction regime and knowledge of hydrogeological conditions to control high-fluoride concentration in abstracted groundwater: San Luis Potosí basin, Mexico. ELSEVIER.

Carrillo, J. Cardona, A. Moss, D (1996). Importance of vertical component of groundwater flow: a hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosi, Mexico. ELSEVIER.

CONAGUA (2015). Actualización de la disponibilidad media anual de Agua en el acuífero San Luis Potosí, estado de San Luis Potosí. Subdirección gerencial de aguas subterráneas. Ciudad de México.

CONAGUA (2020). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero San Luis Potosí (2411), estado de San Luis Potosí. Ciudad de México.

Chaussard, E. Wdowinski, S. Cabral-Cano, E. Amelung, F (2013). Land Subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series. ELSEVIER.

Chen, C. Wang, C. Hsu, Y. Yu, S. Kuo, L (2010). Correlation between groundwater level and altitude variations in land subsidence area of the Choshuichi Alluvial Fan, Taiwan. Institute of Earth Sciences.

Cui, Z (2018). Land Subsidence Induce by the Engineering – Environmental Effect. Springer.

Das, B (2015). Fundamentos de ingeniería geotécnica. Cuarta edición. Cengage Learning. Traducido por Javier León Cárdenas. Instituto Politécnico Nacional.

Delgadillo, M. Romero, M. Pérez, J. Martínez, M (2021). Plan de San Luis Periódico Oficial del Estado. Programa de Desarrollo Urbano de Centro de Población de San Luis Potosí, S.L.P.

El Kamali, M. Papoutsis, I. Loupasakis, C. Abuelgasim, A. Omari, K. Kontoes, C (2021). Monitoring of land subsidence using persistent scatterer interferometry techniques and ground truth data in arid and semi-arid regions, the case of Remah, UAE. ELSEVIER.

Ezquerro, M (2021). Estudio de la subsidencia del terreno producida por la explotación de acuíferos mediante datos de Interferometría Radar Satelite. Universidad Politécnica de Madrid.

Fang, H. Chaney, R (2017). Introduction to Environmental Geotechnology. Second Edition. Taylor and Francis Group.

Ferretti, A. Monti-Guarnieri, A . Prati, C. Rocca, F. Massonnet, D (2007). InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation. European Space Agency.

Galloway, D. Jones, D. Ingebritsen, S.E. (1999). Land Subsidence in The United States. U.S. Geological Survey Circular 1182.

Gambolati, G. Teatini, P (2021). Land Subsidence and its Mitigation. The Groundwater Project. Ontario, Canada.

Garzón, J (2011). Evaluación de asentamientos por consolidación generada por descenso del nivel freático. Universidad Nacional de Colombia.

Gastón, M (2020). Aplicación de interferometría de radar de apertura sintética (InSAR) y análisis de series de tiempo SBAS, para tres casos de estudio en Chile central. Universidad de Chile.

González, L. Ferrer, M. Abad, L. Oteo, C (2002). Ingeniería Geológica. Pearson Educación, SA. Madrid, España.

Ghorbani, Z. Khosravi, A. Maghsoudi, Y. Fazel, F. Javadnia, E. Nazari A (2022) Use of InSAR data for measuring land subsidence induced by groundwater withdrawal and climate change in Ardabil Plain, Iran. Scientific reports.

Gupta, A. Asopa, U. Bhattacharjee, R (2019). Land Subsidence Monitoring in Jagadhri City Using Sentinel 1 Data and DInSAR Processing. MDPI.

Haley, M. Ahmed, M. Gebremichael, E. Murgulet, D. Starek, M (2021). Land Subsidence in the Texas Coastal Bend: Locations, Rates, Triggers, and Consequences. Remote Sensing.

Hernández, N (2020). Evaluación de la disponibilidad y demanda de agua, en la zona metropolitana de San Luis Potosí. Instituto potosino de investigación científica y tecnológica.

Hiscock, K. Bense, V (2014). Hydrogeology. Principles and Practicles. Second Edition.

Hongdong, F. Kashong, D. Chengyu, J. Chuanguang, Z. Jiqun, X (2011). Land Subsidence monitoring by D-InSAR technique. ELSEVIER.

Huizar, R. Mitre, L. Marín, S. Trujillo, J. Martínez, J (2011). Subsidence en Celaya, Guanajuato, Central Mexico: implications for groundwater extraction and the neotectonic regime. Geofísica Internacional.

INEGI (2015). Guía Metodológica de la Red Geodésica Horizontal. Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

INEGI (2015). Guía Metodológica de la Red Geodésica Vertical. Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

INEGI (2019). Zona Hidrogeológica valle de San Luis – Villa de Reyes. Serie II.

INEGI (2020). Población, Mapas. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Recuperado el 26 de julio del 2022. <https://www.inegi.org.mx/temas/estructura/#Mapas>.

Jover, R (2008). Estudio de la subsidencia de la ciudad de Murcia mediante interferometría SAR diferencial avanzada. Universidad de Alicante.

Juárez, E. Rodríguez, A (2005). Mecánica de suelos. Tomo 1, Fundamentos de mecánica de suelos. Editorial Limusa.

Kumar, D. Kumar, A (2021). DInSAR-based monitoring of land subsidence related to groundwater over-exploitation: example from developing urban center of Nairobi, Kenya. Springer Nature.

Liu, P. Li, Q. Li, Z. Hoey, T. Liu, G. Wang, C. Hu, Z. Zhou, Z. Singleton, A (2016). Anatomy of Subsidence in Tianjin from Time Series InSAR. Remote Sensing. MDPI.

López, E (2012). Análisis del fracturamiento de las zonas de topografía baja del distrito federal para evaluar áreas vulnerables a la contaminación de acuíferos. UNAM.

Martínez, R (1997). Actualización del marco geológico del subsuelo del valle de San Luis Potosí. S.L.P. México. UASLP.

Martínez, R (1986). Condiciones geohidrológicas actuales del valle de San Luis Potosí. S.L.P. México. UASLP.

Navarro, M (2020). Análisis espacial del acuífero profundo del valle de San Luis Potosí y su vulnerabilidad al fenómeno de la subsidencia con técnicas InSAR.

Navarro, M. Tomás, R. Lopez, J. Cárdenas, A. Mallorquí, J (2020). Spatial Analysis of Land Subsidence in the San Luis Potosi Valley Induced by Aquifer Overexploitation Using the Coherent Pixel Technique (CPT) and Sentinel-1 InSAR Observation. Remote Sensing. MDPI.

Noyola, M. Ramos Leal, J. Domínguez Mariani, E. Pineda Martínez, L. López Loera, H. Carbajal, N. (2009). Factores que dan origen al minado de acuíferos en ambientes áridos: caso Valle de San Luis Potosí.

Nuhfer, E. Proctor, R. Moser, P (1993). Guía ciudadana de los riesgos geológicos. The American Institute of Professional Geologist.

Romano, M (2020). Analysis of sinking incidence in the San Luis Potosí Valley, México. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Romano, M (2021). Análisis geoespacial de la interacción entre el uso de suelo y agua en la zona peri-urbana del valle de San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Silva, E. García, N (2015). Estado del arte, fenómeno de la subsidencia en Bogotá. Universidad distrital Francisco José de Caldas. Facultad de medio ambiente y recursos naturales. Colombia.

Shi, M. Gong, H. Gao, M. Chen, B. Zhang, S. Zhou, C (2020). Recent Ground Subsidence in the North China Plain, China, Revealed by Sentinel-1A Datasets. Remote Sensing.

The European Space Agency (2023). Sentinel-1 User Guide, consultada en línea.

Sandwell, D. Mellors, R. Tong, X. Xu, X. Wei, M. Wessel, P (2016). GMTSAR: An InSAR Processing System Based on Generic Mapping Tools. Second Edition.

Solano, D. Cabral, E. Hernández, A. Wdowinski, S. DeMets, C. Salazar, L. Falorni, G. Bohane, A (2015). La relación de subsidencia del terreno InSAR-GPS y el abatimiento del nivel estático en pozos de la zona Metropolitana de la Ciudad de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. (pp. 273 – 282).

Spikermann, J (2010). Elementos de la Geología General. Fundación de Historia Natural. Argentina.

Stevens, G (2011). La vulnerabilidad hídrica en la ciudad de San Luis Potosí. Un análisis espacial. Revista el Colegio de San Luis.

Sugiastu, H. Prasetyo, Y. Diyanah, D (2018). Spatial Correlation Analysis of Land Subsidence and The Water Table Changes in Unconfined Aquifers Using Sentinel 1-SAR Image and

Geographic Information Systems (Case Study: Semarang City – Indonesia). Department of Geodetic Engineering, Faculty of Engineering, Diponegoro University, Semarang – Indonesia.

Tarbuck, E. Lutgens, F (2005). Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física. Pearson. 8^{va} edición.

Tomás, R. Herrera, G. Delgado, J. Peña, F (2009). Subsistencia del terreno. Enseñanzas de la tierra, p. 295.

Tristán, M (1986). Estratigrafía tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí, México. Instituto de Geología. UASLP.

Otras fuentes consultadas para la realización de esta investigación.

Braun, A. Veci, L (2021). Sentinel-1 Toolbox, TOPS Interferometry Tutorial. ESA. SKYWACTH.

Ferretti, A. Monti-Guarnieri, A . Prati, C. Rocca, F. Massonnet, D (2007). Part B, InSAR processing: a practical approach. European Space Agency.

Giraldo, R. (2002). Introducción a la geoestadística. Teoría y Aplicación. Universidad Nacional de Colombia.

Guns, K. Gevorgian, J. Xu, X. Sandwell, D (2022). How to make a time series from Sentinel – 1 TOPS data: Kilauea.

Poland, J (1984). Guidebook of land subsidence due to ground-water withdrawal. UNESCO.

The European Space Agency (2022). User Guides, Sentinel-1. Recuro en línea.

Yang, H. Chaney, R (2017). Introduction to Environmental Geotechnology. Taylor and Francis Group, LLC.