



UNIVERSIDAD MICHOACANA
DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES
METALÚRGICAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS

MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

ESTUDIO CON GEORADAR (GPR) DE LA
GEOMETRÍA DE LOS PROCESOS DE
SUBSIDENCIA-*CREEP*-FALLA (PSCF), EN LA
CIUDAD DE CELAYA, GUANAJUATO,
MÉXICO

PROYECTO DE TESIS

que presenta

NICCOLÒ GIORDANO

Para obtener el título de

**MAESTRO EN GEOCIENCIAS Y
PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

Director de tesis: Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy

Codirector de tesis: Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal

Codirector externo: Dr. Enrique Cabral Cano

MORELIA, MICHOACÁN, FEBRERO 2010

Agradecimientos

Quiero expresar mis sentidos agradecimientos:

Al Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy, al Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal y a los demás doctores y doctoras de este Instituto, por todo lo que me han enseñado, por los consejos y por haberme dado la confianza y oportunidad de desarrollar un proyecto tan útil e importante para los fines científicos y sociales que la humanidad requiere.

Al Ing. José Edmundo Díaz Salmerón, amigo y colega, cuya aportación ha sido de gran importancia en estos dos años y medio de maestría.

Al Ing. Oscar Díaz Molina y a Dr. Enrique Cabral Cano, del Instituto de Geofísica de la UNAM, que han contribuido a formarme en técnicas de georadar.

A la JUMAPA (Junta Municipal de Agua Potable y Alcantarillado de Celaya), en particular al Ing. Geol. Arturo Camargo Valencia, sin cuya colaboración no podría haberse realizado este proyecto.

Al Dr. Jorge Alejandro Avila Olivera, para estar presente cada vez que necesitaba su ayuda.

A todos los investigadores que cada día trabajan y luchan para conocer y mejorar este planeta.

Por fin, más que todo, gracias a mi familia, que me ha siempre apoyado y amado.

Gracias a Silvia, mi compañera de vida, con la cual he compartido sueños, emociones, vida...

Gracias a mis amigos mexicanos, que me han ayudado a sentirme como en mi casa, y a mis amigos italianos, que con su cariño han logrado anular nuestra distancia geográfica.

Gracias a todos.

ÍNDICE

	Página
<i>Agradecimientos</i>	
Índice de figuras	3
Índice de tablas	4
RESUMEN	5
ABSTRACT	6
CAPÍTULO I – INTRODUCCIÓN	7
I.1 LOCALIZACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....	9
I.2 JUSTIFICACIÓN.....	12
I.3 OBJETIVOS.....	12
I.4 HIPÓTESIS	13
CAPÍTULO II - MARCO TEÓRICO	14
II.1 FUNDAMENTOS DEL SISTEMA GPR.....	14
II.2 ASPECTOS TEÓRICOS	15
II.2.1 Comportamiento de las ondas	18
II.3 COMPONENTES DEL EQUIPO.....	19
II.4 MÉTODOS DE LEVANTAMIENTO.....	20
II.4.1 Dispersión y atenuación de las señales en el subsuelo.....	22
II.5 TÉCNICAS DE PROCESAMIENTO	23
II.6 APLICACIÓN DEL GPR EN EL ESTUDIO DE LOS FALLAMIENTOS	24
CAPÍTULO III – ANTECEDENTES	25
III.1 SUBSIDENCIA	25
III.1.1 SUBSIDENCIA NATURAL.....	25
III.1.2 SUBSIDENCIA ANTROPOGÉNICA	26
III.1.2.1 Subsistencia por extracción de flúidos	27
III.1.2.1.1 Teoría de la consolidación	27
III.1.2.1.2 Pruebas edométricas.....	29
III.1.2.1.3 Consolidación de un sistema acuífero	30
III.1.2.1.4 Consolidación primaria y secundaria (CREEP)	32
III.2 AGRIETAMIENTOS	34
III.3 FALLAS	35

III.3.1 Fallas geológicas sinsedimentarias	36
III.3.2 Fallas superficiales.....	38
III.4 PROCESOS DE SUBSIDENCIA – CREEP - FALLA (PSCF).....	38
III.4.1 PSCF - Etapas	39
III.4.2 Ejemplo de PSCF en el mundo	42
III.4.3 Ejemplo sde PSCF en México	44
III.4.4 PSCF en Celaya, Gto	45
CAPÍTULO IV- MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO	49
IV.1 GEOLOGÍA REGIONAL	49
IV.2 GEOLOGÍA LOCAL Y ESTRUCTURAL.....	51
IV.3. FALLAMENTO SUPERFICIAL.....	55
IV.4 MARCO HIDROGEOLÓGICO.....	62
IV.5 COMPORTAMIENTO Y ABATIMIENTO DEL NIVEL PIEZOMÉTRICO... 65	
CAPÍTULO V – MATERIALES Y MÉTODO	71
V.1 MATERIALES	71
V.2 MÉTODO	73
CAPÍTULO VI - RESULTADOS, ANALISIS Y DISCUSIÓN	76
VI.1 EXPLORACIÓN GEOFÍSICA	76
VI.2 PROCESAMIENTO DE LOS RADARGRAMAS.....	77
VI.3 INTERPRETACIÓN DE LOS RADARGRAMAS	78
VI.4 DISCUSIÓN	85
CAPÍTULO VII – CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	89
REFERENCIAS.....	91

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.	Localización de la ciudad de Celaya y MDE del área de estudio	10
Figura 2.	Gráfica de la precipitación total anual 1940-1997 en la ciudad de Celaya	11
Figura 3.	Distribución anual de la precipitación en la ciudad de Celaya, Gto.	11
Figura 4.	Crecimiento de la población en la ciudad de Celaya desde el año 1990	11
Figura 5.	Ubicación de las fallas superficiales en Celaya, Guanajuato	12
Figura 6.	Esquema básico del funcionamiento de un equipo GPR	15
Figura 7.	Esquema de generación de un campo eléctrico (E) y magnético (B) por una carga eléctrica acelerada (q)	16
Figura 8.	Dirección de propagación de una onda electromagnética (OEM)	16
Figura 9.	Componentes de las ondas electromagnéticas	18
Figura 10.	Antena SubEcho de 40 MHz	19
Figura 11.	Ejemplo de un radargrama (Dourado <i>et al.</i> , 2001)	23
Figura 12.	Curva de compresión edométrica de un plano semilogarítmico (Lancellotta, 1987)	30
Figura 13.	Curva de compresión edométrica de Terzaghi	32
Figura 14.	Características geométricas de una falla normal	36
Figura 15.	Modelo conceptual de la formación y desarrollo de una falla sinsedimentaria (Avila-Olivera, 2009)	37
Figura 16.	Etapas de los procesos de Subsistencia- <i>Creep</i> -Falla (Avila-Olivera, 2009)	41
Figura 17.	Daños ocasionados por las fallas superficiales en algunas ciudades de México	45
Figura 18.	Daños ocasionados por la falla Oriente (a,b,c), Poniente (d,e) y Universidad Pedagógica (f)	47
Figura 19.	Mapa geológico regional del Municipio de Celaya	50
Figura 20.	Columna estratigráfica representativa del subsuelo de la ciudad de Celaya	51
Figura 21.	Depósitos fluvio-lacustres hacia el sur de la ciudad de Celaya	52
Figura 22.	Correlaciones estratigráficas del subsuelo y ubicación de la superficie piezométrica; (A) Sección Norte; (B) Sección Sur	53
Figura 23.	MDE del basamento, mapa de las coladas y fallas geológicas y superficiales de Celaya	54
Figura 24.	Daños ocasionados por la falla Poniente	56
Figura 25.	Daños ocasionados por la falla Oriente	58
Figura 26.	Daños ocasionados por la falla Universidad Pedagógica	59
Figura 27.	Daños ocasionados por la falla Insurgentes	60
Figura 28.	Daños ocasionados por la falla Santa Teresita	62
Figura 29.	Mapa y perfil del nivel piezométrico en la ciudad de Celaya	63
Figura 30.	Mapa de abatimiento del nivel freático en la temporada 2002-2008	66

Figura 31. Gráficas del abatimiento del nivel freático con respecto al tiempo	68
Figura 32. Abatimientos del nivel piezométrico en área urbana e industrial (1976-2008) y su relación con las precipitaciones totales anuales (1970-1997)	69
Figura 33. Diagrama de la metodología aplicada	73
Figura 34. Levantamiento GPR con antenas de 200 (a), 70 (b) y 40 (c) MHz.	74
Figura 35. Mapa de las fallas y ubicación de los perfiles levantados	75
Figura 36. Radargrama de la falla Poniente (perfil Poniente 1) con antena SUBECHO- 200 MHz	78
Figura 37. Radargrama de la falla Poniente (perfil Poniente 1) con antena SUBECHO- 40 MHz	79
Figura 38. Radargrama de la falla Poniente (perfil Poniente 1) con antena SUBECHO- 70 MHz	79
Figura 39. Radargrama de la falla Universidad Pedagógica (perfil Universidad 1) con antena SUBECHO-200 MHz	80
Figura 40. Radargrama de la falla Universidad Pedagógica (perfil Universidad 2) con antena SUBECHO-70 MHz	80
Figura 41. Radargrama de la falla Oriente (perfil Oriente 1) con antena monoestática SUBECHO-200 MHz y su diagrama de interpretación	81
Figura 42. Radargrama de la falla Oriente (perfil Oriente 4) con antena monoestática SUBECHO-40 MHz y su diagrama de interpretación	82
Figura 43. Radargrama de la falla Oriente (perfil Oriente 2) con antena monoestática SUBECHO-70 MHz y su diagrama de interpretación	83
Figura 44. Franja de afectación real para la falla Oriente	87
Figura 45. Comparación de la franja de afectación real y propuesta	88

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Valores aproximados de los parámetros constitutivos de algunos materiales típicos.	21
Tabla 2. Clasificación genética de la subsidencia terrestre (Vázquez-Carretero 2001).	27
Tabla 3. Parámetros de medición del GPR, características de las ondas y del levantamiento.	78

“ESTUDIO CON GEORADAR (GPR) DE LA GEOMETRÍA DE LOS PROCESOS DE SUBSIDENCIA-*CREEP*-FALLA (PSCF), EN LA CIUDAD DE CELAYA, GUANAJUATO, MÉXICO”

RESUMEN

La ciudad de Celaya, Gto., es una de las zonas urbanas del centro de México que más es afectada por procesos acelerados de subsidencia. En esta ciudad, el fallamiento asociado al hundimiento del terreno comparte características similares a la de otras ciudades asentadas sobre cuencas fluvio-lacustres en el centro de México, como es el caso de Morelia, Querétaro, Salamanca, Irapuato y Aguascalientes. La subsidencia en Celaya comenzó a ser observada a mediados de los 80's, con tasas de hundimiento de entre los 8-10 cm/año. La subsidencia en Celaya impacta varios sectores de la ciudad, observándose daños muy grandes en las infraestructuras urbanas.

Uno de los objetivos principales en el estudio de estas fallas en zonas urbanas, es el de conocer en el subsuelo la geometría del plano de falla y la identificación de fallas sintéticas y antitéticas, con lo cual se pueda determinar de forma más precisa la franja de afectación.

Primero se actualizó la cartografía de las seis fallas que afectan la ciudad de Celaya y se recopiló y analizó la información geológica e hidrogeológica proporcionada por la Junta Municipal de Agua Potable y Alcantarillado de Celaya (JUMAPA).

Se llevaron a cabo exploraciones geofísicas someras con Radar de Penetración Terrestre, utilizando un equipo GSSI SIR-3000 con antenas de 40, 70 y 200 MHz, que permitieron obtener información del subsuelo hasta una profundidad cercana a los 15 m, a lo largo de 24 secciones perpendiculares a las fallas Oriente, Poniente y Universidad Pedagógica.

A partir de la interpretación de los radargramas obtenidos del levantamiento geofísico sobre la falla Oriente se concluye que la franja de afectación de esta estructura es de 35-40 m (18-20 m por cada lado de la falla), y que la mayor deformación se presenta a lo largo de un sistema de fallas sintéticas con inclinaciones de 40°- 45° hacia el este, y de micro-fallamientos subverticales cuya inclinación es de 45°.

ABSTRACT

The Celaya city is one of the most affected urban centers in Mexico, from the ground subsidence related to over-exploitation of underground water resources. The development of several fault system as a result of the ground subsidence is common to several other cities in central Mexico, which are also located on fluvio-lacustrine basins such as Morelia, Querétaro, Salamanca, Irapuato and Aguascalientes. Celaya is enduring ground subsidence of up to 8-10 cm-year⁻¹ over the 80's, causing severe damage to its urban infrastructure.

In order to better understand this phenomenon we have initiated a comprehensive surface reconnaissance and shallow geophysical exploration program to characterize the geometry of fault planes, define synthetic and antithetic fault systems and affectation band for each fault zone.

First stage included a cartographic update of six surface faults and the analysis of the geological and hydrogeological information provided by the Junta Municipal de Agua Potable y Alcantarillado de Celaya (JUMAPA).

We realized shallow geophysical explorations with a Ground Penetrating Radar, using an equipment GSSI SIR-3000 with 40, 70 and 200 MHz antennas, which allowed different target resolutions up to 15m deep along 24 sections, perpendicularly to the Oriente, Poniente and Universidad Pedagógica faults.

Radargrams from the Oriente fault, reveal that the affectation band of the fault extends up to 35-40 m (18-20 m on each side of the fault), and the major deformation is concentrated along synthetic faults systems with inclinations of 40°- 45° eastward and along sub-vertical fracture systems with inclinations of 45°.

CAPÍTULO I – INTRODUCCIÓN

Se le denomina *subsistencia-creep-falla* a todos los procesos de fallamiento superficial ocasionados por los hundimientos diferenciales, resultantes de la consolidación del sistema acuífero por extracción del agua del subsuelo (Garduño-Monroy et al., 1998, 1999, 2001; Ávila-Olivera *et al.*, 2003, 2006, 2007, 2009). Las fallas superficiales tienen una geometría semejante a la de las fallas del basamento rocoso, las cuales, siendo sinsedimentarias, controlan el depósito de los sedimentos fluvio-lacustres sobreyacentes (Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2003).

Los PSCF representan un gran problema a nivel mundial, debido a que afectan zonas agrícolas, industriales y urbanas cuyo abastecimiento de agua potable es a partir de la explotación de los mantos acuíferos (Poland, 1984). Este fenómeno es común en donde las características geológicas pre-existentes cuentan con la presencia de fallas geológicas sinsedimentarias sepultadas por sedimentos fluvio-lacustres. Estos escenarios se convierten en factores de riesgo debido a la detonación de un factor antropogénico representado por el abatimiento del nivel freático debido a la intensa extracción del agua presente en las capas deformables.

Estas características son muy comunes en muchas ciudades del centro de la República Mexicana, desde principios de la década de los 80's, cuando la urbanización presentó una sensible aceleración. En este lapso de tiempo se comenzó a observar que las edificaciones de algunas de las principales ciudades del centro del país empezaban a dañarse por agrietamientos y fallas superficiales (Aranda-Gómez y Aranda-Gómez, 1985; Oliver, 1985; Trujillo-Candelaria, 1985, 1991; Martínez-Reyes y Nieto Samaniego, 1990; Trejo-Moedano y Martínez-Baini, 1991; Valencia, 1995; Lermo-Samaniego et al., 1996; Álvarez-Manilla, 1999; Garduño-Monroy *et al.*, 1999, 2001, Ávila-Olivera *et al.*, 2003, 2004, 2006, 2009).

Desde ése entonces la problemática de las fallas superficiales ocasionadas por subsidencia diferencial, comienza a ser estudiada por investigadores de todo el país. El estudio del origen, formación y desarrollo de estos tipos de procesos, tiene una evidente prioridad dictada por la necesidad de evitar o de prevenir el riesgo ocasionado por los mismos, y así aprender a convivir con ellos, como se lleva a cabo con los demás riesgos naturales.

Este trabajo de investigación se propone estudiar la geometría de las fallas superficiales por medio de la aplicación del GPR (Ground Penetrating Radar), en la ciudad de Celaya, donde el PSCF es el responsable de los agrietamientos y fallas en el terreno, que afectan a las estructuras urbanas. Los objetivos de este trabajo, son encontrar y evidenciar planos de falla, para con base en ello, determinar la franja de afectación definida como la zona alrededor de cada falla, adentro de la cual las estructuras urbanas son susceptibles a ser deformadas .

Todo lo anterior es de fundamental importancia para entender este tipo de peligro y para proporcionar la información suficiente para que en un momento dado las autoridades puedan tomar decisiones bien fundamentadas en beneficio de la población.

I.1 LOCALIZACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

La ciudad de Celaya, del estado de Guanajuato, fue fundada el día 12 de Octubre de 1570, por decreto del Virrey Martín Enrique Almanza, como la Villa de Nuestra Señora de la Concepción de Zalaya, nombre dedicado a la Virgen de la Purísima Concepción. Celaya, el nombre actual, proviene de la palabra Vasca Zalaya, que significa "Tierra Llana".

Este municipio tiene una extensión de 580 km². El 62% de su superficie se ubica en la Provincia Fisiográfica del CVTM (Cinturón Volcánico Trans Mexicano); el 12% en las llanuras de la subprovincia del Bajío Guanajuatense, en las sierras de la subprovincia Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo; el 22% en los lomeríos y sierras de la subprovincia de Sierras y bajíos Michoacanos; y el restante 3%, en la subprovincia fisiográfica de Sierras y Llanuras del Norte de Guanajuato, la cual es parte de la provincia Mesa del Centro.

Al norte del municipio de Celaya se encuentran los municipios de Santa Cruz de Juventino Rosas y Comonfort; al este los municipios de Apaseo el Grande y Apaseo el Alto; al sur los municipios de Tarimoro y Cortazar; y al oeste los municipios de Cortazar, Villagrán Rosas y Santa Cruz de Juventino Rosas.

La ciudad de Celaya, cabecera municipal del municipio del mismo nombre, se localiza en las coordenadas 20° 31' de latitud norte y 100° 49' de longitud oeste, a una altura sobre el nivel del mar de 1,750 m. Esta ciudad se localiza dentro de una cuenca fluvio-lacustre cuya divisoria de aguas es definida por las siguientes elevaciones principales: al NE cerros Santa Rosa y el Jocoque con 2,600 y 2,500 m.s.n.m., respectivamente; al NO cerro Potrero con 2,500 m.s.n.m.; finalmente, al SE se encuentra el cerro Pelón (2,400 m.s.n.m.) y al SO el cerro La Gavia con 2,550 m.s.n.m. (fig. 1).

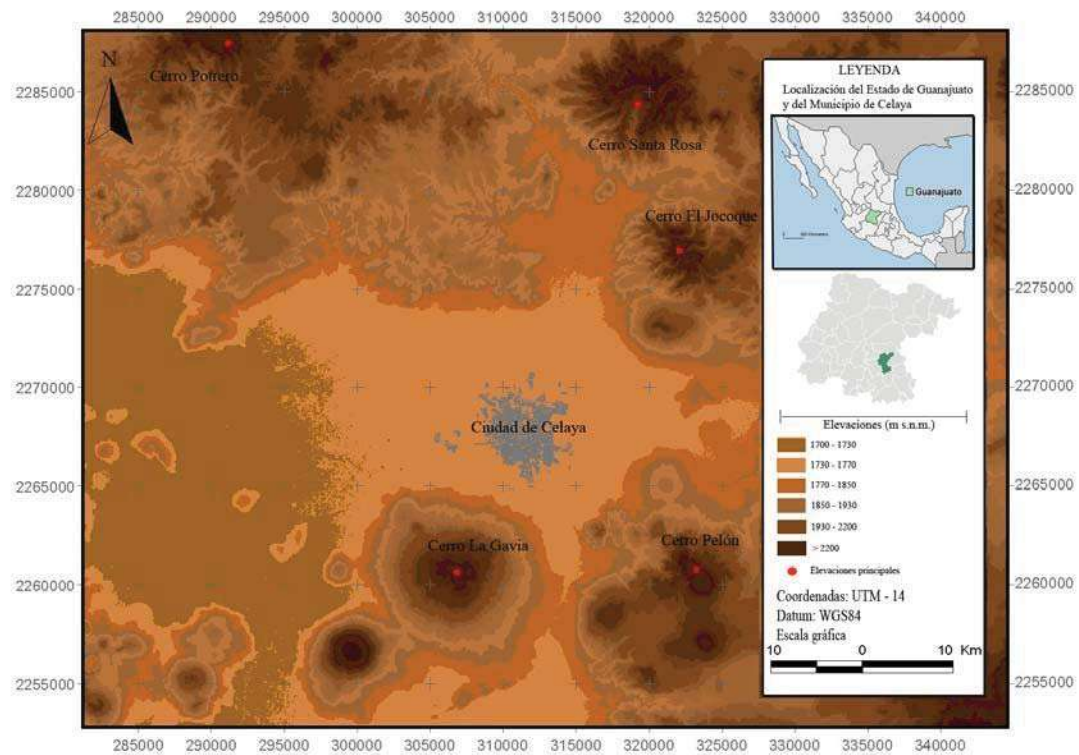


Figura 1. Localización de la ciudad de Celaya, Guanajuato, y MDE del área de estudio.

Desde el punto de vista hidrográfico, la ciudad de Celaya pertenece a la región hidrográfica No. 12 que recibe el nombre de Lerma-Santiago y más específicamente a la cuenca Laja, en el distrito de riego Laja-Celaya. La principal corriente fluvial del área de estudio es el río Laja que nace en la Sierra Madre Occidental y después de un recorrido de 137 km hacia el sureste, se une al río Apaseo.

El clima es del subtipo semicalido subhúmedo, con lluvias en verano. La precipitación total anual es de 620 mm/año (fig. 2), con un promedio anual de 51 mm, de la cual en el verano llega a ser de 117 mm/mes, mientras que en el invierno disminuye hasta 5 mm/mes (fig. 3) La temperatura media anual es de 20°C, sin embargo, se han registrado temperaturas máximas de 36°C en los meses de abril y mayo y, mínimas de 1°C en el mes de enero (INEGI, 2008).

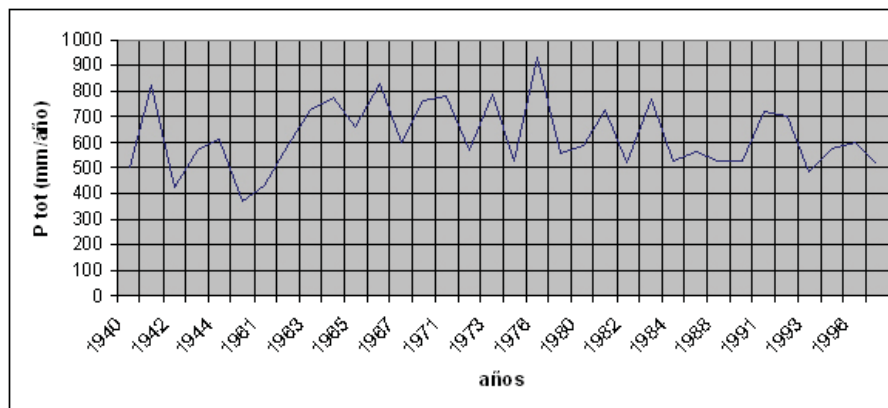


Figura 2. Gráfica de la precipitación total anual 1940-1997 en la ciudad de Celaya, Gto.

En la figura 2 se observa una disminución de las precipitaciones totales anuales desde los 80's (590 mm/año promedio en la temporada 1977-1997) con respecto a los valores registrados anteriormente (720 mm/año promedio). Esto se debe al fenómeno meteorológico conocido con el nombre "El Niño" (disminución de las precipitaciones), que ocasionó una menor aportación de agua de lluvia en la zona

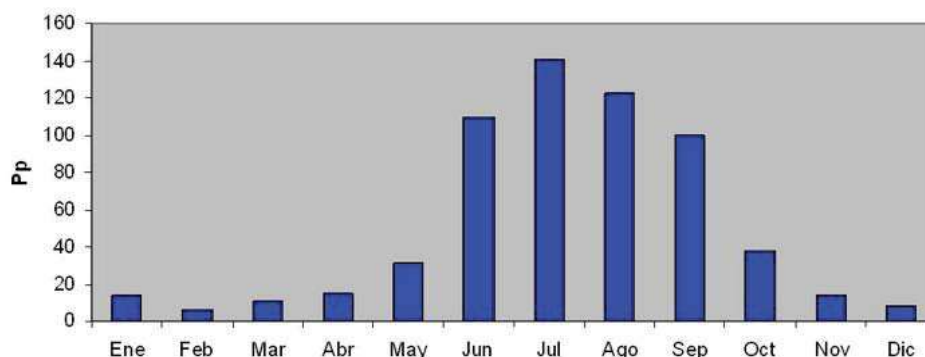


Figura 3. Distribución anual de la precipitación en la ciudad de Celaya, Gto.

Según las informaciones de INEGI, la población sigue en aumento constante desde mediados de los 80's. Antes del 1990 la ciudad de Celaya contaba con menos de 200,000 habitantes. Actualmente el número ha crecido hasta 310,000 (fig. 4)

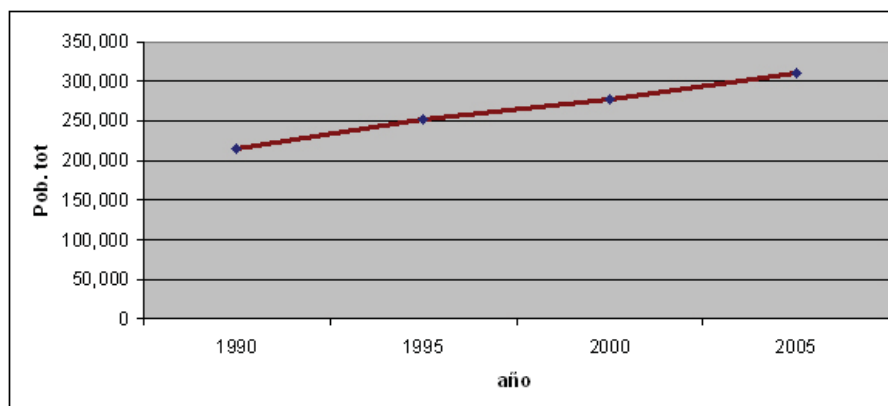


Figura 4. Crecimiento de la población en la ciudad de Celaya desde el año 1990.

I.2 JUSTIFICACIÓN

La ciudad de Celaya es una de las zonas urbanas del centro de México que más ha sido impactada por procesos de subsidencia. Hasta la fecha, son más de 300 las construcciones (casas, escuelas y comercios) dañadas por las 6 fallas que cruzan el área urbana (Fig.5). Además, se registran daños a vialidades, líneas de alcantarillado y de agua potable, tuberías de gas y de aguas residuales, etc (fig. 5).

Las hundimientos fueron más imperantes en los 80's y 90's, con tasas variables entre 10-12 cm/año (Ávila-Olivera, 2009), mientras que los recientes monitoreos con GPS (2008-2009)(Díaz-Salmerón, 2010) registran tasas de hundimiento de 7-8 cm/año.

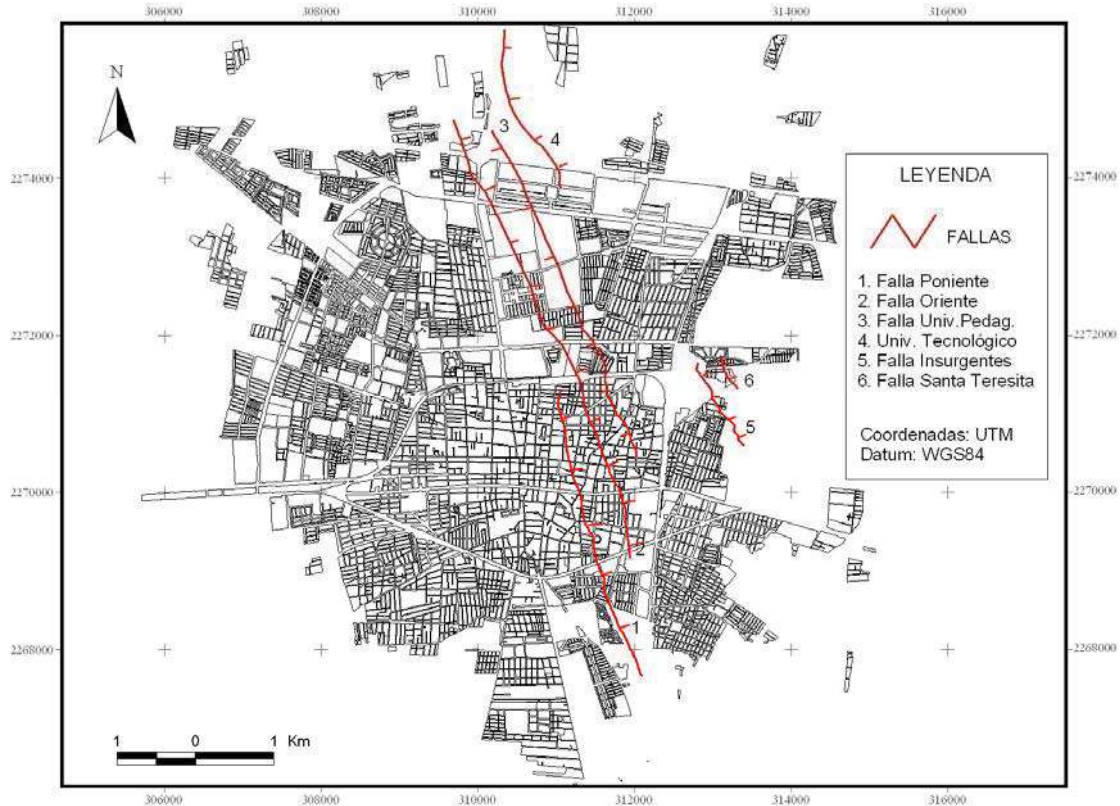


Figura 5. Ubicación de las fallas superficiales en Celaya, Gto.

I.3 OBJETIVOS

El objetivo del presente trabajo fue el de identificar estructuras de deformación asociadas al fenómeno de subsidencia-creep-falla, tales como fallas sintéticas y antitéticas, mediante prospección geofísica del terreno aplicando la técnica del

georradar en exploraciones de 15 a 20 m de profundidad , así como definir las franjas de afectación de las principales fallas geológicas de la ciudad.

La franja de afectación es definida como el área adentro de la cual la perdida de estabilidad del terreno ocasiona que las estructuras urbanas queden afectadas por los hundimientos diferenciales próximos a las trazas de las fallas

La determinación de anchos de influencia es de gran importancia para definir objetivamente las zonas de mayor riesgo para la infraestructura civil.

I.4 HIPÓTESIS

Se asume que la geometría de las fallas superficiales puede ser caracterizada a través del uso del GPR, y que obteniendo radargramas de alto nivel de detalle sea posible evidenciar las discontinuidades a lo largo de las cuales se llevan a cabo los PSCF y, consiguientemente, trazar la franja de afectación.

Si el subsuelo se encuentra muy afectado por las discontinuidades que se originan como consecuencia de la consolidación diferencial de los sedimentos fluvio-lacustres, sería posible observar en los radargramas las características geométricas de estas discontinuidades. Escogiendo solo los radargramas que permiten una interpretación confiable de la configuración del subsuelo, se asume que los resultados obtenidos pueden ser utilizados para generar un modelo de prevención al riesgo que incluya la franja de afectación como su principal factor.

CAPÍTULO II - MARCO TEÓRICO

II.1 FUNDAMENTOS DEL SISTEMA GPR

El término georadar proviene del griego “geos” que significa tierra y, “radar” (*Radio Detection and Ranking*), que significa Detección y Alcance por Radio. Dicho término también conocido como GPR (*Ground Penetrating Radar*), se emplea para denominar una técnica no destructiva de prospección geofísica que permite delinear las interfases entre los diferentes materiales que constituyen el subsuelo, siempre que exista suficiente contraste entre las propiedades dieléctricas de las estructuras involucradas.

El Georadar genera una imagen del subsuelo con altísima resolución lateral y vertical permitiendo no solamente la identificación de objetos singulares, sino caracterizar el entorno. La profundidad de penetración y la resolución observada dependen de la conductividad eléctrica del terreno y del tipo de antena usada para cada adquisición en particular y.

Los equipos de geo-radar radian impulsos cortos de energía electromagnética (entre 10 MHz y 2 GHz) al subsuelo, mediante una antena transmisora. Miden el tiempo doble de ida y vuelta de las ondas reflejadas en los límites entre materiales con diferente permitividad dieléctrica. Cuando la onda radiada encuentra heterogeneidades en las propiedades eléctricas de los materiales del terreno, parte de la energía se refleja hacia la superficie y otra parte se transmite, alcanzando una mayor profundidad. Estas heterogeneidades van asociadas a interfases tipo estrato/estrato, suelo/roca, zona saturada/no saturada, contenidos en agua, arcillas, discontinuidades, fracturas, cavidades, intrusiones, plumas contaminantes y objetos enterrados como bidones, tuberías, etc. La señal reflejada es detectada por el receptor y en la unidad de control se amplifica, transformándose al espectro de audio-frecuencia. Posteriormente se procesa y se imprime (fig. 6).

El resultado es un perfil vertical continuo del subsuelo en el cual la abscisa corresponde a la distancia recorrida y la ordenada al tiempo que tarda la onda en encontrar la superficie reflectante y volver al receptor, es decir el “tiempo doble”. Para calcular la profundidad de los objetos o estructuras encontrados, se miden los tiempos transcurridos entre la emisión y recepción de las señales, pudiendo determinarse también la extensión de la superficie reflectante una vez conocida la velocidad media de propagación de las ondas en los distintos medios (Caicedo-Hornaza *et al.*, 2005).

La operación de trabajo del Georadar es similar a la sísmica de reflexión en lo que respecta a la adquisición y el procesamiento de los datos, se diferencian en el rango de frecuencias de las ondas utilizadas. El Georadar emplea ondas de frecuencias mayores que las utilizadas en sísmica, mientras que en Georadar se trabaja con

frecuencias de ondas entre 10 MHz y 1000 MHz, en prospección sísmica entre los 10 Hz y los 1000 Hz. También es notoria la diferencia que en la prospección sísmica, la propagación de las ondas es función de las propiedades mecánicas de los materiales, mientras que en la prospección con radar la propagación de las ondas es en función de las propiedades electromagnéticas de los materiales: conductividad, permitividad dieléctrica y permeabilidad magnética. Las reflexiones de las ondas se producen debido a los contrastes de estas propiedades (Gutiérrez., 2004).

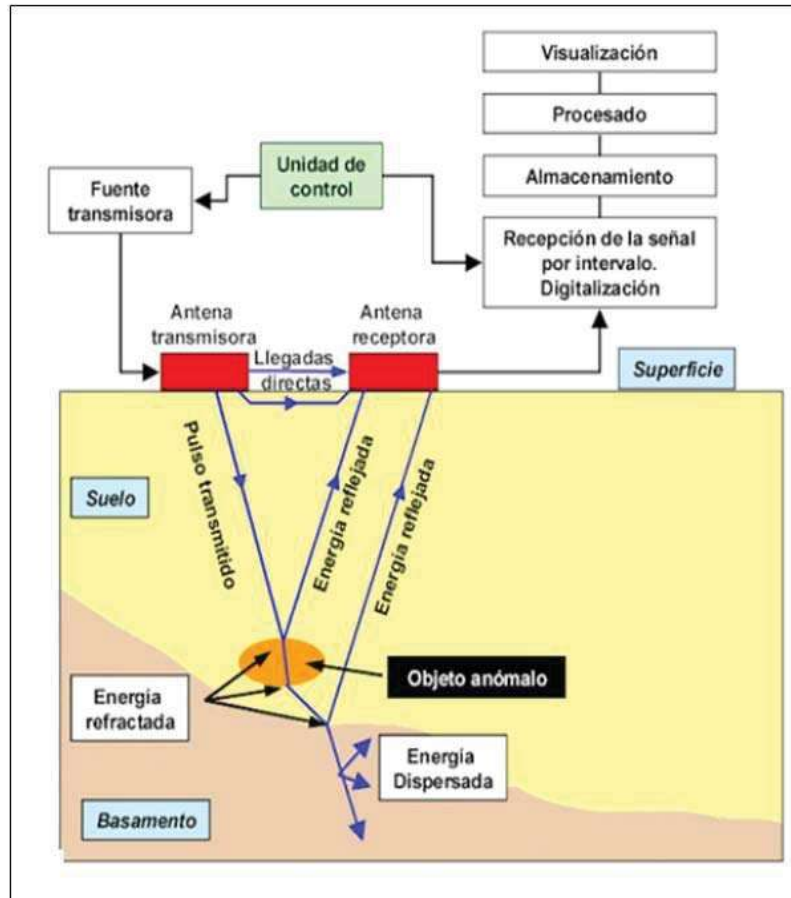


Figura 6. Esquema básico de funcionamiento de un equipo GPR.

II.2 ASPECTOS TEÓRICOS

Las cargas eléctricas al ser aceleradas originan ondas electromagnéticas (OEM). El campo eléctrico (E) originado por la carga acelerada depende de la distancia a la carga (r), la aceleración de la carga y del seno del ángulo que forma la dirección de aceleración de la carga y la dirección al punto en que medimos el campo ($\sin \theta$) (fig. 7). Un campo eléctrico variable engendra un campo magnético (B) variable y este a su vez uno eléctrico, de esta forma las ondas electromagnéticas se propagan en el vacío sin soporte material (fig.8).

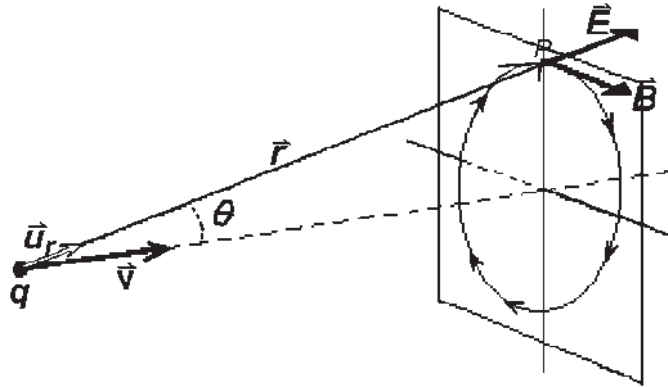


Figura 7. Esquema de generación de un campo eléctrico (E) y magnético (B) por una carga eléctrica acelerada (q).

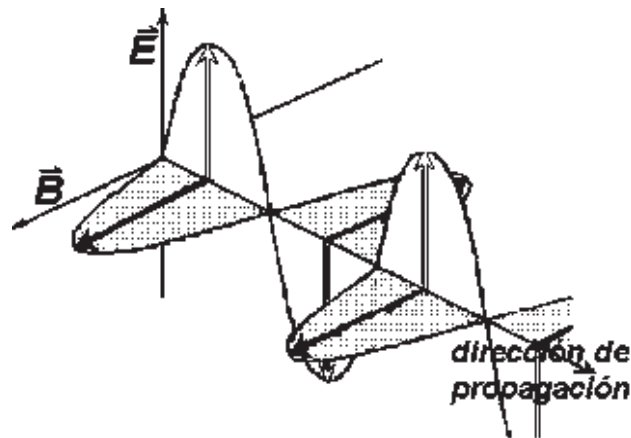


Figura 8. Dirección de propagación de una onda electromagnética (OEM).

La forma básica para describir los fenómenos electromagnéticos relacionados con la óptica ondulatoria son las ecuaciones de Maxwell, en las cuales se relacionan los campos eléctricos y magnéticos. Estas ecuaciones se complementan con las denominadas relaciones constitutivas:

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad \vec{B} = \mu \vec{H} \quad \vec{j} = \sigma \vec{E}$$

Donde ϵ es la constante dieléctrica del material, ϵ_0 es la constante dieléctrica del vacío, ϵ_r es la constante dieléctrica relativa del medio μ es la permeabilidad magnética, σ es la conductividad eléctrica, j la densidad de la corriente, D es el vector de desplazamiento, E es el campo eléctrico, B es el vector de inducción magnética y H es el campo magnético.

Las ecuaciones de Maxwell ligan los campos eléctrico y magnético con las fuentes que los producen, a partir de una serie de parámetros constantes para cada medio determinado. Estas constantes definen electromagnéticamente el medio: conductividad, permitividad dieléctrica y la permeabilidad magnética:

Conductividad

La conductividad de un medio nos proporciona una medida de la respuesta de sus cargas libres en presencia de un campo eléctrico externo, siendo el factor de proporcionalidad entre el campo libre aplicado y la densidad de volumen de corriente debido al movimiento de estas cargas libres.

Las unidades de medida de la conductividad en el sistema internacional (SI), son mohs/metro o el equivalente de Siemens/metro. La conductividad de un medio es la inversa de su resistividad (medida en Ohms metro, Ωm).

Se pueden distinguir:

- Materiales conductores (valores para la conductividad mayores de 105 S/m)
- Materiales semiconductores (entre 10⁻⁸ S/m y 105 S/m)
- Materiales aislantes (valores menores de 10⁻⁸ S/m)

El contenido de agua en el material y la composición química determinan la conductividad de los materiales. La temperatura también afecta a la conductividad, es decir afecta directamente a la movilidad de los iones del terreno (cond. Electrolítica). En general, la conductividad es un parámetro que puede variar, en un mismo medio, ya que no depende solo de los cambios de materiales del medio.

Permitividad dieléctrica

Es una constante de proporcionalidad entre la intensidad del campo eléctrico aplicado y el vector de desplazamiento eléctrico. La permitividad dieléctrica proporciona una medida de capacidad de polarización de un material en presencia de un campo eléctrico. Proporciona un valor de la respuesta del material cuando está en presencia de un campo eléctrico externo.

Permeabilidad magnética.

Este parámetro relaciona la inducción magnética con la intensidad de campo magnético. En la mayor parte de los materiales que se encuentran en los estudios con Georadar (excepto aquellos que contengan materiales ferromagnéticos), la permeabilidad magnética se aproxima a 1, y por lo tanto no depende de la frecuencia del campo magnético.

II.2.1 COMPORTAMIENTO DE LAS ONDAS

El rayo u onda de emisión, es un cono que va desde el centro de la antena emisora con una altura de 90° aproximadamente (Caicedo-Hornaza *et al.*, 2005).

- Si la interfase suelo-estructura es horizontal, sólo pueden volver al receptor las ondas que llegan perpendicularmente al contacto.
- Si el contacto forma un ángulo con el suelo, los rayos que rebotan son oblicuos, viniendo de los puntos situados tanto delante, detrás, como al lado (fig. 9).
- En el caso de objetos aislados cilíndricos o más o menos esféricos (cables, tuberías, bidones, cavidades, etc.) las ondas pueden alcanzarse antes y después del paso de la antena en su vertical, observándose en el radargramas una hipérbola de difracción debida a la dispersión de las señales.

En función de la orientación de los objetos respecto a la dirección del perfil del levantamiento, se obtienen (fig. 9):

- Hipérbolas muy pronunciadas si el objeto está perpendicular a la dirección del perfil.
- Hipérbolas poco pronunciadas si el objeto está transversal a la dirección del perfil.

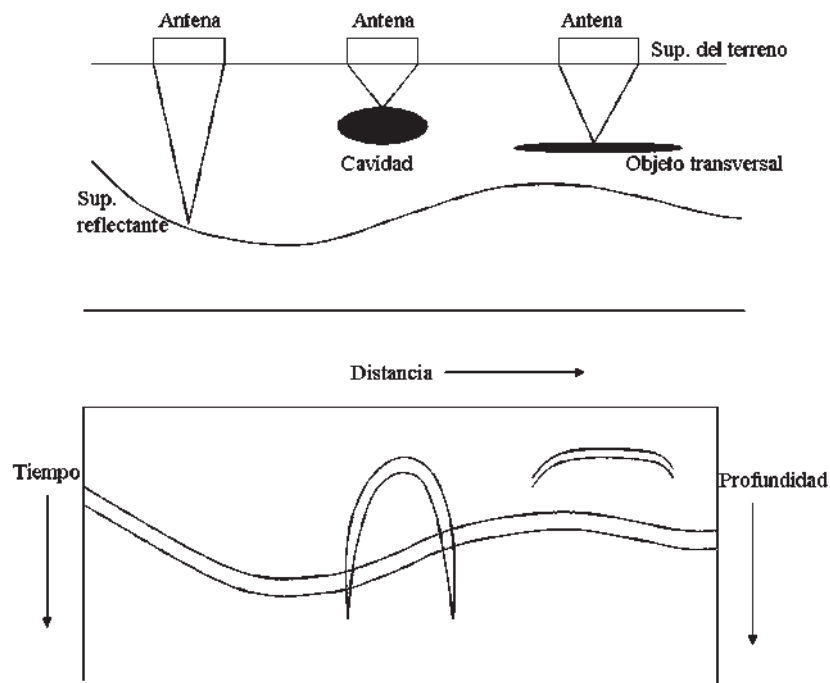


Figura 9. Comportamiento de las ondas electromagnéticas.

II.3 COMPONENTES DEL EQUIPO

a. Unidad central

La unidad central incorpora un sistema de almacenamiento masivo de datos y una pantalla de visualización en tiempo real, donde se reproduce la señal que va adquiriendo.

b. Antenas

Las antenas actúan como un transductor electromagnético que transforma los impulsos eléctricos que recibe de la unidad central, en una serie de pulsos u ondas electromagnéticas de corta duración que se emiten en el medio a estudiar. Otra función de las antenas es captar la energía reflejada, y transformarla en pulsos que envía a la unidad central. Cada antena es caracterizada por su frecuencia y por la duración del pulso emitido. Las señales radiadas por una antena presentan un espectro de amplitudes centrado en una frecuencia determinada. A esta frecuencia se le llama frecuencia central de la antena. La duración de esta señal radiada es un parámetro que determina la resolución de la antena.



Figura 10. Antena SubECHO de 40 MHz

Se distinguen entre antenas apantalladas y no apantalladas, también llamadas blindadas o no blindadas (Conyers-Lawrence, 2004, Vol.1).

- Las antenas apantalladas o blindadas (*shielded*) son direccionales y están blindadas en toda su superficie excepto en aquella por la que se produce la emisión y recepción de la señal. Las señales que alcanzan las superficies blindadas de la antena se atenúan fuertemente y no se registran en el radargramas. Esto mejora la relación señal/ruido al eliminar los elementos procedentes del exterior que pueden producir reflexiones. Estas antenas se

utilizan para la obtención de registros de alta resolución y su uso queda limitado a zonas urbanas, cerradas o semicerradas donde la existencia de coches, líneas eléctricas o cualquier elemento urbano pueda producir reflexiones no deseadas.

- Las antenas no apantalladas o no blindadas (*unshielded*) son de baja frecuencia y se utilizan para la obtención de una mayor profundidad de penetración. Las ondas electromagnéticas que emiten estas antenas pueden reflejarse en los objetos de la superficie, por ello recorrer a este tipo de antenas para el estudio de la geometría de fallas en zonas urbanas puede ocasionar desventajas, debidas a las influencias y a los ruidos que generan los vehículos, el cableado, los árboles y las casas.

Por ende se aconseja, en los estudios sobre la geometría de las estructuras presentes en área urbanas, el uso de antenas blindadas, las cuales tiene la ventaja de proteger de la reflexiones no deseadas producidas por los elementos urbanos y de permitir, así, un análisis más confiable de los radargramas obtenidos.

- Las antenas pueden operar en tres maneras: i. Disposición monoestática; ii. Disposición biestática; y iii. Disposición cross-polar

- i. Con la disposición monoestática el transmisor (Tx) y el receptor (Rx) están en una única estructura, permitiendo conseguir informaciones sobre toda el área y determinar la profundidad de los blancos.
- ii. Con la disposición biestática, el transmisor y el receptor están separados a una cierta distancia el uno del otro. La ventaja consiste en una respuesta más detallada en las áreas más profundas, mientras que la desventaja es dada por la ausencia de respuesta en una porción de terreno en función de la distancia reciproca de las dos componentes.
- iii. Con la disposición *cross-polar*, transmisor y receptor son perpendiculares entre ellos. Esta disposición es útil en el reconocimiento de blancos inclinados oblicuos con respecto a la dirección de arrastre de las antenas.

II.4 MÉTODOS DE LEVANTAMIENTO

Primeramente se deben hacer las siguientes consideraciones como estrategia de partida antes de comenzar una exploración (Gómez-López R., 2008):

1. Obtener tanta información como sea posible acerca de las propiedades electromagnéticas del subsuelo. Si estas no pueden determinarse por medidas directas lo cual puede ser complicado, se puede aproximar a partir de las características geológicas del terreno. La tabla 1 muestra, para una gama de frecuencias entre 10-1000 MHz, los valores aproximados de los parámetros constitutivos de algunos materiales típicos. En lo que concierne a este trabajo se utilizó un valor de constante dieléctrica igual a 10 (arcillas limosas con arenas, en condiciones secas).

Material	Constante dieléctrica $\epsilon_r = \epsilon / \epsilon_0$	Conductividad (S/m) σ	Velocidad (m/ns)	Atemiación (dB/m) α
Aire	1	0	0.3	0
Agua destilada	80	0.01	0.033	0.002
Agua natural	80	0.5	0.033	0.1
Agua del mar	80	30,000	0.01	1,000
Arena seca	3-5	0.01	0.15	0.01
Arenamojada	20-30	0.1-1.0	0.06	0.03-0.3
Tierra caliza	4-8	0.5-2	0.12	0.4-1
Pizarra	5-15	1-100	0.09	1-100
Cieno	5-30	1-100	0.07	1-100
Arcilla	4-40	2-1,000	0.06	1-300
Granito	4-6	0.01-1	0.13	0.01-1
Sal (seca)	5-6	0.01-1	0.13	0.01-1
Hielo	3-4	0.01	0.16	0.01

Tabla 1. Valores aproximados de los parámetros constitutivos de algunos materiales típicos.

2. Estimar la profundidad a la que se espera encontrar los blancos y sus dimensiones aproximadas con objeto de seleccionar la frecuencia de operación, y por tanto las antenas mas apropiadas para la exploración.
3. Decidir si es físicamente posible o no, usar la antena seleccionada en el lugar a explorar ya que pérdidas, interferencias, obstáculos e incluso transportabilidad, etc. pueden imposibilitar su utilización.

Con las antenas monoestáticas se pueden realizar tres formas de adquisición de datos: adquisición de datos mediante perfiles, adquisiciones puntuales, y adquisición de datos por sondeos.

El primer método de levantamiento se ha aplicado en este trabajo de tesis:

Para efectuar un perfil se desplaza la antena monoestática a lo largo de una línea, que debe ser perpendicular al trazo de las estructuras que se quieren sondear, o sea, en este caso en particular, a la de las fallas superficiales. Al realizar el levantamiento, se le puede acoplar al sistema un GPS de forma que se realiza a la vez el trabajo georeferenciado (Conyers-Lawrence, 2004, vol.3).

Durante el desplazamiento se emite un elevado número de pulsos por segundo. Se pueden emitir desde 1 hasta 100 pulsos por segundo. Esto permite que la adquisición de datos, aunque sea en realidad puntual, se pueda considerar continua por la cantidad de trazas que se tienen en todo el perfil, dependiendo siempre de la velocidad de desplazamiento de la antena. Este desplazamiento debe realizarse a una velocidad lo más constante posible, siendo conveniente utilizar un odómetro durante la adquisición de datos (Gutiérrez, 2004).

En general las unidades de memoria de los georadares pueden almacenar una enorme cantidad de datos obtenidos en un conjunto de medidas. Esta información normalmente incluye la fecha del trabajo de campo, la frecuencia de antena, lugar donde se realizaron las medidas y cualquier información que se considere necesaria. Además, es posible conforme los datos son tomados, realizar un primer análisis e interpretación de los mismos en el propio terreno o bien unas pocas horas después en el laboratorio.

Los equipos modernos son notablemente pequeños y fáciles de transportar a zonas de difícil acceso al menos para frecuencias mayores de los 250 MHz. Los obstáculos encontrados al mover el radar (árboles, postes de la luz, piedras etc.) a lo largo de una o varias líneas de medida, deben quedar registrados correctamente en su posición ya que pueden afectar la señal del georadar por lo que habrá que documentarlos para que a la hora de visualizar los datos, si se observa alguna anomalía que pueda estar asociada a estos obstáculos, pueda ser identificada como *clutter* y de esta manera no confundirla con algún posible cambio litológico.

Raíces, objetos metálicos, cambios de pavimentación, etc. deben de ser anotados para que una vez en el laboratorio puedan descartarse las reflexiones que puedan aparecer cerca de ellos. Si conociésemos la presencia de tuberías, túneles o cables eléctricos también deberemos marcar su posición sobre el terreno de manera que siempre los tengamos localizados.

II.4.1 Dispersión y atenuación de las señales en el subsuelo

Un factor que afecta a la profundidad de penetración y a la amplitud de la señal reflejada es la atenuación de las señales. Esto ocurre porque en todos los terrenos las señales que se propagan por ellos pierden energía por efecto Joule o polarización. Además, la velocidad de propagación es en general función de la frecuencia de forma que las diferentes componentes espectrales del pulso se propagan a distinta velocidad y por tanto se deforma el pulso, esto es existe dispersión. Cuando una señal original es reflejada hacia la superficie ésta volverá a sufrir atenuación y dispersión hasta llegar a la antena receptora. Como resultado las señales del georadar siempre son progresivamente debilitadas y deformadas a medida que se propagan por el terreno. Esto hace que, independientemente del contraste electromagnético de las interfases, las reflexiones sean cada vez más débiles. La distancia máxima efectiva a la que el Georadar es capaz de profundizar, depende de las componentes en frecuencia de los pulsos radiados por la antena emisora, y de las propiedades físicas del subsuelo a través del cual se propagan. }

Las antenas de baja frecuencia generan longitudes de onda que pueden penetrar más allá de 50 metros bajo ciertas condiciones, pero que sólo son capaces de mostrar grandes estructuras (Gómez-López, 2008).

II.5 TÉCNICAS DE PROCESAMIENTO

Radargramas

El resultado de una prospección empleando el GPR, es decir el registro de reflexiones que describe el comportamiento de los pulsos electromagnéticos en el medio, se presenta a través de un perfil bidimensional que se denomina “radargrama”, el cual en el eje de las abscisas presenta el desplazamiento de las antenas, mientras que en el eje de las ordenadas muestra el tiempo doble de viaje de la señal (fig. 11).

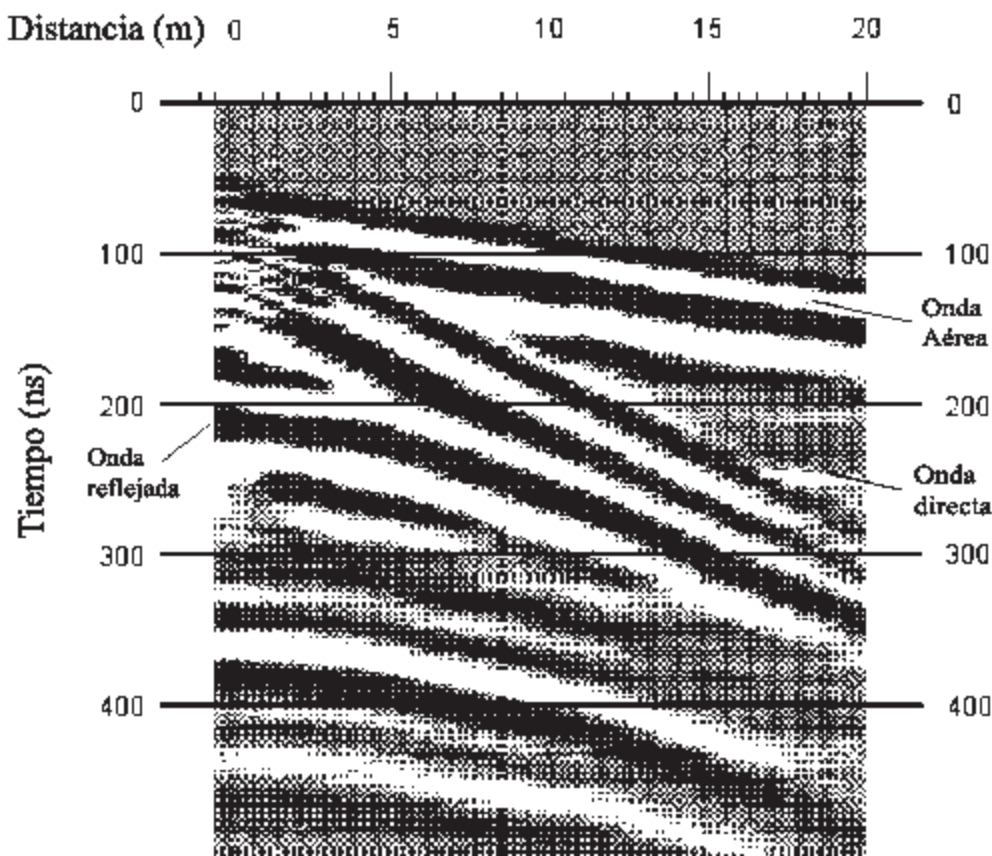


Figura 11. Ejemplo de un radargrama (Dourado *et al.*, 2001)

La interpretación de las medidas realizadas durante una exploración distan mucho de ser fácilmente interpretables, debido a la existencia de múltiples parámetros que afectan y perturban la señal recibida, por ejemplo, ruido e interferencias, atenuaciones, efectos de reflexiones múltiples, etc. De hecho esta es una dificultad con la que se encuentra el usuario de un georadar y como consecuencia, para obtener información del subsuelo lo más fácilmente interpretable posible sin perder fiabilidad, se hace necesario procesar la enorme cantidad de datos recopilados por el

radar a lo largo de las distintas líneas de medida que conforman la red en que se divide la superficie explorada. El procesamiento de los datos puede llegar a ser bastante complicado debido a la gran cantidad de parámetros que deben de ser ajustados para obtener unos resultados satisfactorios. Por ello la aplicación de cualquier algoritmo para procesar las señales debe hacerse siempre teniendo en mente un modelo físico del problema, y siendo muy cuidadosos para no perder información o, lo que puede ser aun peor, obtener información irreal (Conyers-Lawrence, 2004, vol.2).

El procesamiento puede incluir el uso de filtros de señal de alta y baja frecuencia, el reforzamiento de la ganancia de la señal para compensar la disminución de la amplitud de la onda por pérdidas a medida que se propaga, así como el uso de algoritmos de migración para colapsar a su vértice.

En lo que concierne a este trabajo, se ha utilizado el software *Radan 6.5 for Windows* para la edición y procesamiento de los radargramas y el software *Rad2bmp MFC Application* para la conversión de archivo *dzt* a *bmp*.

II.6 APLICACIÓN DEL GPR EN EL ESTUDIO DE LOS FALLAMIENTOS

El Radar de Penetración Terrestre (GPR) es una importante herramienta en el estudio de la geometría de fallas activas. Estas se caracterizan por estructuras someras muy complicadas que varían según los esfuerzos imperantes y la litología del subsuelo afectado; consiguientemente un levantamiento detallado en los primeros 20-30 metros de subsuelo es de grande ayuda en la definición de los mecanismos de tales fallamientos.

El objetivo de esta rama de la geofísica es la exploración de la capa superficial del subsuelo donde la actividad antropogénica puede alterar las condiciones naturales del subsuelo, y donde las condiciones geológicas afectan a la actividad antropogénica.

Uno de los objetivos particulares de la exploración con GPR es la de localizar escenarios geológicos potencialmente riesgosos para las actividades humanas tales como cavernas en el subsuelo, fallas geológicas activas (Demanet et al. 2001, Miyata et al., 2006) fallas asociadas a subsidencia kárstica, como las dolinas (*sink holes*) en la Pianura Padana, Italia (Del Greco et al., 2000; Nisio, 2003), Hamburg y Luneburg en Alemania (Buurman, 2006) y en Texas, entre otras. Además el GPR representa una herramienta útil en la exploración arqueológica ya que evita dañar vestigios y estructuras.

En México, recientemente, se ha utilizado el GPR en el estudio de los procesos de subsidencia-*creep*-falla, para caracterizar la franja de afectación y de la geometría de las fallas involucradas en este tipo de fenómenos, como en el caso de Querétaro (Carreón-Freyre, 2006) y Morelia (Álvarez-Bejar et al, 2002; Avila-Olivera y Garduño-Monroy 2003, 2004, 2006a y 2008).

CAPÍTULO III – ANTECEDENTES

III.1 SUBSIDENCIA

La subsidencia terrestre es un fenómeno que implica el asentamiento de la superficie del terreno en un área extensa debido a varios factores, que pueden ser naturales o causados por el impacto de una gran variedad de actividades humanas (Corapcioglu, 1984).

La Enciclopedia Británica precisa que la subsidencia es “el hundimiento de la superficie de la Tierra en respuesta a causas geológicas o inducidas por el hombre”. El glosario de Geología publicado por el *American Geological Institute* la describe como:

“ (a) Un movimiento de masa local que implica principalmente el asentamiento o hundimiento gradualmente descendente de la superficie sólida de la Tierra, con pequeña o inexistente componente horizontal y que no ocurre a lo largo de una superficie libre... El movimiento no es restringido en velocidad, magnitud, o área implicada. La subsidencia puede deberse a procesos geológicos naturales... o actividades del hombre, tales como el traslado de sólidos, líquidos o gases bajo la superficie y el humedecimiento de algunos tipos de depósitos porosos o sueltos poco húmedos.

(b) Un hundimiento de una gran parte de la corteza terrestre... debido a movimientos tectónicos”.

Poland, *et al.* (1984) definieron la subsidencia de la siguiente forma:

“el hundimiento o asentamiento de la superficie terrestre, que pueden ser debidos a alguno de varios procesos. El término, como es usado normalmente, se refiere a los movimientos verticales descendentes de las superficies naturales, aunque pueden presentarse componentes horizontales de pequeña escala. No se incluye a los desprendimientos de tierra, que conllevan desplazamientos horizontales de gran magnitud, ni a los asientos de rellenos artificiales”.

La subsidencia puede ser natural o antropogénica, siendo ambos fenómenos irreversibles, pero con diferentes ordenes de magnitud.

III.1.1 SUBSIDENCIA NATURAL

Es un fenómeno de escala regional, con velocidades de 0.7 a 2 mm/año, inevitable, irreversible y difícilmente cuantificable (Termolini, 2007).

Existen muchos tipos de subsidencia natural, los cuales se mencionan a continuación:

1. Subsistencia tectónica y por eustatismo, cómo el ocurrido en Chile (Weishcet,1963), en el litoral Emiliano, Italia (Preti, 1999) y en Montana (Myers y Hamilton, 1964)
2. Subsistencia isostática o por deshielo del *permafrost*, o sea la capa de hielo congelada en los niveles superficiales de las regiones frías o periglaciales, como por ejemplo las tundras de Canadá, Alaska y norte de Europa.
3. Subsistencia por compactación natural de los sedimentos finos como la que se presenta en la Llanura Padana (Pieri & Groppi, 1981) o en muchas regiones de los Estados Unidos desde los 50's (Kyle, 1951)
4. Subsistencia kársticas por colapso de cavidades subterráneas que origina los *sinkholes* (sumideros, cenotes) como en Yucatán (Perry et al., 1995), Italia (Capelli, 2002; Del Greco, 2000), en Florida (Sinclair, 1982; Newton, 1986), y Alabama (Newton, 1984) entre otros.

III.1.2 SUBSIDENCIA ANTROPOGÉNICA

Es un fenómeno caracterizado por velocidades de 30-70 mm/año. A diferencia de la subsidencia natural, la subsidencia antropogénica es previsible y evitable y se puede clasificar como a continuación se describe (Rodriguez-Castillo, 2006):

1. Subsistencia debida a la consolidación de un sistema acuífero, observable en muchas ciudades de México asentadas en depresiones fluvio-lacustres (Carrillo, 1948; Figueroa -Vega, 1984; Aranda-Gómez, 1985; Oliver, 1985; Trujillo-Candelaria, 1985, 1991; Martínez-Reyes y Nieto Samaniego, 1990; Trejo-Moedano y Martínez-Baini, 1991; Valencia, 1995; Lermo-Samaniego *et al.*, 1996; Álvarez-Manilla y Pérez-Rea, 1996; Álvarez-Manilla, 1999, Garduño-Monroy *et al.*,1998, 1999,2001; Cabral-Cano *et al.*, 2002 y 2003; Ávila-Olivera *et al.*, 2003, 2004, 2009), Italia (Ferretti *et al.*, 2000; Canuti *et al.*, 2006; Baldi et al., 2008), España (Mulas, 2003), China y Japón (Luxiang y Manfrang, 1984; Yamamoto, 1984a), Tailandia (Yamamoto, 1984b) y en California, en el valle de San Joaquín (Poland y Lofgren, 1984) y Santa Clara (Poland, 1984), por mencionar algunos.
2. Subsistencia por extracción de agua caliente y vapor de subsuelo, para la generación de energía geotérmica, como se verificó en Baja California, México y en Nueva Zelanda.
3. Subsistencia por extracción de hidrocarburos. Algunos ejemplos en California y Texas (Mayuga y Allen, 1969) y en Australia.
4. Subsistencia por drenaje de suelos orgánicos como es muy común en Holanda (Schothorst, 1977; Niuewenhuis y Schokking, 1997), en Estados Unidos (Weir, 1950; Stephens y Jonson, 1951), en Japón y en Malasia.
5. Subsistencia por extracción de minerales en la minería subterránea como pasó en una mina de sal en New York.

Prokopovich (1979) clasifica la subsidencia natural en un sentido puramente genético, según dos grupos de factores: exogénicos y endogénicos. (tabla 2).

SUBSIDENCIA TERRESTRE	EXOGÉNICA	TRASLADO DE SÓLIDOS
		DISMINUCIÓN DE LA RESISTENCIA DEL SUELO
		AUMENTO DE PRESIÓN
		VARIACIONES DE HUMEDAD
	ENDOGÉNICA	PLIEGUES
		FALLAS
		VOLCANISMO
		TECTÓNICA DE PLACAS
		OTROS

Tabla 2. Clasificación genética de la subsidencia terrestre (Vázquez-Carretero 2001).

La subsidencia endogénica se refiere esencialmente a los procesos que se originan en la corteza terrestre, tales como pliegues, fallas, volcanismo o deriva continental. La exogénica, a los que se desarrollan sobre la superficie terrestre, y consiste en una expresión superficial de la compactación de depósitos profundos debida a causas naturales o inducidas por el hombre. Dependiendo del carácter de la carga, esta forma de subsidencia puede deberse a un aumento de presión total o efectiva. Un ejemplo de la primera es la relacionada con el descenso de masas de agua no confinadas en el suelo. Del segundo grupo se puede citar la extracción de agua, crudo o gas a partir de sistemas confinados (Vázquez-Carretero, 2001)

Siendo este trabajo focalizado en la subsidencia antropogénica ocasionada por la consolidación de un sistema acuífero, se analizarán en detalle las características de este fenómeno en particular.

III.1.2.1 SUBSIDENCIA POR EXTRACCIÓN DE FLUIDOS

La subsidencia ocasionada por extracción de fluidos (aceites, gases, aguas subterráneas) del subsuelo es el principal fenómeno de subsidencia antrópica. Estos fenómenos son originados por un incontrolable proceso de consolidación de los terrenos implicados.

III.1.2.1.1 TEORÍA DE LA CONSOLIDACIÓN

La deformación de la superficie terrestre en el tiempo es controlada por dos tipos de mecanismos:

- Mecanismos dependientes de variaciones en el subsuelo de las tensiones efectivas junto a procesos de difusión del agua intersticial (*consolidación primaria*)

- Mecanismos que se producen en condiciones de esfuerzos efectivos y presiones neutras constantes, dependientes de las propiedades viscosas de la estructura (*creep*). De este segundo proceso hablaremos más abajo.

Durante la consolidación, la evolución de las deformaciones en el tiempo depende de las propiedades del terreno (permeabilidad y deformabilidad), de las condiciones de esfuerzos y de las posibilidades de drenaje en el medio. Mientras que los fenómenos viscosos se consideran en términos de propiedades constitutivas de un terreno (Termolini, 2007).

Existen dos tipos de presiones implicados en la consolidación de los sistemas acuíferos, al momento de aplicar un esfuerzo externo a un terreno saturado:

1. *PRESIÓN EFECTIVA*: es la presión soportada por el esqueleto sólido a través de los contactos intergranulares y es constituida por

- a. *PRESIÓN GRAVITACIONAL*, ocasionada por el peso efectivo del terreno, que se transmite por medio del contacto entre las partículas del esqueleto sólido.
- b. *PRESIÓN DE FILTRACIÓN*, de tipo dinámico, ocasionada por la *resistencia viscosa* al movimiento del agua y transmitida al esqueleto sólido del terreno.

2. *PRESIÓN DE PORO* o *NEUTRA* (u_n): corresponde al efecto de la presión hidrostática (u_h), o sea de la presión del peso del agua intersticial, que por lo tanto se transmite por medio del mismo fluido intersticial, y de la presión en exceso de la hidrostática (u).

Para analizar los efectos de las presiones antes explicadas en el proceso de consolidación de los acuíferos se acostumbra dos métodos. El método clásico toma en consideración el peso geostático, es decir, el peso total del esqueleto sólido y del agua en el sistema, y las presiones neutras. El segundo método consta en el análisis de la presión gravitacional de los granos, representado por su peso real arriba de la superficie piezométrica y el peso por debajo de la misma, y la presión de filtración vertical existente en el sistema. Éste método es el más recomendable ya que las variaciones de presión efectiva o eficaz son directamente responsables de la compactación de los terrenos y dependen directamente de las variaciones de la superficie piezométrica en los sistemas acuíferos.

La aplicación de una carga sobre un terreno ocasiona un aumento de las presiones de poro. Estas sobrepresiones varían en el interior del volumen del *bulbo tensional*, mientras que afuera el agua conserva el valor de equilibrio inicial. Este gradiente instaura un movimiento de filtración cuya duración depende de la permeabilidad y deformabilidad del terreno.

- En terrenos arenosos o de gravas, muy permeables, el tiempo de disipación de las sobrepresiones neutras es muy breve.
- En terrenos limosos y arcillosos este tiempo es mucho más largo.

La consecuencia de la expulsión del agua de la zona cargada y de la transferencia de presión, es un reacomodo de las partículas del suelo que buscan nuevas posiciones para establecerse y soportar el incremento de presión. Éste proceso provoca una reducción del índice de vacíos y por lo tanto una consolidación del espesor de suelo.

El proceso de consolidación de un terreno tiene dos implicaciones muy importantes:

- Al principio del proceso, el esqueleto sólido y el agua intersticial soportan las tensiones totales inducidas en el terreno; mientras que al finalizar el proceso, la sobrepresión neutra es igual a cero y todas las tensiones totales son eficaces. Consiguientemente la resistencia final, que depende de las tensiones efectivas, es diferente de la inicial; por lo tanto, también la estabilidad está sujeta a una evolución temporal, que puede ser de breve o largo plazo.
- Los asentamientos del terreno dependen de la lenta filtración y por ello no siempre son contemporáneos a la aplicación de la carga.

Los abatimientos de los niveles freáticos pueden ocasionar un incremento de las tensiones efectivas y entonces un proceso de consolidación unidimensional, es decir: Si el abatimiento de la superficie piezométrica provoca un incremento de las presiones eficaces hasta valores superiores a los de *preconsolidación* (σ_p^1 , o sea la máxima tensión de consolidación aplicada al terreno en toda su historia), entonces, el terreno sufre una deformación plástica que favorece la subsidencia. Ésta deformación, así como la filtración del agua, es totalmente vertical (unidimensional), es decir no existen asentamientos en condiciones no drenadas, tampoco el momento de la aplicación de la carga (Terzaghi, 1925).

III.1.2.1.2 PRUEBAS EDOMÉTRICAS

La prueba edométrica o de consolidación, reproduce en laboratorio las condiciones de consolidación unidimensional que se presentan en la naturaleza. La versión más simple de esta prueba consiste en la de incremento de carga, o sea cuando se aplica una secuencia de cargas sobre una muestra confinada lateralmente, de manera que las deformaciones y el flujo del agua sean exclusivamente verticales.

En esta prueba los incrementos de carga vertical se aplican en progresión geométrica, y la fase de descarga consiste en un número de intervalos igual a la mitad de los que se aplican en la fase de carga. Cada aumento de carga se mantiene constante por un determinado intervalo de tiempo, durante el cual, se anota el incremento de los asentamientos en el tiempo. Los resultados se reportan en una gráfica semilogarítmica en donde e representa el índice de vacíos y σ^1 la presión aplicada, y donde a la pendiente de la curva se le llama *coeficiente de compresibilidad* (fig. 12).

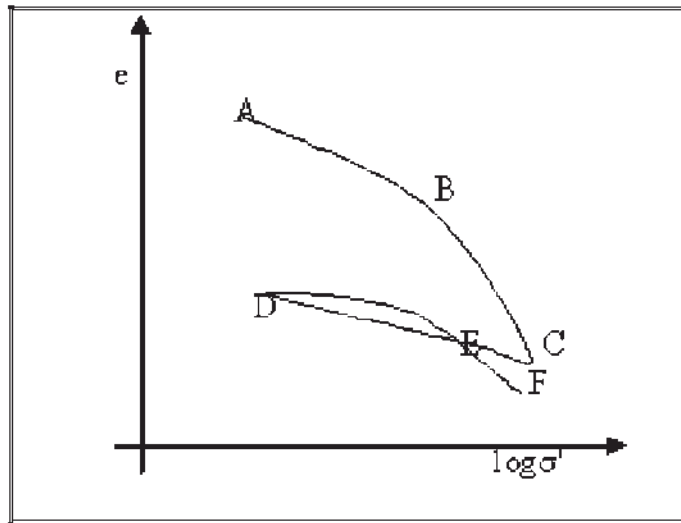


Figura 12. Curva de compresión edométrica en el plano semilogarítmico (Lancellotta, 1987).

- Tramo AB (recompresión): el terreno se comporta de manera elástica no lineal y la compresibilidad es pequeña.
- Tramo BC (compresión): una vez que se alcanza la tensión σ_p^1 la compresibilidad aumenta progresivamente y a lo largo de esta curva las deformaciones son elásticas y plásticas.
- Tramo CD (decompresión o descarga) : se descarga el terreno
- Tramo DE (recompresión): el comportamiento del terreno es elástico hasta la máxima tensión registrada en los ciclos precedentes, que habían producido deformaciones elásticas y plásticas.

III.1.2.1.3 CONSOLIDACIÓN DE UN SISTEMA ACUÍFERO

Meinzer (1925) reconoció que en un acuífero confinado (areniscas de Dakota) se había compactado como consecuencia de una variación del nivel piezométrico. La conclusión fue que la presión ejercitada por las capas de techo del acuífero Dakota, era equilibrada por la presión de fluido (presión de poro) y por el esqueleto sólido de las arenas que constituían al acuífero (esfuerzo intergranular).

Después de haber estudiado en detalle las propiedades de compresibilidad y elasticidad de los acuíferos, concluyó que, con base en pruebas *in situ* y en laboratorio: “ Los acuíferos artesianos son aparentemente más o menos compresibles y elásticos, aunque difieren ampliamente en el grado e importancia relativa de estas propiedades. En general las propiedades de compresibilidad y elasticidad son las que tienen mayor influencia en los acuíferos que presentan baja permeabilidad, recarga lenta y, una alta superficie piezométrica. En muchos acuíferos estas propiedades son evidentemente importantes para el suministro de agua, y no solamente por la reducción permanente de la capacidad de almacenamiento, sino que también por la reducción temporal, la cual se recupera cuando los pozos se apagan o en la época de uso mínimo” (Meinzer, 1928).

Concluyendo, Meinzer reconoció que la extracción de agua en acuíferos confinados era equilibrada por la compresión del esqueleto sólido y por la expansión del agua, y que la capacidad de abastecimiento podía ser permanente o elástica.

Siete años después *Thies* (1935) formuló una ecuación relativa a las condiciones de no equilibrio del flujo hídrico subterráneo, que permite analizar cuantitativamente el fenómeno estudiado por Meinzer. Esta ecuación considera por primera vez los elementos tiempo y coeficiente de almacenamiento (S). En 1940 *Jacob*, estudiando sistemas acuíferos complejos, concluyó que “cuando un flujo es removido, el consiguiente decremento de la presión es equilibrado por la expansión del agua, por la compresión del esqueleto sólido del acuífero y por la deformación de los acuitardos intercalados, los cuales parecen sufrir las máximas deformaciones, aunque su baja permeabilidad ocasione un retraso en las variaciones del estado tensional”.

La solución a muchos problemas de hundimientos se debe a la ecuación primaria unidimensional en arcillas, formulada por Terzaghi en sus estudios sobre la Mecánica de Suelos (Terzaghi, 1925, 1943; Terzaghi y Peck, 1967). Esta teoría, ya brevemente explicada en párrafos anteriores, es utilizada en la definición de la magnitud y de la tasa de asentamiento o consolidación ocasionado por una determinada variación de esfuerzos en las arcillas, y formula que “el fenómeno de consolidación depende del escape gradual del agua intersticial de los depósitos sujetos a incremento de presión, es decir de la transferencia gradual de estas tensiones (presión de poro) a la estructura granular del terreno”. Para formular esta teoría, Terzaghi consideró una serie de hipótesis:

- El terreno está compuesto únicamente por la fase sólida y la fase líquida.
- El terreno presenta un comportamiento elástico y es isótropo.
- El terreno no presenta materia orgánica en su masa, que debe ser homogénea.
- Las capas son horizontales.
- Los esfuerzos totales en el terreno varían únicamente con la profundidad.
- Los hundimientos se deben principalmente a la consolidación de los estratos de baja permeabilidad.
- El flujo de la fase líquida es horizontal en las capas de baja permeabilidad.

Otro factor muy importante en el estudio de la consolidación de los sistemas acuíferos es la permeabilidad de los terrenos: en los acuíferos muy permeables cuando se abate la superficie piezométrica, se presenta un súbito incremento de las tensiones eficaces, mientras que en los acuitardos el fenómeno es gradual, debido a una más lenta disipación de las presiones neutras, ocasionada por una menor permeabilidad vertical. Al finalizar una temporada de sequía o una intensa explotación del acuífero, los niveles hídricos comienzan a subir. Éste fenómeno ocasiona que una parte de la deformación sea recuperada por las capas permeables, cuya respuesta a la variación de los esfuerzos es elástica, mientras que los estratos menos permeables y/o más potentes siguen deformándose durante toda la temporada de recarga y de la disminución de los esfuerzos efectivos.

III.1.2.1.4 CONSOLIDACIÓN PRIMARIA Y SECUNDARIA (CREEP)

Para poder definir los términos de consolidación primaria y consolidación secundaria hay que analizar la gráfica de los asentamientos con respecto al tiempo en la Teoría de Mecánica de Suelos (fig. 13; Terzaghi, 1925).

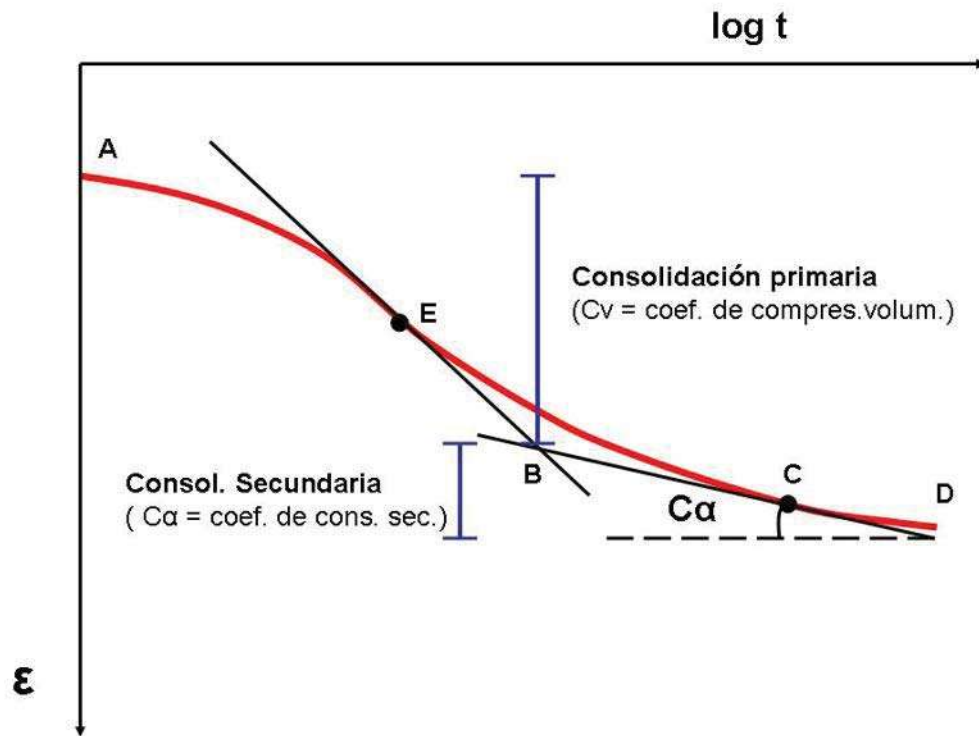


Figura 13. Curva de compresión edométrica de Terzaghi.

En esta figura se observa la variación de la deformación vertical (ϵ = esfuerzo de compresión) de una muestra de terreno que soporta un esfuerzo unidimensional, con respecto al tiempo, expresado en escala logarítmica ($\log t$).

La *consolidación primaria* se define como la reducción de volumen ocasionada por la expulsión de agua de los poros del terreno bajo esfuerzos, fenómeno en el que se transfiere la carga soportada por el agua al esqueleto sólido, que, consiguientemente, reorganiza rápidamente las partículas sólidas. Este tipo de consolidación actúa en un lapso de tiempo más o menos largo en función de la permeabilidad de la capa cargada, de su espesor y del tipo de estrato (abierto, cerrado, semiabierto) y es el responsable de los asentamientos más consistentes. En el gráfico de la figura 13, la consolidación primaria actúa a lo largo del tramo AB y se expresa sintéticamente por medio del *Coficiente de Compresibilidad Volumétrica*, que representa el grado de variación del volumen unitario que se produce a consecuencia de un aumento unitario del esfuerzo efectivo. Este coeficiente es representado en la gráfica por la pendiente de la tangente al punto de máxima pendiente (E) en la curva AB. Su valor

no es constante para un suelo dado, sino que varía con el incremento del esfuerzo efectivo ($\Delta\sigma'$).

La *consolidación secundaria* es ocasionada por el lento movimiento viscoso y residual de las partículas sólidas que se reacomodan, deformándose y compactándose por tiempos mucho más largos con respecto a los de la consolidación primaria. El término *creep* se emplea como sinónimo de consolidación secundaria la cual es una deformación lenta del suelo, continua a través del tiempo, asísmica y que no afecta al basamento rocoso (Garduño-Monroy *et al.*, 1999, 2001). Se quiere utilizar éste término para enfatizar las características de este tipo de deformación, definida por un movimiento de reptación vertical de las partículas del terreno.

Siendo la curva de la consolidación edométrica de Terzaghi puramente teórica la asíntota aparece horizontal. Las curvas experimentales, por el contrario, identifican una asíntota inclinada (tramo BC). Esta diferencia se debe a las deformaciones viscosas del esqueleto sólido, que se observan también con presiones eficaces constantes y entonces también (y no solamente) cuando termina el efecto de la consolidación primaria. La pendiente de la asíntota inclinada en el plano semilogarítmico ε -logt se define como el coeficiente de consolidación secundaria ($C\alpha$).

Por último, la velocidad de la consolidación del suelo se caracteriza por medio del *Coficiente de Consolidación* (C_v) que no es constante durante la consolidación y dependerá de la sobrecarga aplicada y de la permeabilidad del terreno.

El coeficiente de consolidación permite obtener el grado de consolidación, o bien, el asentamiento esperado para un tiempo “t”. Se obtiene directamente del ensayo de consolidación ó edométrico, analizando la deformación de la muestra de suelo para cada incremento de carga.

La consolidación de un terreno en naturaleza no es homogénea en toda el área cargada, más bien es de tipo diferencial, es decir actúa heterogéneamente adentro del área afectada dependiendo de la velocidad de consolidación, de las litologías de los estratos y de los espesores interesados. Estas diferencias en los valores de consolidación pueden ocasionar agrietamientos de los terrenos bajo esfuerzos.

III.2 AGRIETAMIENTOS

Existen muchas teorías sobre los mecanismos de agrietamientos (Juárez-Badillo, 1959, 1962 y 1999; Schumann y Poland, 1969; Eaton et al., 1972; Larson 1984; Sandoval y Bartlett, 1991; Álvarez-Manilla, 1999, 2002; Rojas-González et al., 2002b; Pacheco-Martínez et al. 2003, 2004; Carreón-Freyre y Cerca-Martínez, 2003; Avila-Olivera, 2004; Zermeño, 2005 , Avila-Olivera, 2009), las cuales enumero a continuación:

1. Consolidación diferencial de sedimento fluvio-lacustre.
2. Ruptura de suelos durante sismos.
3. Colapso de suelos completamente saturados.
4. Colapso de cavernas o minas.
5. Hidrocompactación
6. Incremento de la tensión ocasionada por variaciones en la humedad de los terrenos.
7. Reactivación de un fallamiento.
8. Oxidación de suelos orgánicos.
9. Diapirismo

Sin embargo, en este trabajo se hará referencia únicamente a los agrietamientos ocasionados por consolidación diferencial de sedimento fluvio lacustre. En este tipo de consolidación los agrietamientos están correlacionados tanto espacialmente como temporalmente con el abatimiento del nivel piezométrico, lo que indica que la mayoría son inducidos y están relacionados con la extracción de agua del subsuelo (Galloway *et al.*, 1999): cuando la extracción del agua subterránea supera la recarga de un acuífero, se genera un abatimiento del nivel piezométrico lo cual ocasiona, en una cuenca rellenada por sedimentos lacustres y/o fluvio-lacustres de diferentes espesores no consolidados, esfuerzos de tensiones que deforman los sedimentos hasta la ruptura y el agrietamiento de los mismos.

Tales esfuerzos de tensión representan el resultado de la consolidación diferencial, ya que en presencia de variaciones en los espesores de sedimentos, se asiste a una mayor consolidación en correspondencia de los espesores más grandes, y a una menor subsidencia en los espesores más pequeños que se encuentran en la cercanías de los márgenes de la cuenca lacustre (Holzer y Pompeyan, 1981; Pacheco-Martínez y Arzate-Flores, 2002; Pacheco-Martínez et al., 2006; Rojas-González, 2004; Avila-Olivera, 2004, 2009) o que sobreyacen el bloque de techo de una falla normal sinsedimentaria.

Cuando los agrietamientos alcanzan la superficie del terreno, la infiltración de agua de lluvia puede conectar las pequeñas grietas ocasionadas por la subsidencia diferencial. La unión de estas grietas logra formar un canal que capta el drenaje superficial, originando los siguientes problemas:

1. Conexión de agua no potable o contaminada con los acuíferos.

2. Control del escurrimiento que puede ocasionar inundaciones u otros peligros.
3. Conversión de los agrietamientos en una falla superficial, en el momento en que las grietas se junten a lo largo de trazas definidas y se presente un desplazamiento relativo de los sedimentos que se encuentran a un lado de esta alineación con respecto al otro.

III.3 FALLAS

Con el término genérico de *Falla* se indica la fractura o un área de fracturación entre dos bloques de roca o sedimentos, en donde se verifique o se haya verificado un desplazamiento relativo de un bloque con respecto al otro. El movimiento puede ser rápido y rígido o lento y viscoso (*creep*). Este desplazamiento ocurre a lo largo de un plano, llamado *plano de falla* (AB_{xy} en la fig 14), que separa dos bloques llamados *techo* y *piso* en función de su posición con respecto al mismo plano. Se define como *salto vertical* o *desnivel topográfico* el desplazamiento vertical de un bloque con respecto al otro (desnivel entre A e y), o sea el desnivel del espejo de falla. El *salto real* o *salto de falla* corresponde a la medida del desnivel entre segmentos de una misma capa.

En función de la dirección de los desplazamientos relativos que ocurren en el plano de falla, la falla puede ser *normal* (el bloque de techo baja con respecto al bloque de piso) o *inversa* (el techo sube con respecto al piso), como respuesta a esfuerzos respectivamente de tensión o de compresión. Si el desplazamiento es paralelo a la dirección de la falla a esta se le llama *falla lateral*.

En este trabajo se hablará de fallas geológicas para definir las fallas sísmicas presentes en el basamento rocoso y de fallas superficiales para especificar a las que son originadas por la subsidencia diferencial de los sedimentos sobreyacentes a la roca madre, aunque en caso de sismos las fallas superficiales podrían aumentar su expresión morfológica debido a un súbito reacomodo de la partículas.

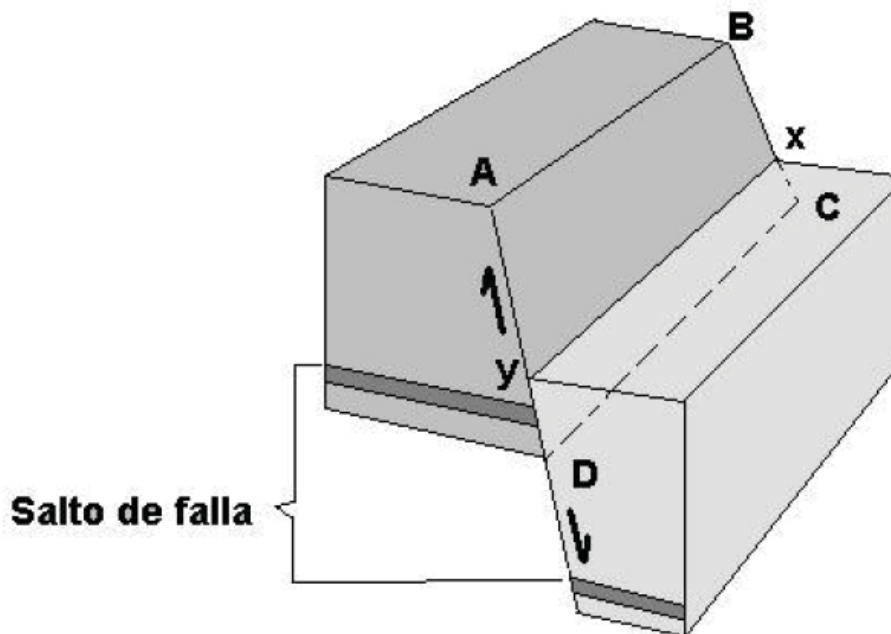


Figura 14. Características geométricas de una falla normal.

III.3.1 FALLAS GEOLÓGICAS SINSEDIMENTARIAS

La falla geológica es una discontinuidad de la roca originada por esfuerzos superiores a la resistencia de la roca misma. Estos esfuerzos, ocasionados por sismos, hacen que un bloque de roca adyacente a la discontinuidad se desplace, vertical o horizontalmente, con respecto al otro bloque. Cuando no existe algún movimiento, dichas discontinuidades se definen con los términos de fractura, fisura, junta o grieta.

Se habla de falla sinsedimentaria cuando la deposición de los sedimentos sobreyacentes a la roca fallada es contemporánea al desplazamiento de los bloques de falla, originando espesores menores de sedimentos arriba del bloque de piso, y espesores mayores por encima del bloque de techo, este último bloque se desplaza hacia abajo si la falla es normal. Estas fallas reflejan una actividad sísmica repetida, así que entre la ocurrencia de dos o más sismos, se lleva a cabo la litificación diferencial de los depósitos sedimentarios sobreyacentes a los dos bloques de falla (fig. 15).

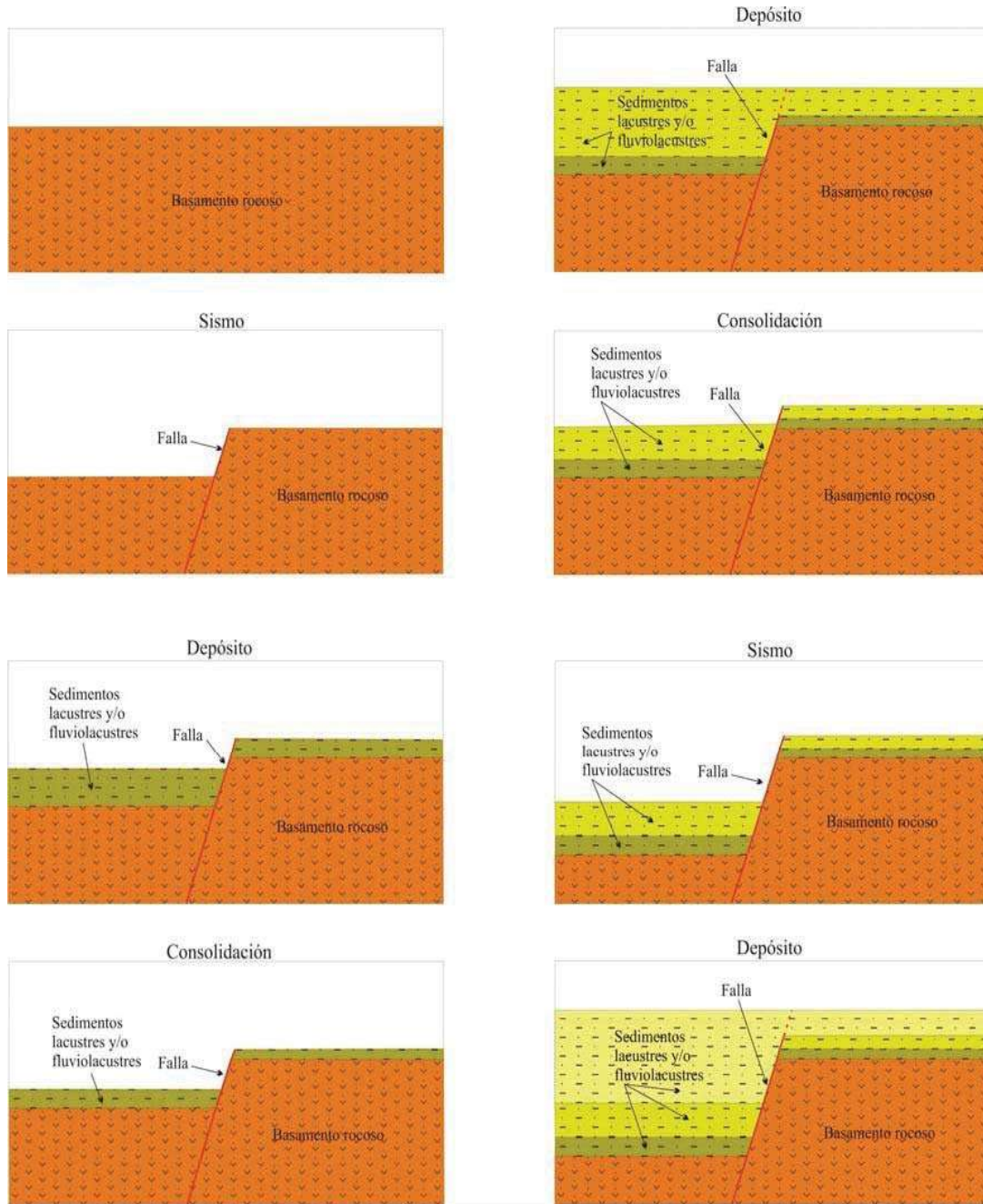


Figura 15. Modelo conceptual de la formación y desarrollo de una falla sinsedimentaria (Avila-Olivera, 2009).

III.3.2 FALLAS SUPERFICIALES

Los principales ejemplos de fallas superficiales están relacionados a la subsidencia diferencial de sedimentos fluviales y/o fluvio-lacustres, que sobreyacen a un basamento anteriormente fallado (Holzer, 1976, 1981; Bell, 1981a, Garduño-Monroy *et al.*, 1999, 2001; Burbey 2002; Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2003; Guerrieri *et al.*, 2004; Pacheco-Martínez *et al.*, 2006a). Estudios geofísicos indican que la mayoría de los fallamientos superficiales ocurren sobre crestas o escalones del basamento rocoso (Peterson, 1962; Holzer 1987, 1981; Ibáñez-Garduño, 1998; Ibáñez-Garduño *et al.*, 2002a, 2002b; Álvarez-Béjar, 2002; Pacheco-Martínez *et al.*, 2006; Carreón-Freyre, 2002; Ávila-Olivera, 2009).

En una cuenca fluvio-lacustre si la falla que afectó al basamento rocoso es de tipo sinsedimentario, los sedimentos que cubren a la roca madre presentan un cambio abrupto de espesor en correspondencia con la discontinuidad geológica. Esta sedimentación diferencial se refleja en el comportamiento que tienen los sedimentos al momento de compactarse, en el caso en que se presente cualquier tipo de subsidencia, generando dos tendencias:

- Por encima del bloque de techo de la falla geológica normal, el material deformable presenta grandes consolidaciones, que estarán en función del régimen de abatimiento del nivel freático y propiedades mecánicas de los sedimentos fluvio-lacustres. Arriba del bloque de piso la subsidencia es inferior, ya que el material deformable es menor.

Esta subsidencia diferencial crea esfuerzos de tensión que en primer lugar originan agrietamientos, y luego a fallas superficiales normales en la zona donde se presenta la máxima diferencia en el espesor de los sedimentos.

Las fallas superficiales, si se originan en áreas urbanas, pueden dañar estructuras rígidas de manera irreversible, como viviendas, hospitales, escuelas, banquetas, carreteras, vías de ferrocarril, líneas de alcantarillado, de agua potable, de gas, y pozos profundos, ocasionando así un riesgo elevado y continuo.

III.4 PROCESOS DE SUBSIDENCIA – CREEP - FALLA (PSCF)

Con el término de *Procesos de Subsidencia-Creep-Falla* (PSCF) (Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2003), se quiere definir la subsidencia diferencial generada por consolidación de un sistema acuífero, en depósitos fluvio lacustres sobreyacentes a un basamento afectado por un sistema de fallas sinsedimentarias, que guían las deformaciones superficiales, las cuales se manifiestan en forma de agrietamientos y fallas. Para hablar de PSCF es necesario que se presenten las siguientes condiciones:

1. Factores naturales pre-existent:

- *Cuenca rellenada por sedimentos lacustres y/o fluvio-lacustres*, o sea por un espesor deformable que responda con su consolidación a los cambios de esfuerzos.
- Presencia de *fallas sinsedimentarias* en el basamento: es una condición muy importante, debido al hecho que estas fallas son las responsables de los diferentes espesores de sedimentos y, consiguientemente, hacen que la subsidencia que se desarrolla sea de tipo diferencial.

2. Factores antrópicos

- *Sobre-explotación* del sistema acuífero, que representa el origen de la consolidación de los sedimentos.

III.4.1 PSCF – ETAPAS

Una vez que las condiciones ya mencionadas se presenten en una determinada zona, los PSCF se desarrollan según las siguientes etapas (fig. 16):

1. **SOBRE-EXPLOTACIÓN Y SUBSIDENCIA DIFERENCIAL:** se habla de sobre-explotación cuando la extracción de agua subterránea supera la recarga del acuífero. Bajo estas condiciones la superficie piezométrica se abate, la presión de poro se reduce, los esfuerzos se transfieren al esqueleto sólido y hace que se reduzca el volumen de vacíos. Una disminución del volumen de vacíos significa consolidación de los sedimentos, que será de tipo diferencial ya que las fallas geológicas sinsedimentarias hacen que los espesores deformables sean diferentes de un lado al otro de la discontinuidad. Bajo el principio de esfuerzo efectivo, la consolidación de un espesor de suelo se desarrolla tan rápido como la presión de poro se disipa.
2. **AGRIETAMIENTOS DE TENSIÓN:** siendo la subsidencia más rápida e intensa en correspondencia de los espesores mayores de sedimentos, se generan esfuerzos de tensión sobre los sedimentos sobreyacentes a la falla geológica, o sea en los puntos donde se presenta el cambio abrupto de espesor sedimentario.
3. **FALLAMIENTO SUPERFICIAL:** el labio de la grieta con más consolidación empieza a hundirse, generando un escarpe de falla entre ambos bloques del agrietamiento. Sucediendo esto sobre el plano de máximo esfuerzo de tensión (plano de falla), la falla superficial así generada tendrá una geometría semejante a la de la falla geológica en el basamento (Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2004a; Ávila-Olivera, 2009). Además, el espejo de la falla superficial será más o menos inclinada dependiendo de cuanto abrupto sea el salto de la falla sinsedimentaria y de las características físicas de los materiales que afecta.

Después de que la extracción del agua subterránea decrece, la superficie piezométrica se estabiliza pero la subsidencia puede continuar, ya que aunque una vez terminada la consolidación primaria en la compactación de los sedimentos, empieza la consolidación secundaria que por mucho más tiempo sigue actuando sobre las partículas sólidas involucradas, las cuales, deformándose y aplastándose, hacen que el espesor deformable se continúe hundiendo (Salomoni, 2004).

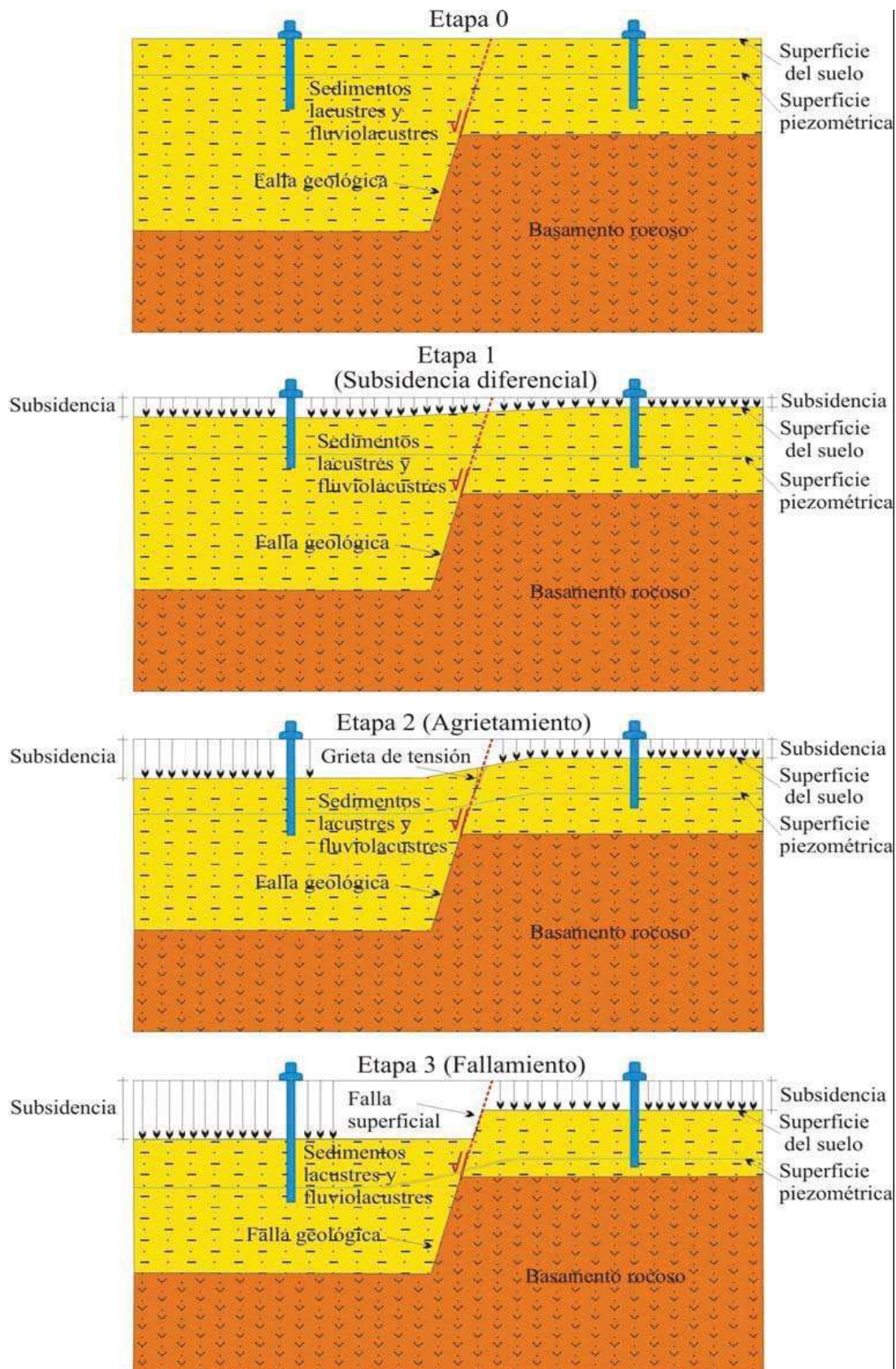


Figura 16. Etapas de los procesos de Subsistencia-Creep-Falla (Avila-Olivera 2009).

III.4.2 EJEMPLOS DE PSCF EN EL MUNDO

Los Procesos de Subsistencia-*Creep*-Falla ocasionados por sobre-extracción de agua de subsuelo son un problema muy grande que está afectando a muchas ciudades asentadas en depresiones fluvio-lacustres de todo el mundo (Garduño-Monroy *et al.*, 1998, 1999 y 2001; Avila-Olivera, 2006b, 2007b, 2007c y 2009).

Fuller en 1908 fue el primero que relacionó los hundimientos del terreno con la extracción de agua (Poland, 1984). El primero en tratar de explicar científicamente el fenómeno fue Terzaghi (1925) quien propone una ecuación de consolidación unidimensional. Dicho trabajo fue retomado por Meinzer (1928) quien reconoció que la extracción de agua del almacenamiento de un acuífero se debe a la compresión del mismo y que la disminución del almacenamiento puede ser permanente (inelástica) o recuperable (elástica). Las primeras observaciones son realizadas por Rappley y Tibbets en 1933 (citados en Poland en 1984) en el Valle de Santa Clara en California.

Desde los 30's este problema empezó a ser muy común en muchas ciudades, conforme al crecimiento de la urbanización y al aumento de demanda de agua de subsuelo para fines humanos (industriales, agrícolas y públicos). En el valle de San Joaquín, California, T. Althouse asoció la extracción de agua con los hundimientos en el 1935 (Evans, 1986) mientras que en el área de Houston, Texas, en los mismos años el abatimiento del nivel piezométrico generó alrededor de 86 fallas con tasas de hundimiento de 2.5 cm/año, las cuales desplazaron la superficie dañando a edificios y carreteras del área metropolitana (Kreitler, 1977; Holzer y Gabrysch, 1987). En los 70's, para recuperar el nivel piezométrico, se disminuyó la extracción de agua subterránea con resultados positivos en las tasas de hundimiento, que se detuvieron o se volvieron más lentas en la mayor parte del área de Houston.

En Texas City, en la parte sur del Condado de Galveston, la subsidencia empezó en los años 30 y en 1943, se había medido un descenso de más de 49 cm en el área industrial. La America Oil Company atribuyó este fenómeno de subsidencia a la extracción de agua del subsuelo y registró tasas de hundimientos de 6.5 cm/año en 1953 hasta 10.2 cm/año en 1952 (Vázquez-Carretero, 2001).

Los PSCF han sido muy estudiados en China ya que estos afectan a más de 50 ciudades del país, en particular en la región del Delta del Río Yangtze, en la planicie norte de China y en el graben del río Fen-Wei, donde existe una rápida urbanización (Yin, 2006): En la ciudad de Suzhou, situada en el tramo inferior del Río Yangtze, al sudeste de la provincia de Jiangsu, donde se ha realizado un modelo numérico tridimensional en diferencias finitas que representa el sistema acuífero multicapa, con lo que se estudió el efecto de la extracción de agua subterránea en la subsidencia. El análisis de la distribución espacial de descenso del nivel piezométrico y de subsidencia, muestra que el área de extracción máxima no coincide necesariamente con la de máxima subsidencia, debido a la existencia de la capa de lodos blandos. En este estudio se concluyó que una mera redistribución de los caudales de bombeo, en

función de las propiedades espaciales de la capa gruesa de lodos, podría reducir drásticamente los problemas de subsidencia (Chen *et al.*, 2002; Chongxi, 2003).

Ejemplos parecidos se observan en Changping, localizada al noreste de la ciudad de Beijing, donde los estudios por medio de GPS e INSAR dieron como resultados tasas de hundimientos de 5-20 mm/año (Zhang *et al.*, 2009) y en la planicie de Hanzhou-Jiaxing en la provincia de Zhejiang, localizada entre los ríos Yangtze y Oiantang: con base en los registros históricos de la extracción de agua y los hundimientos del terreno entre el 1964 y el 2000, se concluyó que la subsidencia era el resultado del continuo aumento de la extracción del agua subterránea desde los acuíferos confinados profundos, y que la evolución de los hundimientos superficiales podían ser caracterizados por un modelo multicapas. Estos modelos permitieron establecer algunas relaciones empíricas entre la velocidad de la subsidencia y la extracción anual del agua (Changjiang L *et al.*, 2006).

En Europa la subsidencia y el fallamiento superficial asociado a la sobre-explotación de los acuíferos ha sido muy común en Italia desde los 60's, cuando la rápida industrialización y la creciente demanda de agua para usos industriales, agrícolas y civiles empezó a justificar la excesiva extracción de agua del subsuelo. En las ciudades donde las características litológicas del terreno favorecen la consolidación del esqueleto sólido y en donde a la subsidencia natural se sumó la subsidencia antropogénica, los daños se hicieron muy intensos, sobre todo en la llanura de río Po donde los hundimientos superficiales medidos han sido del orden de 10 mm/año en Milán (1950-1972) y de 28 mm/año en Modena (1950-1979), registrándose un manifiesto descenso en los años posteriores (4 y 3 mm/año, respectivamente; Cibir y Severi, 2003). Actualmente se registran subsidencias también en las provincias de Bologna, Modena, Reggio Emilia y Parma, donde el abatimiento de la superficie piezométrica de 0.5 m/año está generando hundimientos superficiales del orden de 3-4 mm/año. Procediendo radialmente hacia el norte y hasta los ríos Reno y Savena se registran subsidencias del orden de 50-60 mm/año (Selli *et al.*, 1977; Cibir y Severi, 2003). En otras latitudes de Italia, siguen activas y muy estudiadas las subsidencias en la ciudad de Ravenna (Carbognin *et al.*, 1984; Gambolati *et al.*, 2005 y 2006), de Venecia (Carbognin *et al.*, 1979), en la planicie del río Arno (Canuti *et al.*, 2006) y en algunas ciudades costeras del centro-norte italiano (Ferretti *et al.*, 2000; Cibir *et al.*, Colombo *et al.*, 2003; Canuti *et al.*, 2006; Baldi *et al.*, 2008).

En Murcia, España, en lo 90's se registró una subsidencia de 8 centímetros en 2 años, con daños materiales urbanos de 50 millones de euros (Vázquez-Carretero, 2001; Martínez *et al.*, 2004).

Por último, existen muchos ejemplos de fallamientos superficiales generados por subsidencia en Japón (Yamaguchi, 1969; Yamamoto, 1984) y en Bangkok, Tailandia (Yamamoto, 1984).

III.4.3 EJEMPLOS DE PSCF EN MÉXICO

En México el Ing. Roberto Gayol (1925) reporta el fenómeno de subsidencia al observar una serie de deformaciones que afectaban al sistema de drenaje de la Ciudad de México. Se tuvo que esperar veinte años para que Nabor Carrillo (1948) estableciera las primeras relaciones entre la subsidencia y la extracción de agua del subsuelo del gran paquete arcilloso lacustre de la Cuenca de México. Desde entonces muchos autores se dedicaron en al estudio de la subsidencia en la Ciudad de México (Carrillo, 1948 y 1969; Zeeavert 1953; Marsal y Mazari, 1959; Cruickshank, 1979; Figueroa-Vega, 1984 y 1989; Lugo-Hubp *et al.*, 1991; García-Hernández y Carriello-Rivera, 1997; Lesser-Illades y Cortés-Pérez, 1998; Ortega-Guerrero *et al.*, 1999; Silva-Mora, 2002; Aguilar-Pérez, 2006; Cabral-Cano y Díaz-Molina, 2006).

A partir de la década de los años setenta, el problema del fracturamiento de suelos recibió atención especial por parte de la Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos (Carreón-Freyre *et al.*, 2002). Desde entonces muchos autores empezaron a estudiar los fenómenos de fracturamiento de los sedimentos lacustres y su origen antrópico, sobre todo desde los principios de los 80's cuando los hundimientos diferenciales empezaron a afectar algunas de las principales ciudades del centro y norte de la República Mexicana, que tenían el factor común de localizarse en antiguas depresiones lacustres y/o fluviolacustres y de presentar una intensa urbanización con incrementos sustanciosos en la explotación del agua de subsuelo.

Algunos autores comenzaron a observar que los hundimientos diferenciales afectaban a las construcciones a lo largo de agrietamientos y fallas superficiales que tienen la misma dirección de las fallas regionales de cada caso en particular. Se concluyó entonces que “los fallamientos geológicos del basamento rocoso que subyacen a las secuencias lacustres controlan la ubicación de los fracturamientos y de las fallas superficiales retomando planos de debilidad preexistentes” (Carreón-Freyre *et al.*, 2002), como es el caso de Morelia (Garduño Monroy *et al.*, 1999 y 2001; Ávila-Olivera *et al.*, 2006,2007 y 2009), Celaya (Trujillo-Candelaria, 1985, 1991; Rincón-Juárez, 2003; Ávila-Olivera, 2009; Díaz-Salmerón, 2010) y Querétaro (Álvarez-Manilla, 1996, 1999 y 2002; Aguirre-Díaz *et al.*, 2000; Rojas González *et al.*, 2002 a y b; Carreón-Freyre *et al.*, 2002) (fig. 17).

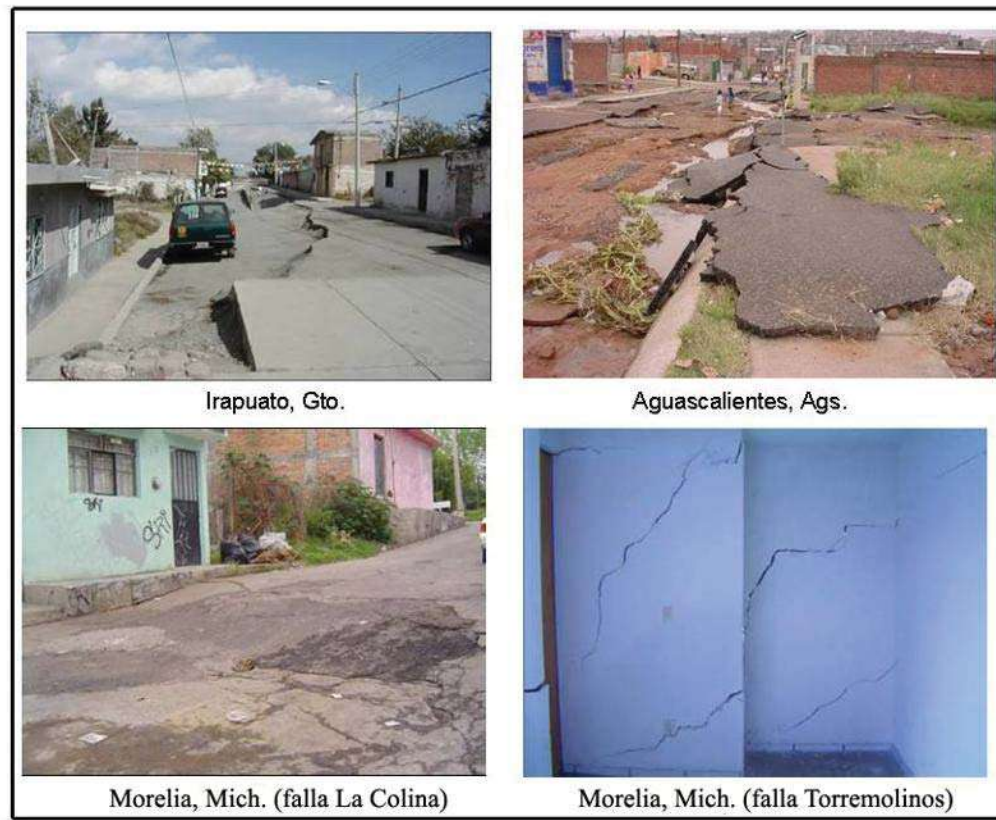


Figura 17. Daños ocasionados por las fallas superficiales en algunas ciudades de México.

Hasta la fecha las ciudades afectadas por los PSCF en México son: Celaya, Morelia, Querétaro, San Luis Potosí, Aguascalientes, Guadalajara, Salamanca, Abasolo, León e Irapuato (Juarez Badillo, 1962; Juárez Badillo y Figueroa Vega, 1984; Poland, 1984; Aranda-Gómez y Aranda-Gómez, 1985; Oliver, 1985; Trujillo-Candelaria, 1985, 1991; Martínez-Reyes y Nieto Samaniego, 1990; Orozco y Figueroa, 1991; Trejo-Moedano y Martínez-Baini, 1991; Valencia, 1995; Lermo-Samaniego *et al.*, 1996; Álvarez-Manilla, 1999 y 2002; Rincón-Juárez, 2003; Garduño-Monroy *et al.*, 1998, 1999 y 2001; Farina *et al.*, 2007; Ávila-Olivera, 2006, 2007 y 2009).

III.4.4 PSCF EN CELAYA

La ciudad de Celaya es una de las zonas urbanas del centro de México que más ha sido impactada por los PSCF, ya que actualmente se encuentra afectada por un sistema de 6 fallas normales de dirección NNW-SSE, las cuales ya han dañado a más de 400 construcciones (casas, comercios y escuelas entre otras) además de provocar rupturas en redes de drenaje y agua potable (fig. 18).

Estas fallas tienen todas las características comunes de originarse por hundimientos diferenciales del terreno, que se consolida en respuesta a la intensa extracción de agua de subsuelo por medio de los pozos profundos (Trujillo-Candelaria, 1991;

Ávila-Olivera, 2004, 2009). Además tienen la misma dirección de las fallas regionales y son fallas superficiales actualmente activas.

Las primeras fallas que se detectaron fueron la Oriente y Poniente, en 1980, aunque el asentamiento del terreno empezó a registrarse desde los finales de la década de los 50's (Trujillo-Candelaria, 1991). A la mitad de la década de los 80's ambas fallas tenían longitudes de 7 y 10 km respectivamente con saltos superficiales de aproximadamente 1 m y tasas de hundimiento de 8-10 cm/año hasta finales de los 90's (Trujillo-Candelaria, 1991 y 1994). En los últimos 10 años las tasas de hundimientos de las fallas Oriente y Poniente han bajado, dejando relativamente estables los desniveles topográficos máximos, que actualmente son de 3.5 m y 2 m.

Desde los primeros años 80's se registró un aumento considerable de la explotación del agua subterránea y de su abatimiento, ya que siendo esos los años de menor precipitación, debido al fenómeno meteorológico conocido como "El Niño", la recarga del acuífero se vio drásticamente reducida (H. Ayuntamiento de Celaya, 2006-2009). Además con el aumento de la urbanización incrementó sensiblemente la demanda de agua para uso industrial y agrícola (Garduño-Monroy *et al.*, 1999).

Todos estos factores llevaron a la necesidad de construir nuevos pozos con la consecuente acentuación de la extracción de agua subterránea y de la velocidad de abatimiento del nivel freático, la cual en la margen NE de la ciudad alcanzó el orden de 7-8 m/año (JUMAPA, datos 2002-2008). A las dos fallas preexistentes se adjuntaron, desde finales de los 80's, otras 4 fallas, llamadas falla Universidad Pedagógica, Insurgentes, Tecnológico y Santa Teresita, las cuales siguen activas y representan un riesgo para las estructuras urbanas y para los ciudadanos que viven a lo largo de las franjas de afectación de las 6 fallas presentes.

Celaya tiene todas las características de una ciudad afectada por los fenómenos de Subsistencia-*Creep*-Falla por las razones que siguen:

1. La ciudad se asienta en una planicie fluvio-lacustres con espesores de sedimentos aluviales (limos y arenas claras) plio-pleistocénicos de 40-250 m.
2. A través del análisis de columnas litológicas de pozos perforados, se determinó que el basamento está cortado por fallas geológicas normales de dirección NNW-SSE paralelas a sistema de fallas regionales Taxco-San Miguel de Allende. Estas fallas son sinsedimentarias, por ende la notable diferencia en los espesores de los sedimentos lacustres sobreyacentes al bloque de techo y al de piso, lo que hace que las consolidaciones sean diferenciales.
3. El gasto de extracción del agua de subsuelo, por medio de los 100 pozos presentes en la ciudad, supera la recarga del acuífero, lo que ocasiona la consolidación de los sedimentos fluvio-lacustres y los consiguientes hundimientos diferenciales.
4. El aumento de la población genera mayor demanda de agua de subsuelo para fines humanos y la consiguiente construcción de nuevos pozos.

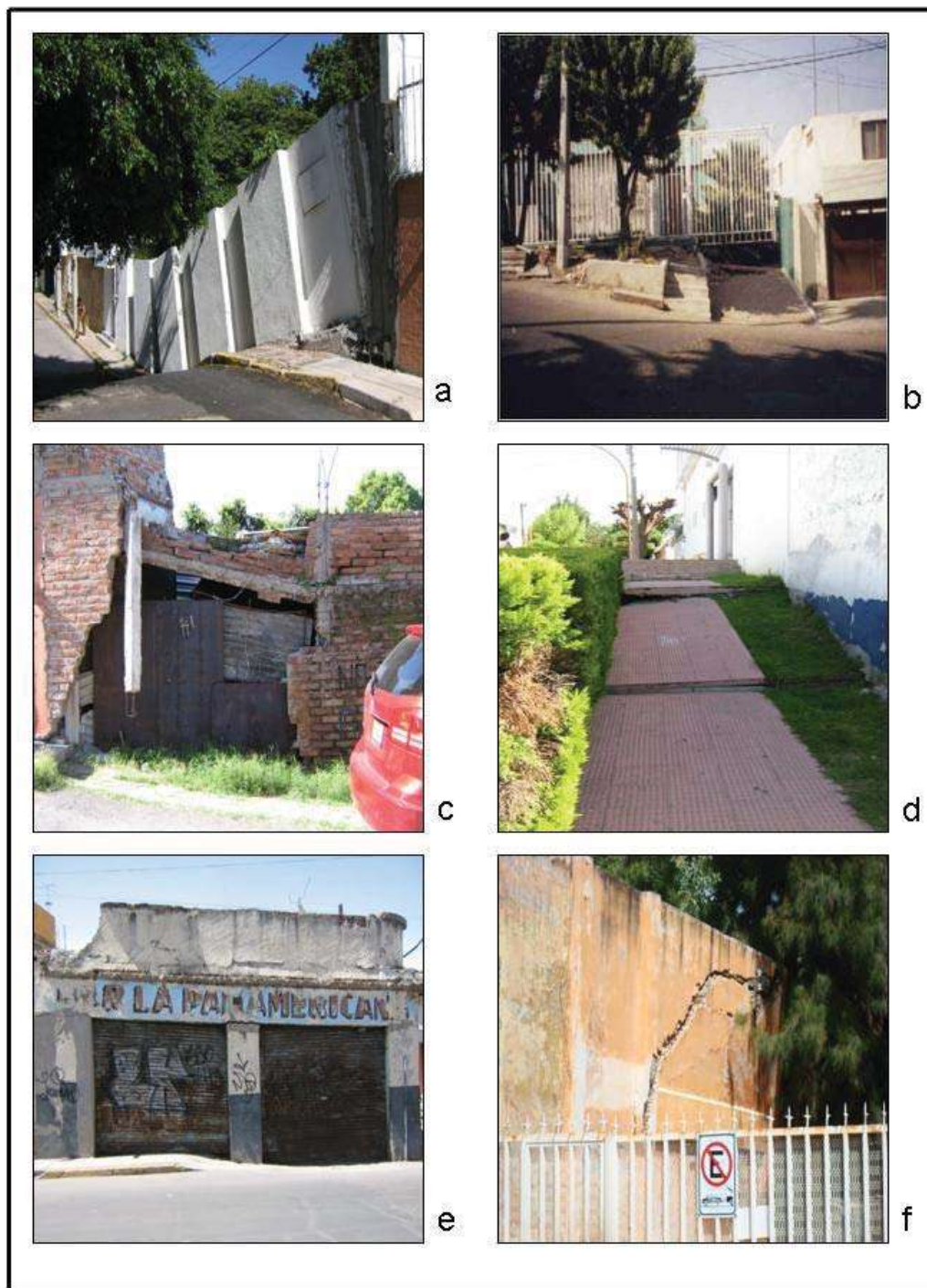


Figura 18. Daños ocasionados por la falla Oriente (a,b,c), Poniente (d,e) y Universidad Pedagógica (f).

Concluyendo, hasta ahora la subsidencia en México se ha abordado en las siguientes direcciones:

- En la Ciudad de México la subsidencia es generada por la sobre-explotación de los acuíferos y por la consiguiente consolidación de las arcillas lacustres. Esto favorece la formación de fracturamientos y la afectación a muchas estructuras urbanas en las zonas de la Ciudad en donde la extracción de agua de subsuelo ha sido y sigue siendo muy intensa. Los hundimientos no están asociados a fallas superficiales, ya que parecen no existir las condiciones para que se desarrollen los PSCF, es decir, no se han detectado fallas sinsedimentarias en el basamento y consiguientemente, no es posible el desarrollo de una consolidación diferencial de los sedimentos a lo largo de una traza linear bien definida.

- En otras ciudades del centro de la República (Querétaro, San Luís Potosí, Aguascalientes, Guadalajara, Salamanca, Abasolo, León e Irapuato) se observó, a partir de la década de los '80, que la subsidencia estaba asociada a fallamientos superficiales.

- En la ciudad de Morelia se observó desde finales de los '80 que los hundimientos diferenciales afectaban a las estructuras urbanas a lo largo de fallas superficiales las cuales representan la expresión morfológica de las fallas sinsedimentarias de misma dirección en el basamento. Desde ése entonces surgió la necesidad de planear una metodología para estudiar la sinergia entre la explotación del acuífero y la consolidación diferencial de lo sedimentos y para entender la relación entre las fallas del basamento y las superficiales. Finalmente, en los 90's se conceptualizó la relación entre todos estos factores, con el término de Procesos de Subsidencia-*Creep*-Falla.

CAPÍTULO IV.- MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

IV.1 GEOLOGÍA REGIONAL

La ciudad de Celaya se ubica dentro del Bajío Guanajuatense, el cual constituye una subprovincia de la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM). El terreno está conformado por un conjunto de derrames de lavas basálticas-andesíticas del Plioceno-Pleistoceno Superior, cubiertos o sepultados durante el Holoceno por depósitos lacustres y fluviolacustres. Estos últimos materiales controlan el relieve de la región el cual se caracteriza por amplias llanuras cortadas por sistemas de fallas normales de dirección NNW-SSE y E-O.

La ciudad de Celaya se ubica dentro de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), en su mayoría en la subprovincia denominada Bajío Guanajuatense, caracterizada por ser una llanura muy extensa de derrames de lavas basálticas y andesíticas fracturadas (Plioceno-Pleistoceno Superior). Esta porción de la FVTM está caracterizada por sistemas de fallas normales de dirección WNW-ESE y WSW-ENE que quedan comprendidas entre el extenso vulcanismo del campo volcánico Michoacán-Guanajuato (Suter *et al.*, 1992; Ferrari *et al.*, 1994).

Hacia el norte de la ciudad está presente el límite entre la subprovincia antes mencionada y la llamada Sierras y llanuras de Norte de Guanajuato, que pertenece a la provincia conocida como Mesa Central, que está caracterizada mayoritariamente por rocas volcánicas riolíticas (Oligoceno-Mioceno), que se presentan como tobas grises y rosadas y/o como ignimbritas de color café rojizo, con espesores aproximados de 100 metros. El límite entre el Bajío Guanajuatense y la Mesa Central lo constituye la falla del Bajío, de tipo normal que muestra dos segmentos mayores, al oriente se extiende desde Celaya hasta Irapuato, donde la falla tiene dirección E-W, en esa zona los desplazamientos mínimos se han estimado entre los 150 y 250 m, y los espesores de relleno reportados en los alrededores de Celaya son cercanos a los 100 m (Trujillo-Candelaria, 1985). El segundo segmento de la falla del Bajío es el responsable tectónico de la formación del escarpe SO de la sierra de Guanajuato, y se extiende por 80 km desde Irapuato hasta León, encontrándose en cuencas lacustres alargadas en dirección E-O (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Además la Mesa Central está limitada en su margen occidental por un sistema de fallas SO-NE, que afectó a las rocas andesíticas y basálticas del Mioceno (Pasquaré *et al.*, 1987) y por el sistema de fallas NNO-SSE denominada Taxco-San Miguel de Allende en su borde oriental (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1991; Álvarez-Béjar y Nieto-Samaniego, 2005). Hacia el sur de la Mesa Central, el sistema de fallas SO-NE fue aprovechado por el ascenso de los magmas basálticos del Plioceno-Cuaternario, dando como resultado el alineamiento de los conos volcánicos en esa dirección (Culiacán, Gordo, La Gavia, y Pelón).

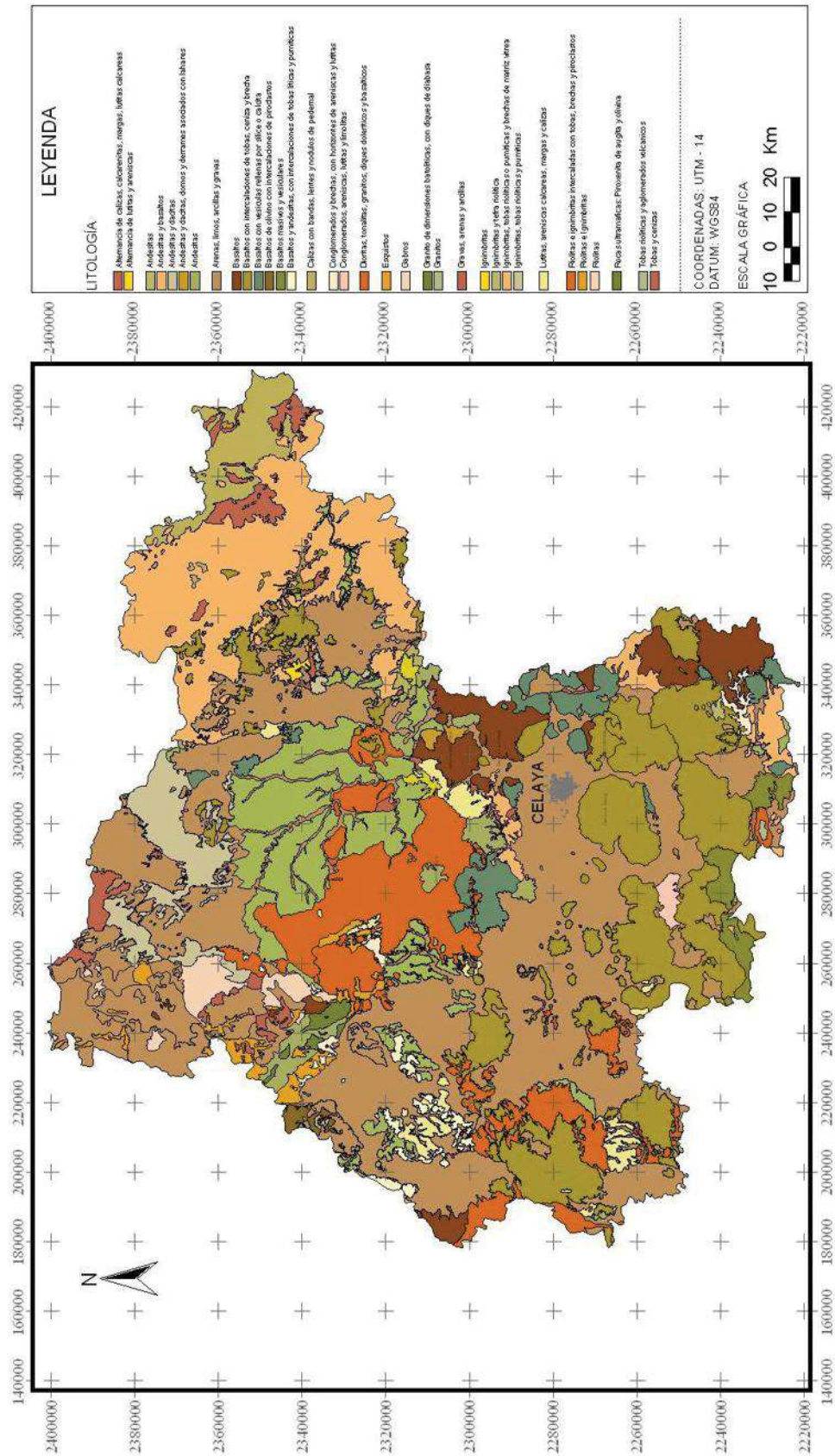


Figura 19. Mapa geológico regional del Municipio de Celaya.

IV.2 GEOLOGÍA LOCAL Y ESTRUCTURAL

La ciudad de Celaya se localiza en una planicie aluvional y fluvio-lacustre, en el borde suroccidental de una fosa tectónica de forma alargada en dirección norte-sur, que tiene una longitud de 20 km., un ancho medio de 6 km, y una profundidad no menor de 242 metros. La planicie sobreyace a un basamento de rocas basálticas con origen vulcanosedimentario que afloran en la Sierra de Guanajuato. El subsuelo se describe a continuación, de la basa a la cima (fig. 20), de acuerdo a los registros relativos a los pozos perforados:

1. El basamento está constituido por mínimo 150 metros de basaltos grises fracturados del Plioceno. Analizando las secciones geológicas proporcionadas por la Junta Municipal de Agua Potable y Alcantarillado del Municipio (JUMAPA) fue posible establecer que el basamento tiene una estructura de tipo *Horst* alargado en dirección N-S y que está afectado por un sistema de fallas normales y sinsedimentarias de dirección NNO-SSE, que le confieren un escalonamiento hacia las márgenes este y oeste de la ciudad. Es decir, el techo del basamento se encuentra a una profundidad de 60-70 metros en la zona central de la ciudad y aumenta hasta los 300 m hacia el este y oeste de la mancha urbana.
2. Secuencia fluvio-lacustre del Plioceno-Pleistoceno constituida por alternancias de conglomerados, arenas limosas, arcillas plásticas y productos piroclásticos con espesores que varían de 60 a 300 m. Hacia la margen sureste de la ciudad, justo afuera de la mancha urbana, es posible observar el techo de la secuencia lacustre, caracterizada por limos gris claro de 50 metros de espesor (fig.21).

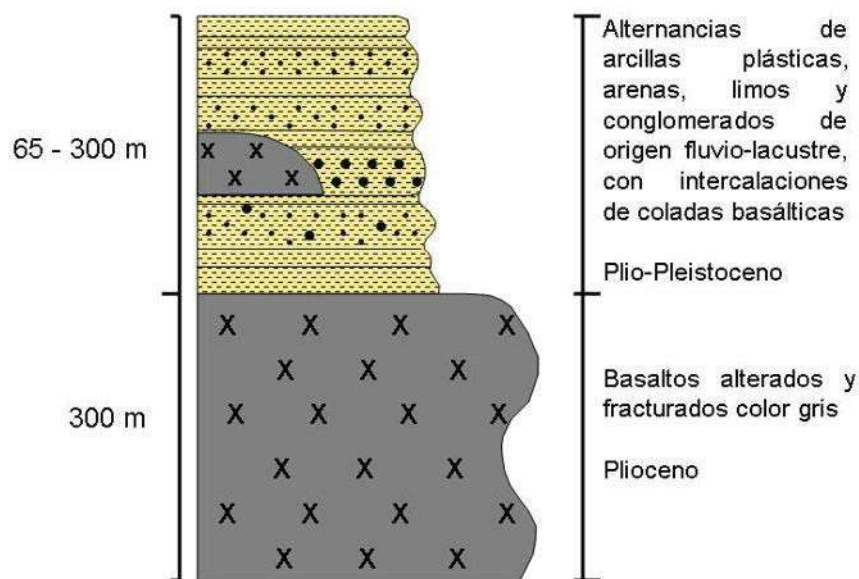


Figura 20. Columna estratigráfica representativa del subsuelo de la ciudad de Celaya.



Figura 21. Depósitos fluvio-lacustres hacia el sur de la ciudad de Celaya.

Analizando las muestras de recuperación en la perforación de los pozos y las secciones geológicas (fig. 22), se identificaron tres coladas basálticas pleistocénicas intercaladas en los sedimentos fluvio-lacustres en tres diferentes niveles de los mismos (fig. 23).

- a. COLADA S: Tiene una dirección S-N, posiblemente proveniente del volcán La Gavia, ubicado aproximadamente a 10 km al sur de la ciudad. El piso de dicha colada está localizado a unos 60 m de profundidad mientras que su techo se ubica entre los 30 y 40 m.
- b. COLADA NO: Debido a su dirección NO-SE, se considera que proviene de los volcanes ubicados al NO de la ciudad (Cerro Potrero y Peña Colorada). Esta colada es la más importante del basamento de la ciudad, con espesores que varían entre los 20 y 60 m. El piso y el techo se localizan a una profundidad de 140-160 m y 80-110 m, respectivamente. Estas diferencias son debidas al hecho de que la colada se asienta según la morfología pre-existente, es decir, en las áreas en donde se ubica el alto estructural, los espesores de la colada son menores.

- c. COLADA NE: Tiene una dirección NE-SO y proviene del volcán El Jocoque. Su espesor mide aproximadamente 60 metros; el piso se encuentra asentado a una profundidad de 250 m y el techo a 190 m.

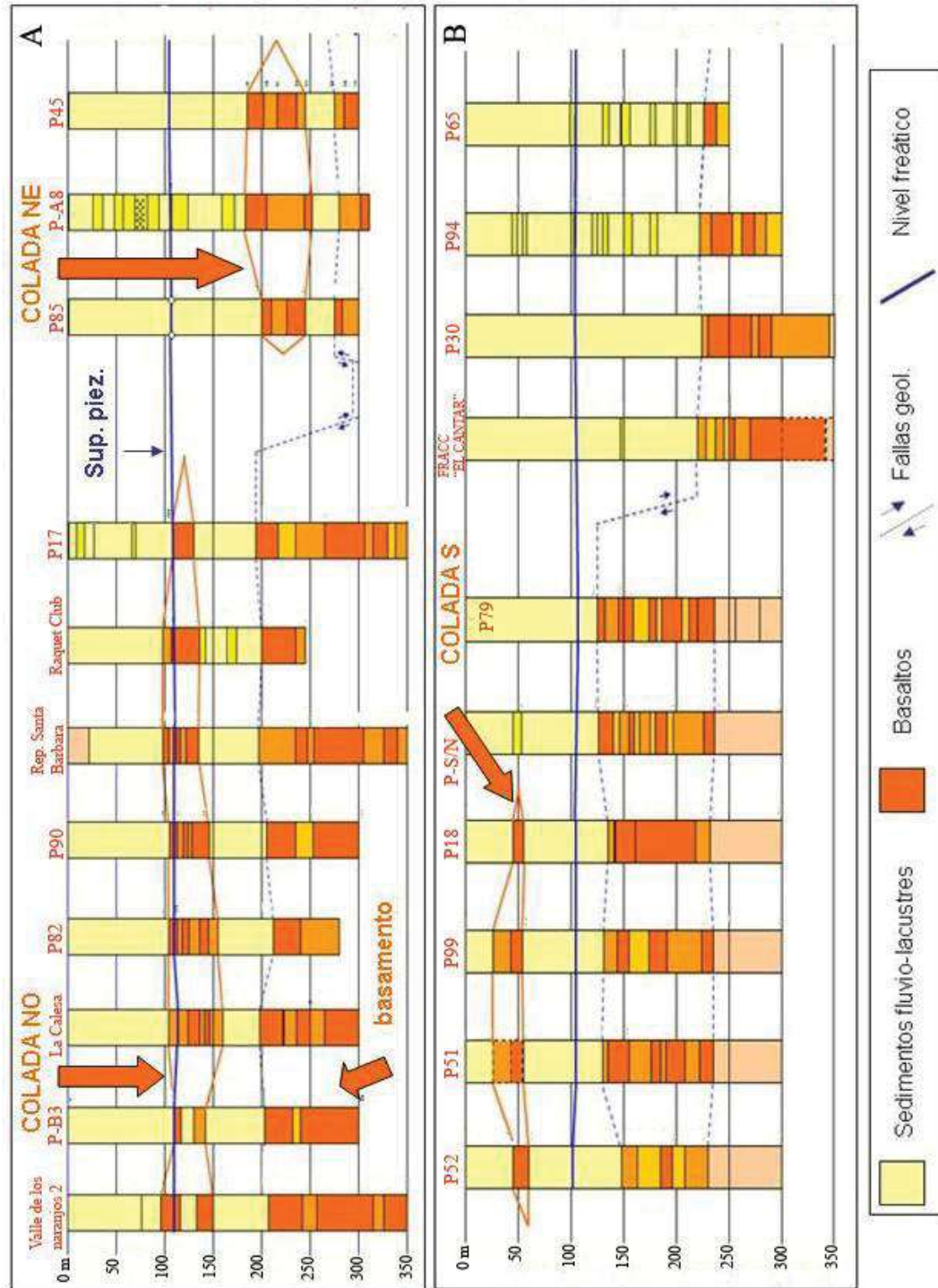


Figura 22. Correlaciones estratigráficas del subsuelo y ubicación de la superficie piezométrica. (A) Sección Norte; (B) Sección Sur.

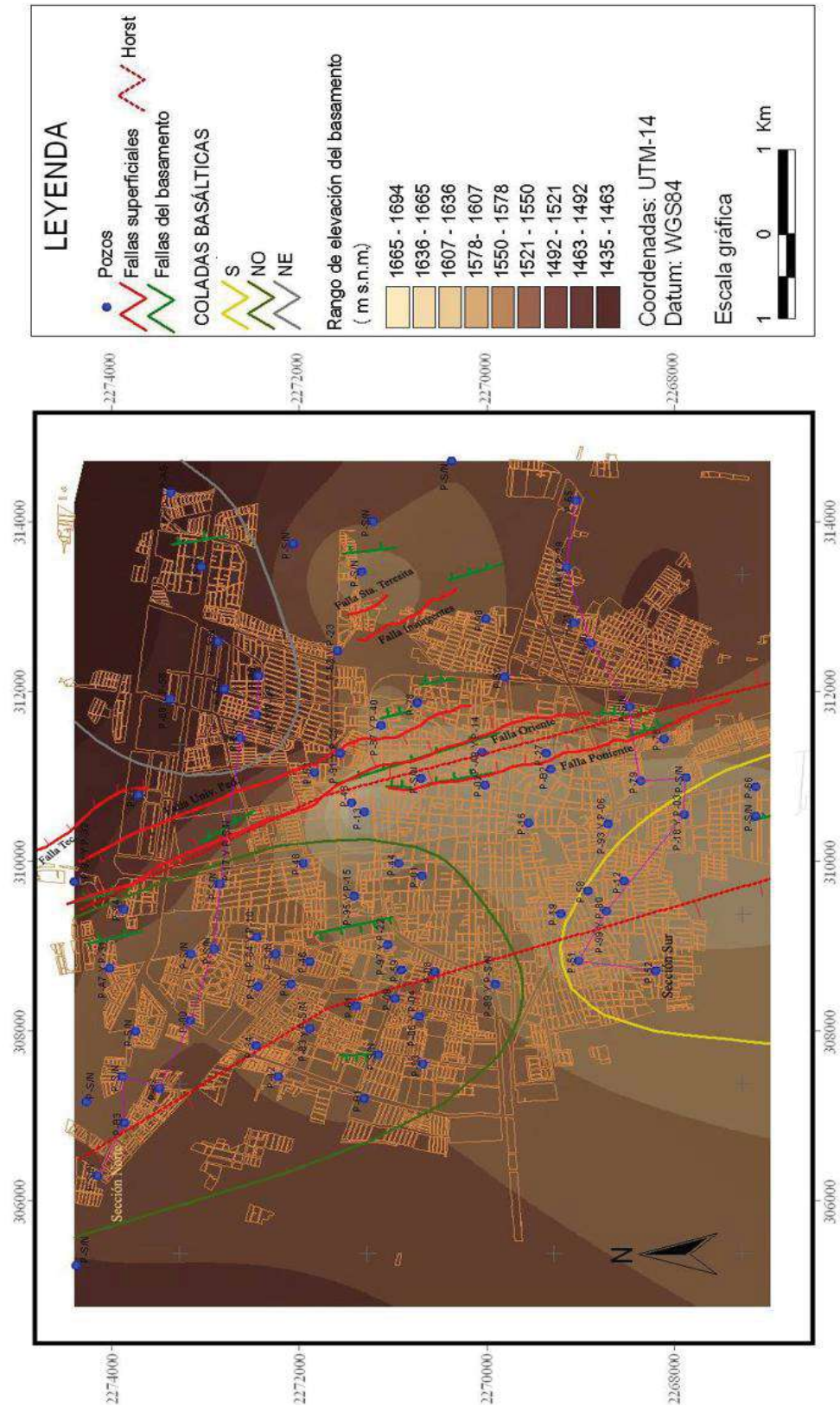


Figura 23. MDE del basamento, mapa de las coladas y fallas geológicas y superficiales de Celaya.

IV.3 FALLAMENTO SUPERFICIAL

Desde hace 30 años la ciudad de Celaya se encuentra afectada por fallamientos superficiales, debido a los Procesos de Subsistencia-*Creep*-Falla (Garduño-Monroy *et al.*, 1998, 1999 y 2001; Avila-Olivera, 2006, 2007 y 2009):

Se describen a continuación las seis fallas superficiales que afectan a la ciudad de Celaya, las cuales tienen en común el hecho de ser normales y de dirección NNO-SSE, o sea paralelas al sistema de fallas regionales conocido como Taxco-San Miguel de Allende (Gómez-Tuena *at al.*, 2005; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

1. Falla Poniente

Fue identificada en 1980. A la fecha tiene un desnivel topográfico máximo de 1.5 m y un salto real en el basamento de aproximadamente 20 metros, en correspondencia del centro de la Ciudad; es de tipo normal y tiene una longitud de 3.8 km. El plano de falla tiene una dirección $NO30^\circ$ con buzamiento hacia el noreste. El extremo norte de esta falla se detecta en la calle Sinaloa en el Barrio San Antonio, al NO de la Alameda. La falla causa daños a lo largo de toda su traza, pasando a través del Convento de San Francisco, a unos metros de la Catedral y de la Bola de Agua de Celaya. Más adelante, pasa enfrente a la Central Camionera, cruza la Central de Abastos, la Carretera Panamericana y el Gasoducto de Pemex, y sigue por unos 1,500 m a lo largo de la Avenida Paseo del Sol, cortando terrenos baldíos, campos de cultivos y drenajes. La Falla Poniente está afectando a más de 90 edificios públicos y aproximadamente a 25 calles (fig. 24).



Figura 24. Daños ocasionados por la falla Poniente.

2. Falla Oriente

Identificada en 1980, ésta es una falla normal, dirección $NO35^\circ$ con un desnivel topográfico máximo de 3.5 m en el centro de la ciudad.; su longitud mide 6 km y su salto real es de aproximadamente 80 metros. El extremo norte de esta falla se observa actualmente en el nuevo fraccionamiento Villas del Mar, al poniente de la salida a San Miguel de Allende. Pasa por el Centro de Investigaciones Agrícolas del Bajío (CIAB), por el Conalep y sigue hacia el sur por la Unidad Habitacional Fovissste; cruza la vía del ferrocarril y la calzada G. Prieto, donde se aprecia el mayor salto, y se pierde en la inmediaciones de la prolongación 2 de Abril hacia el SE de la ciudad. La falla oriente afecta a más de 130 edificios y 45 calles (fig. 25a y b).



Figura 25a. Daños ocasionados por la falla Oriente.



Figura 25b. Daños ocasionados por la falla Oriente.

3. Falla Universidad Pedagógica

Tiene un trazo paralelo a la falla Poniente, pero su plano de falla buza hacia el SO, es decir, es antitética con respecto a las estructuras paralelas. Presenta un desnivel topográfico máximo de 1.5 m en la calle Nacozari y 20 de Noviembre. Su extremo norte se aprecia a la misma latitud del extremo norte de la falla Poniente, pero al este de la salida a San Miguel de Allende. Cruza la autopista Salamanca-Querétaro, la Ciudad Industrial, pasando por el CECAT y la Bodega Municipal. Causa grave daños en las colonias Alfredo Vázquez Bonfíl y en el fraccionamiento Emiliano Zapata Sur y se pierde en el Fraccionamiento Villa de los Reyes, entre las calles Tampico y Campeche, 800 m al SE del Avenida G. Prieto. La falla Universidad Pedagógica tiene una longitud de 4.5 km y afecta aproximadamente a 90 edificios y 30 calles (fig. 26).

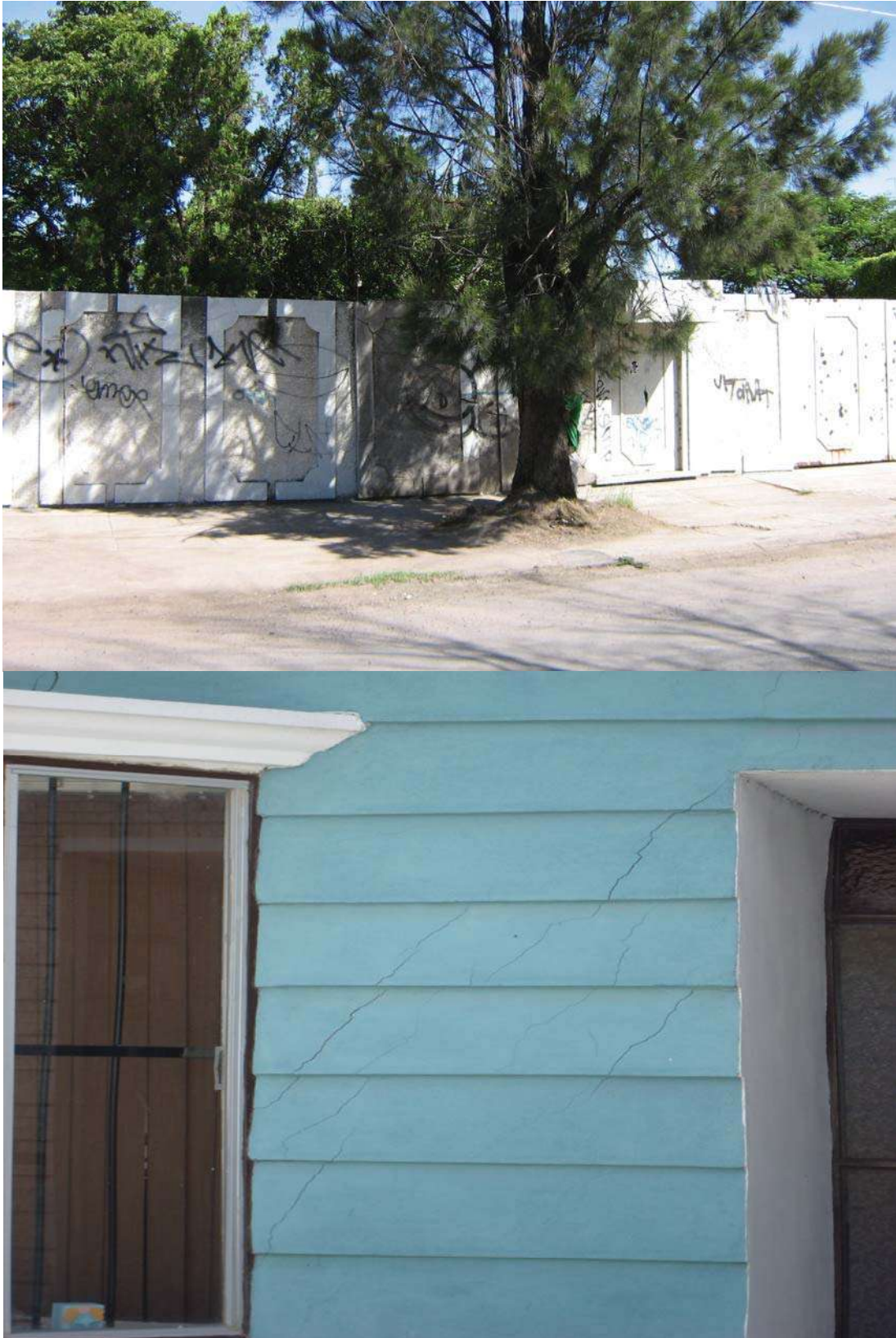


Figura 26. Daños ocasionados por la falla Universidad Pedagógica.

4. Falla Tecnológico

Esta falla normal, paralela a las otras y con buzamiento hacia el NE, se puede apreciar en la zona norte de la ciudad, donde tiene un desnivel topográfico máximo de 50 cm en la salida a San Miguel de Allende, específicamente en la desviación a Juventino Rosas, afectando a la sub-estación de la Comisión Federal de Electricidad y el acceso al fraccionamiento Praderas de la Hacienda. Más al sur se pierde en la ciudad industrial. La evidencia morfológica es mucho menor con respecto a las otras fallas ya mencionadas, ya que se encuentra en su mayoría en áreas de la ciudad que todavía no están muy urbanizadas.

5. Falla Insurgentes

Dicha falla fue identificada en 1984; es normal, paralela a las otras y tiene buzamiento hacia el NE; su nombre se asocia a los daños que ocasiona en dicha colonia, localizada en la porción norte-oriental de la ciudad, con una longitud inicial de 500 m, de los cuales la mayoría correspondía a terrenos baldíos donde se apreciaban una serie de sumideros alineados; así como también un salto superficial de 15 cm (Trujillo-Candelaria, 1985). A finales de los años 90's la longitud de esta falla era aproximadamente de 1,300 m (fig. 27).



Figura 27. Daños ocasionados por la falla Insurgentes.

6. Falla Santa Teresita

En 2008, en un barrio oriental de la ciudad se identificaron notables daños en aproximadamente 30 viviendas y en las banquetas y calles, a lo largo de una discontinuidad de dirección NO-30° y con una longitud de 500 m (fig. 28a y b). El extremo norte se ubica en Villas Reales, entre la línea de ferrocarril y la avenida Irrigación, y sigue hasta Villas de Celaya, donde se pierde en baldíos, aproximadamente a 100 m al SE del camino a Santa Teresita.

No ha sido posible evaluar el salto real de las fallas Tecnológico, Insurgentes y Santa Teresita debido a la falta de informaciones geológicas detalladas del subsuelo en éstas áreas.



Figura 28a. Daños ocasionados por la falla Santa Teresita.



Figura 28b. Daños ocasionados por la falla Santa Teresita.

IV.4 MARCO HIDROGEOLÓGICO

El acuífero presente en el subsuelo de la ciudad de Celaya se ubica predominantemente en los sedimentos fluvio-lacustres, de conductividad hidráulica medio-alta (3×10^{-6} - 3×10^{-4} m/seg, INEGI); es de tipo libre, ya que no existen niveles impermeables sobre- o sub-yacentes al mismo, según lo que se observa en los cortes de los pozos de explotación de agua de subsuelo (JUMAPA). El acuífero es local y el flujo de sus aguas converge hacia el centro de la ciudad desde sus dos principales zonas de recarga representadas por el volcán La Gavia al SO y el volcán El Jocoque al NE, en donde afloran basaltos fracturados muy permeables.

Actualmente el nivel piezométrico promedio es de 1651 m.s.n.m.: éste es más somero en el área de la Gavia (pozos Gavia A-4, A-2 y P-8, 80 m de profundidad) y hacia el NE de la ciudad (Pozos Santa Rita y P-96, 70 m de profundidad), y más profundo en la zona occidental de la ciudad (110 m de profundidad). En el mapa piezométrico (Figura 29) y en el perfil del nivel piezométrico se observa una zona de nivel somero de la piezometría en correspondencia del pozo 58 (42 m de profundidad), en la margen SO de la ciudad, ya que esto se debe a la demanda de agua del mismo pozo y de los alrededores (12, 19, 93 y 99) que ocasionan un cono invertido en el área de la colonia Quinta Arboledas, por la avenida Constituyentes.

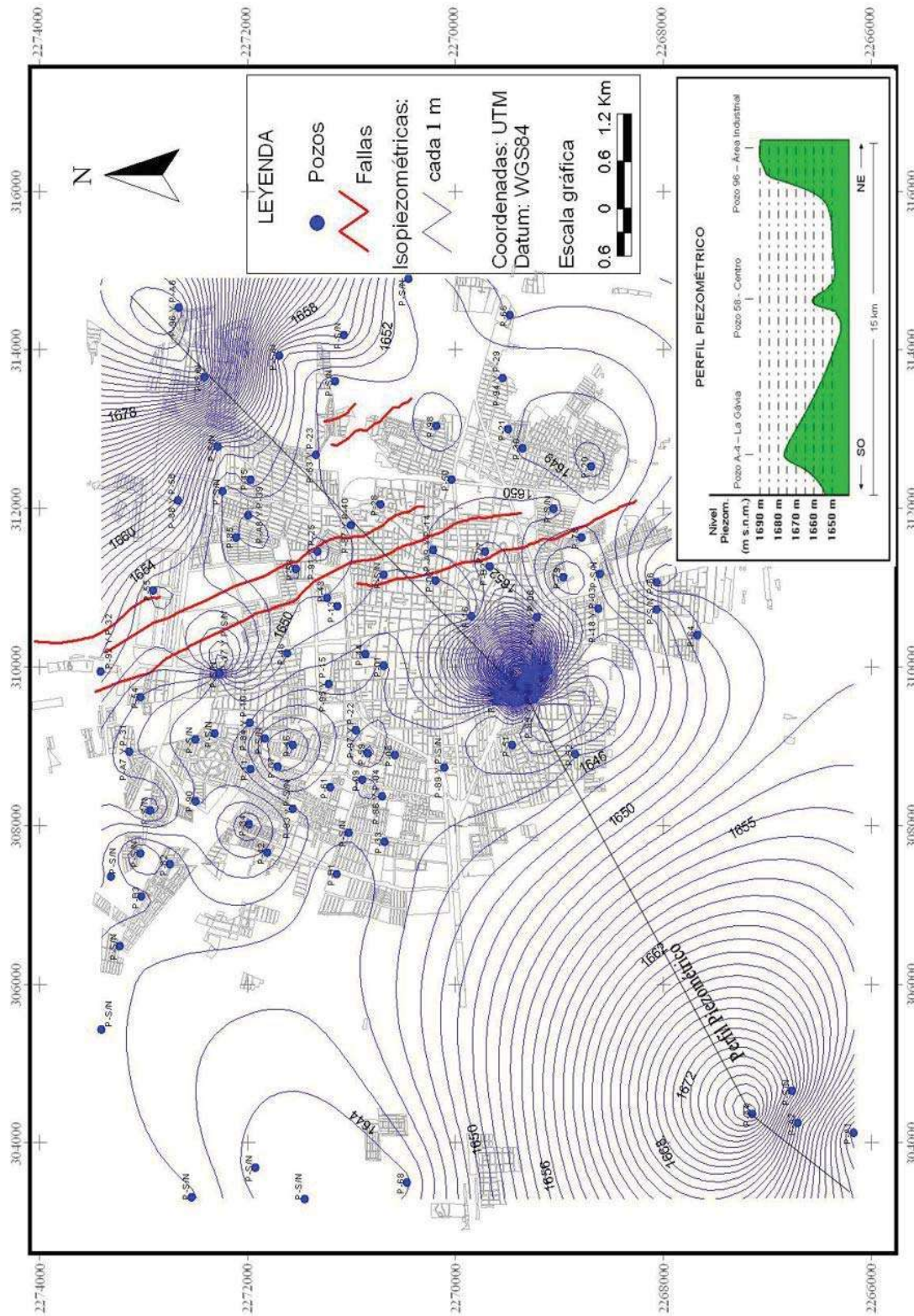


Figura 29. Mapa y perfil del nivel piezométrico de la ciudad de Celaya.

En el perfil del nivel piezométrico (fig. 29) se observan muy claramente las dos áreas de recarga del acuífero, es decir el volcán La Gavia, hacia el SO, y el cerro El Jocoque, al NE de la ciudad. El nivel piezométrico más profundo se observa en la zona comprendida entre La Gavia y el pozo 58, en la margen SO de la ciudad, así como en el centro de Celaya y hacia el NE.

Las áreas en donde el nivel piezométrico es más profundo (zona centro y NE) (fig. 29) coinciden con la presencia de las fallas superficiales, salvo que en la zona SO del centro, donde a pesar de que el nivel freático sea muy profundo, no se registran hundimientos diferenciales y fallas superficiales: esto se debe a la presencia de una colada basáltica intercalada en los sedimentos fluvio-lacustres (colada Sur, fig. 23), la cual, siendo interpuesta entre el basamento y la superficie, no permite la consolidación diferencial de los sedimentos, llevando hasta el momento a la amortiguación de los PSCF.

IV.5 COMPORTAMIENTO Y ABATIMIENTO DEL NIVEL PIEZOMÉTRICO

En el municipio de Celaya la explotación del sistema acuífero comenzó en la década de los 50's y actualmente se lleva a cabo a través de 3,600 pozos profundos que extraen un gasto de 600 millones de m³/año, lo que ocasiona una sobreexplotación de 200 millones de m³/año, ya que se ha determinado una recarga del sistema de 400 millones de m³/año (Trujillo-Candelaria, 1991). En la ciudad de Celaya el suministro de agua se realiza con aproximadamente 100 pozos con un gasto de 60 millones de m³/año; en la zonas de cultivo se extrae entre el 80 y 85 por ciento del vital líquido a comparación del 10 por ciento utilizado en la zona urbana (JUMAPA, 2008). Los pozos alcanzan profundidades de hasta 300 metros y tienen drenes radiales, es decir tienen las paredes perforadas para captar el agua de los niveles superficiales de los acuíferos. Por estas características, los pozos no captan el agua desde el basamento, más bien desde los niveles más someros de los sedimentos fluvio-lacustres, aumentando el efecto de la consolidación de los depósitos sedimentarios.

El abatimiento del nivel piezométrico fue muy intenso en los 80's, debido a tres razones en particular:

1. El fenómeno meteorológico conocido como “El Niño” (disminución de la precipitación en la zona) durante principios de los '80s, ocasionó la reducción de la recarga del sistema acuífero (H. Ayuntamiento de Celaya, 2006-2009) (fig. 2).
2. Desde el 1985 el constante incremento de la urbanización hizo que creciera la demanda de agua para uso agrícola e industrial (fig. 4)
3. La construcción de la presa Ignacio Allende sobre el río Laja, prácticamente hizo reducir la cantidad de agua superficial y los desbordamientos de los canales que alimentaban al acuífero, por lo que fue necesario intensificar las extracciones de agua de subsuelo en los 70's abatiendo el nivel piezométrico del sistema acuífero (Trujillo-Candelaria, 1991).

Todo lo anterior ocasionó que para cubrir las necesidades agrícolas, fuera necesario incrementar la extracción de agua subterránea, propiciando de tal manera un aumento en la velocidad de abatimiento del nivel piezométrico.

En la década de los 80's el abatimiento del nivel freático empezó a ocasionar hundimientos prácticamente uniformes y lentos de la superficie en toda el área (Trujillo-Candelaria, 1991), mientras que los PSCF permanecieron imperceptibles hasta cuando la diferencia en los espesores de los sedimentos fluvio-lacustres llevó a hundimientos diferenciales, con consecuente agrietamiento de tensión y fallamiento superficial, algunos años después (Ávila-Olivera, 2009).

Por medio de datos piezométricos relativos a la temporada 2002-2008, obtenidos por la JUMAPA, se ha generado un mapa que evidencia los abatimientos del nivel freático durante estos últimos 6 años (fig. 30).

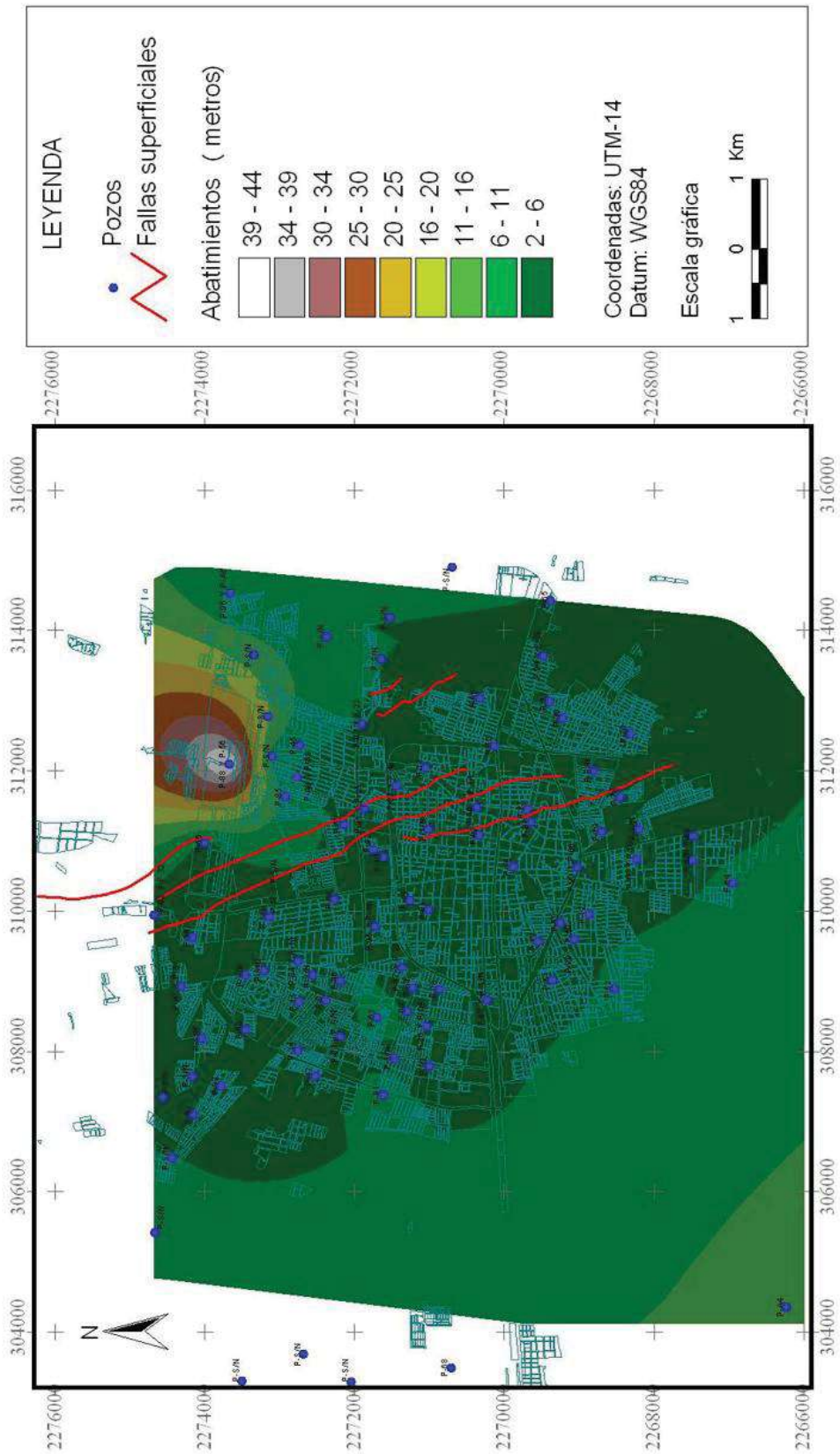


Figura 30. Mapa de abatimiento del nivel freático en la temporada 2002-2008.

Acorde al mapa de abatimiento del nivel freático, se registran hasta 6 m de abatimiento en la zona urbana, con tasas máximas de abatimiento de 1 m/año. Hacia el SO de la ciudad, afuera de la mancha urbana, los abatimientos fueron de 2 m/año mientras que en la nueva zona industrial (Pozos 88 y 56), al NE de la ciudad, se registraron 40 m de abatimiento aproximadamente, con tasas de 6.6 m/año. Juntado esta información con las piezometrías comprendidas entre 1976 y 1996, fue posible generar gráficos de abatimiento a largo plazo los cuales evidencian tres tendencias (fig. 31):

1. En la zonas norte y oeste (pozos ZA94 y ZA100) el nivel piezométrico fluctuó alrededor de los 40 m de profundidad, hasta principios de la década de los 80's (histogramas color naranja en la fig. 31 A y B), para posteriormente presentar un abatimiento hasta los 105 m en el 2008 (histogramas color rojo en la fig. 31 A y B). La mayoría de los pozos de la zona centro, oeste y norte de la ciudad presenta estas características, es decir, abatimientos de 60 metros en 30 años (80's – 2008, 2 m/año)
2. La zona SO de la ciudad de Celaya es reconocida como área de recarga, por ende el nivel piezométrico permaneció estable alrededor de los 40 m de profundidad hasta el primer semestre de 1990 (pozo ZA80), año en que se construyeron algunos pozos en los flancos del volcán La Gavia ((histogramas color naranja en la fig. 31 D): desde entonces el abatimiento fue de 3 m/año, con características semejantes a las que se observan en los otros pozo de la ciudad (histogramas color rojo en la fig. 31 D).
3. En el NE de la ciudad, zona designada como industrial, el pozo ZA53 muestra primero niveles freáticos someros alrededor de los 10 m de profundidad (histogramas verdes en la fig. 31 C), hasta principios de los 80's. Desde entonces se registra un primer abatimiento, hasta profundidades alrededor de los 20 m a mediados de la década de los 90's (histogramas naranja en la fig. 31 C), y finalmente un segundo intenso incremento en los abatimientos hasta el orden de los 100 m en el 2008 (histogramas rojos en la fig. 31 C).

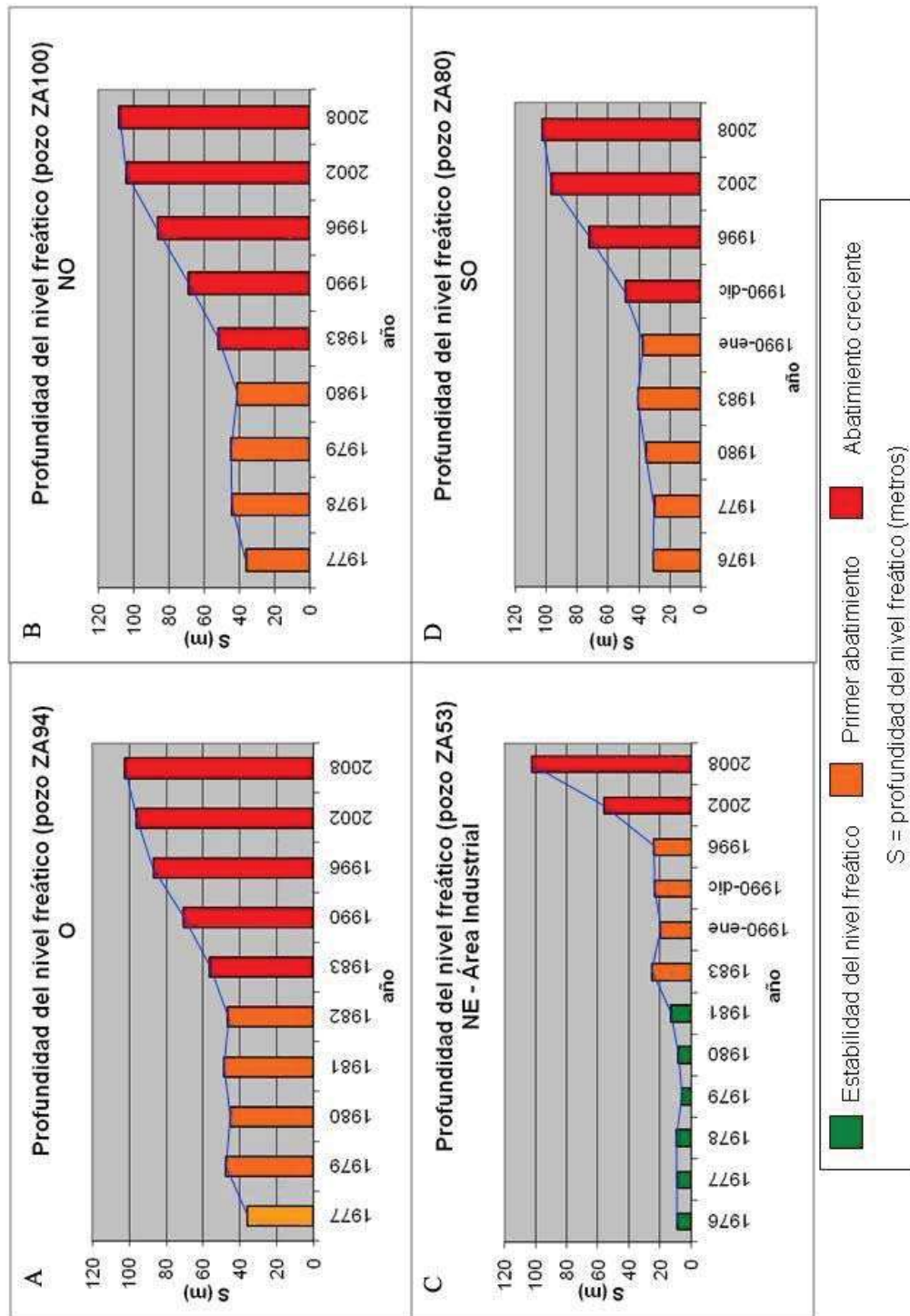


Figura 31. Gráficos del abatimiento del nivel freático con relación al tiempo.

Haciendo un promedio de los abatimientos del nivel piezométricos en zonas urbanas y en zonas industrial, se han generado las dos gráficas a continuación, que han sido puestas en relación con la gráfica de las precipitaciones anuales desde los 70's. (fig. 32).

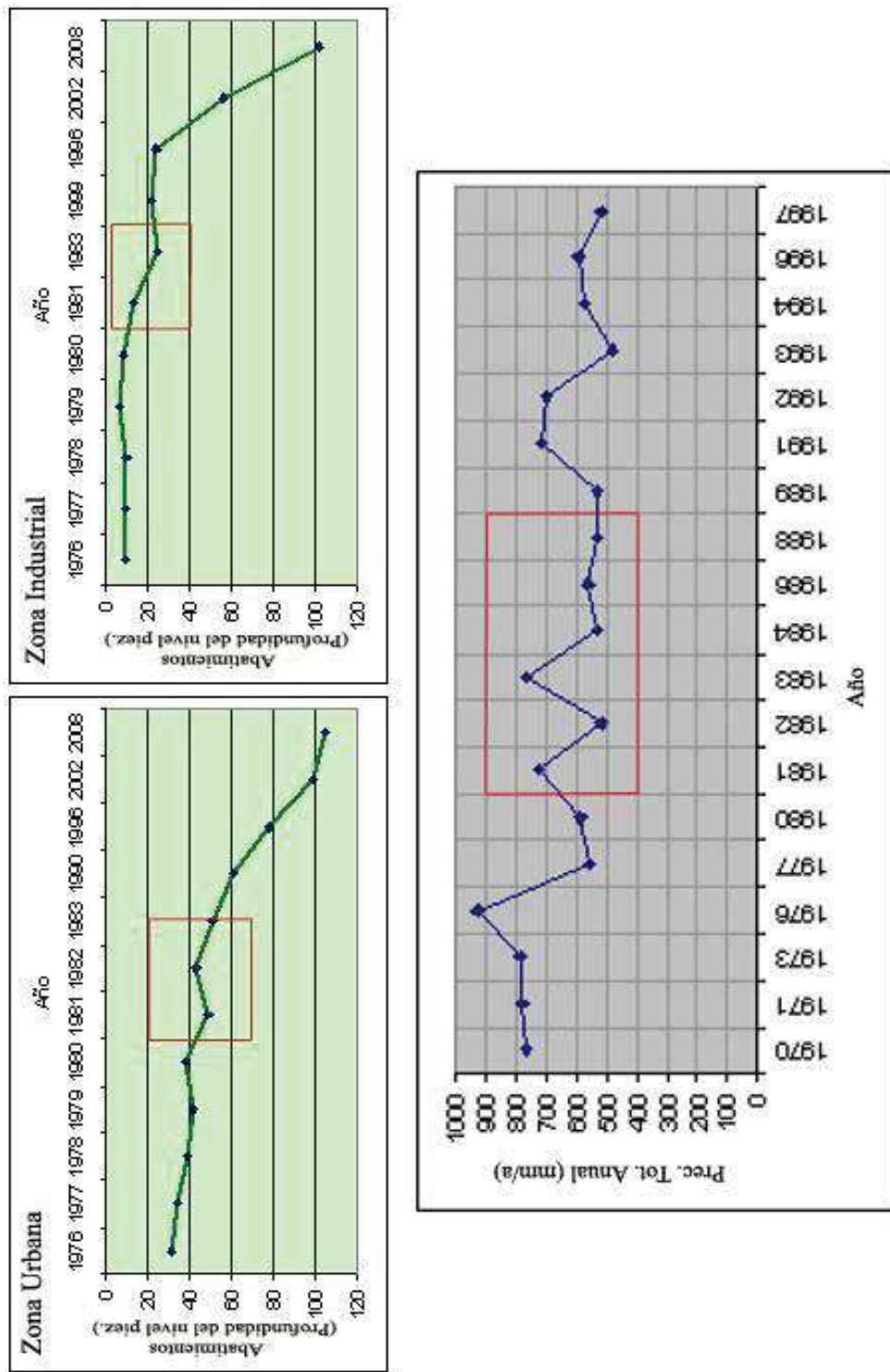


Figura 32. Abatimientos del nivel piezométrico en área urbana e industrial (1976-2008) y su relación con las precipitaciones totales anuales (1970-1997).

Analizando las gráficas de la figura 32 se observa que:

- Está clara la relación entre abatimiento y clima: La temporada 1981-1986, caracterizada por una disminución de las precipitaciones, debido al efecto de “El Niño”, corresponde al momento en que el abatimiento del nivel piezométrico sufre un aumento considerable, en zona urbana así como en zona industrial, y coincide con las primeras evidencias de subsidencia de los espesores fluvio-lacustres.
- En el área urbana el abatimiento es lento y constante hasta principio de los 80’s, para posteriormente presentar un incremento notable (incremento de la pendiente de abatimiento).
- En el área industrial de recién construcción (90’s) el nivel piezométrico es constante hasta principios de los 80’s, caracterizados por un primer abatimiento de 10-15 metros. En 1983 el nivel se estabiliza alrededor de los 25 metros de profundidad, presentando, a partir del 1996, un abatimiento más intenso con respecto a lo que se observa en el área urbana.

Con todo lo anterior se puede concluir que el abatimiento del nivel freático en la ciudad de Celaya tiene dimensiones muy preocupantes: desde los 80’s la sobreexplotación del agua subterránea ha ocasionado una tendencia lineal positiva del abatimiento del nivel freático en el sistema acuífero presente en el oeste, norte-oeste y sur de la ciudad, llevando el mismo a una profundidad aproximada de 100 metros, 60 m más con respecto a los valores registrados hasta finales de los 70’s.

Hacia el norte-este de la mancha urbana, el nivel freático era más somero hasta el principio de los 90’s, siendo ésta una zona próxima a un área de recarga del acuífero. Aquí el abatimiento presenta una tendencia exponencial desde finales de los 90’s, debido a la reciente construcción de una nueva área industrial.

CAPÍTULO V – MATERIALES Y MÉTODO

V.1 MATERIALES

Los materiales utilizados están descritos a continuación:

- mapa topográfico digital (*.shp) de la ciudad y MDE del municipio (INEGI)
- mapa geológico regional 1:250,000 y mapa geológico local 1:50,000 (INEGI)
- mapa catastral 1:2,000 (JUMAPA)
- imágenes satelitales (Google Earth, INEGI)
- mapas temáticos digitales del Municipio (hidrogeología, hidrología superficial, altimetría)
- información sobre viviendas, población, medio ambiente y fisiografía (INEGI)
- Información geológica e hidrogeológica de los pozos de extracción del agua de subsuelo (JUMAPA)

- Equipo de prospección geofísica:

El equipo utilizado para éste trabajo ha sido un GSSI (*Geophysical Survey System Inc.*) con el sistema de adquisición SIR-3000, muy apto en área logísticamente difíciles y para antenas monoestáticas y biestáticas. Gracias a este sistema los datos son visualizados en tiempo real directamente en la pantalla de alta resolución y grabados en la memoria interna. Además de poder predisponer los parámetros óptimos para el levantamiento (número de *scan*, *bit*, muestras por traza, etc.) es posible, directamente en el campo, procesar preliminarmente los archivos por medio de filtros y ganancias.

Las antenas son de tipo blindado monoestático SUBECHO de 40, 70 y 200 MHz., que permiten alcanzar una profundidad de sondeo de máximo 15 metros. Todos los radargramas interpretados en este trabajo, se obtuvieron utilizando el software de procesamiento *RADAN 6.5 for Windows NT*, que permite efectuar todas las clásicas operaciones de procesamiento:

1. Edición de las marcas gravadas por el usuario y de las marcas de distancia, registradas en el archivo de datos cuando se desplazan las antenas por ruedas.
2. Corrección de los posibles errores evidentes y reordenación de los datos
3. Corrección topográfica: permite asignar los valores reales de los desniveles topográficos de las fallas. Este tipo de procesamiento es muy importante porque para una interpretación confiable es necesario poder visualizar la traza real de los reflectores y sus inclinaciones.
4. Normalización de las distancias: ésta función permite establecer una escala constante horizontal entre las marcas. La normalización de la distancia corrige el número de *scans* entre las marcas por medio de extensiones y

- brincos espaciales, además corrige las variaciones ocasionadas por velocidades inconstantes de sondeo.
5. Normalización espacial: ajusta la escala vertical quitando los efectos topográficos de los reflectores horizontales.
 6. Filtros temporales (o verticales) de baja y alta frecuencias: sirven para eliminar ruidos de altas o bajas frecuencias. Y se le llaman “verticales” ya que la escala de los tiempos se encuentra en el eje de las ordenadas de los radargramas. Estos ruidos se pueden originar por efecto del mismo Georadar durante la adquisición de datos, por ejemplo, debido a interferencias exteriores. El ruido de baja frecuencia se asocia a la antena, la longitud del cable y el tipo de unidad de control
 7. Filtros espaciales, (horizontales) de bajas y altas frecuencias: hacen lo mismo de los filtros verticales, pero a lo largo del eje x, o sea, el eje espacial.
 8. Ganancias: Debido a las pérdidas por conducción, polarización y reflexión y a que el frente de ondas se extiende de forma esférica, las señales electromagnéticas que se propagan en el subsuelo sufren una fuerte atenuación. Los algoritmos de ganancias permiten multiplicar la señal por una función temporal $g(t)$ que la amplifica de forma selectiva para compensar el hecho de que la atenuación crece con el tiempo a medida que la señal se propaga en el subsuelo
 9. Deconvoluciones: son métodos de filtraje utilizados para remover los ruidos ocasionados cuando la señal radar rebota entre un objeto (metal, capa arcilla húmeda, etc.) y las antenas, originando reflexiones múltiples (o *ringing*).
 10. Migraciones: Cuando el radar pasa por encima de objetos pequeños en comparación con la longitud de onda del pulso emitido, se obtiene en el radargrama, una hipérbola, cuyo vértice marca la posición del blanco en el subsuelo. Mediante la migración es posible eliminar los brazos de la hipérbola dejando sólo los vértices que son los que indican la verdadera posición de los blancos. Para poder utilizar las migraciones, hay que conocer la velocidad de la señal en el medio.
 11. Otras funciones matemáticas para mejorar la relación señal-ruido permitiendo interpretar más claramente y simplemente las informaciones.
 12. Edición Final, cortes, asignación de escalas y conversión a archivos *bitmap* (BMP)

V.2 MÉTODO

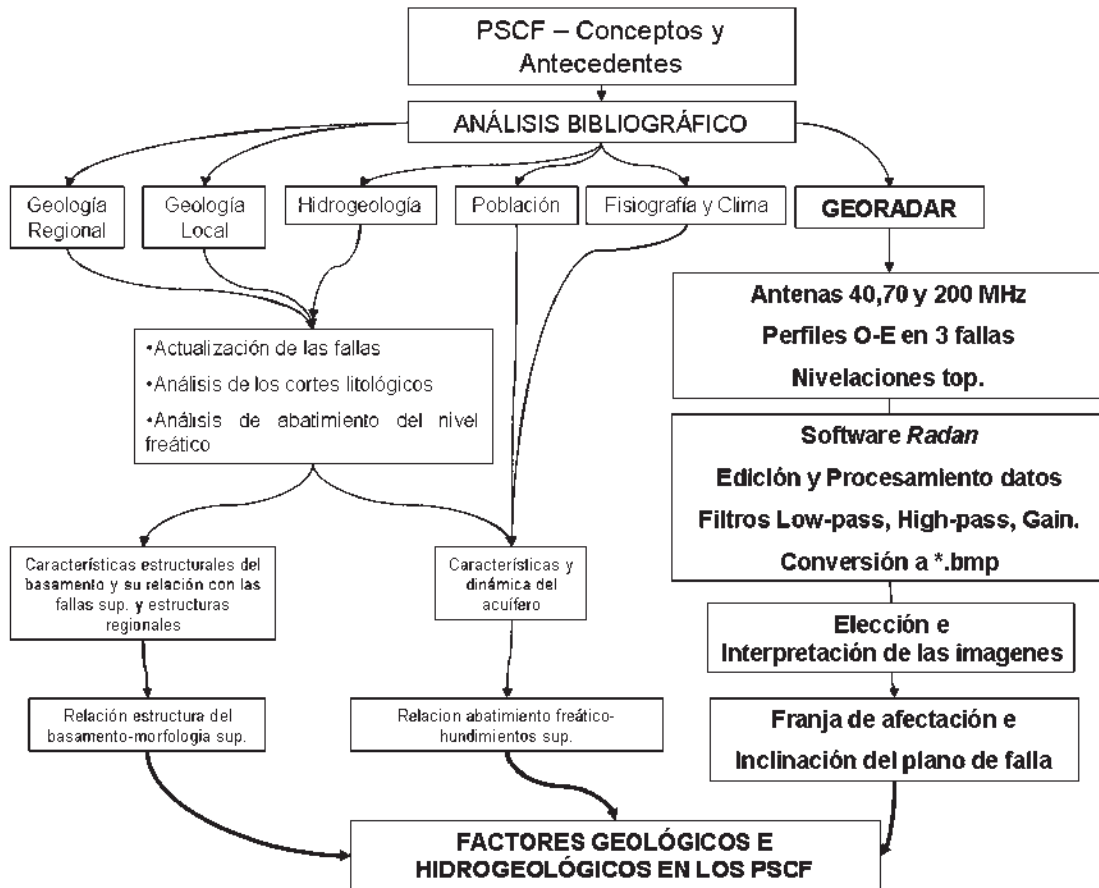


Figura 33. Diagrama de la metodología aplicada.

- ✓ Análisis de la Bibliografía (UNAM, UMSNH, JUMAPA, Univ. Milán, Turín, Bologna, INEGI, etc.).
- ✓ Actualización del trazo y geometría (longitud, desnivel) de las fallas por medio de un reconocimiento *in situ* y con el auxilio de un mapa catastral 1:2,000.
- ✓ Digitalización de las fallas por medio del software *Arcview 3.2*.
- ✓ Caracterización de los tipos de daños en viviendas (frecuencia e inclinación de los agrietamientos, desniveles morfológicos e historial de los hundimientos).
- ✓ Recopilación de datos sobre subsuelo: correlaciones estratigráficas y digitalización de las fallas del basamento.
- ✓ Recopilación de datos sobre la hidrogeología: dinámica del acuífero y abatimientos (1980-2008)
- ✓ Generación de modelos digitales de elevación (MDE) del basamento, de los hundimientos superficiales, del nivel freático y de los abatimientos

piezométricos utilizando el siguiente software *Golden Surfer 8.0*, *Arcview GIS 3.2* y *Global Mapper 7.0*.

- ✓ Exploración geofísica aplicando la técnica de Georadar (GPR): levantamiento de perfiles



Figura 34. Levantamiento GPR con antenas de 200 (a), 70 (b) y 40 (c) MHz.

Por cada perfil se utilizaron antenas de 40, 70 y 200 MHz. En la figura 35 se muestra la ubicación de los perfiles levantados.

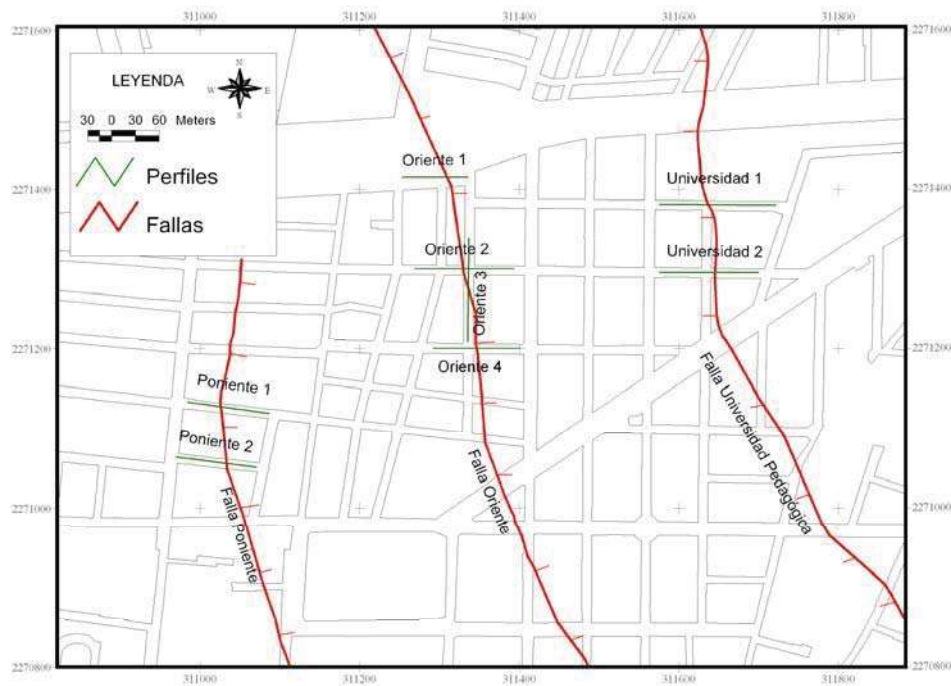


Figura 35. Mapa de las fallas y ubicación de los perfiles levantados.

- ✓ **Edición, elección e interpretación de los radargramas** más representativos de las características del subsuelo en los primeros 15-20 metros de profundidad.

Análisis de información:

- ✓ Relación entre las fallas geológicas del basamento y su expresión superficial asociada a la subsidencia.
- ✓ Caracterización estratigráfica del subsuelo.
- ✓ Definición de la dinámica del acuífero.
- ✓ Relación entre tasas de hundimientos y abatimiento piezométrico.
- ✓ **Definición de la geometría del plano de falla y de las franjas de afectación a partir del Georadar.**
- ✓ Conclusiones y escenarios futuros.

CAPÍTULO VI - RESULTADOS, ANALISIS Y DISCUSIÓN

VI.1 EXPLORACIÓN GEOFÍSICA

El levantamiento se llevó a cabo a lo largo de 8 perfiles de longitud aproximada de 60-70 metros en correspondencia de la falla Oriente (4 perfiles), y 120 metros en las fallas Poniente (2 perfiles) y Universidad Pedagógica (2 perfiles). La ubicación de los perfiles fue escogida según los criterios siguientes:

1. Ausencia de tráfico vehicular, que podría afectar al levantamiento con el GPR en términos de ruidos de fondo y de dificultades logísticas.
2. Se hicieron perfiles de las fallas que tuvieran mayor expresión morfológica para poder observar su geometría en el subsuelo y, en el caso de las fallas Oriente, poder identificar exactamente la longitud y el desnivel topográfico a lo largo del levantamiento. Por el contrario, las fallas Poniente y Universidad Pedagógica no tienen una evidente expresión morfológica en el área levantada. Lamentablemente no fue posible llevar a cabo el levantamiento en zonas donde las fallas Poniente y Universidad Pedagógica tuvieran un mayor desnivel topográfico, debido a que en la zona Centro de la ciudad, en donde estas fallas son bien reconocibles, las calles son muy traficadas y estrechas, no permitiendo un adecuado levantamiento.

A continuación se describen los perfiles levantados durante la campaña de exploración geofísica:

- Poniente 1: Oeste-Este, en la calle Oaxaca entre Álvaro Obregón y Cristóbal Colon.
- Poniente 2: Este-Oeste, de la esquina Yucatán y Cozumel hasta Yucatán y Álvaro Obregón

A lo largo de este levantamiento se marcaron en tiempo real los topes y la ubicación de la fractura que cruza la calle, ya que no es evidente el salto morfológico.

- Oriente 1: Oeste-Este, a lo largo de la calle Héroe de Nacozari, entre la calle Morelia y la terminación de la calle Héroe de Nacozari.
- Oriente 2: Oeste-Este, en la calle 20 de Noviembre, entre Morelia y Villahermosa.
- Oriente 3: Sur-Norte, en la calle Primo Verdad, entre Guanajuato y Nacozari.

- Oriente 4: Oeste-este, en calle Guanajuato, entre Nuevo León y Villahermosa.

Se marcaron los cambios entre concreto y asfalto, los topes, el inicio y el fin del desnivel.

- Universidad 1: Oeste-Este, en calle Nacozari, entre Coahuila y Nayarit.
- Universidad 2: Este-Oeste, calle 20 de Noviembre, entre Coahuila y Nayarit.

Se marcaron los cambios de asfalto, los topes, los drenajes, principio y fin de la pendiente.

Por cada perfil se utilizaron antenas de 40, 70 y 200 MHz, llegando a un resultado de 24 radargramas.

VI.2 PROCESAMIENTO DE LOS RADARGRAMAS

Una vez generado un archivo con todos los radargramas originales, se han procesado las informaciones por medio del software *Radan 6.5 for Windows NT*.

Primero han sido editadas las marcas gravadas en el campo, correspondientes a los topes, cambios de asfalto, comienzo y fin del desnivel topográfico, entre otras. Luego se han aportado las correcciones topográficas, importantes para poder asignar la configuración espacial real de los reflectores, y las normalizaciones espaciales, que establecen una escala constante horizontal entre las marcas y que ajustan la escala vertical.

La parte más importante del procesamiento es la asignación de filtros horizontales y verticales, por medio de los cuales se logra quitar la mayoría de los ruidos de alta o baja frecuencia, y de los algoritmos de ganancia, necesarios para tener mayores contrastes en los reflectores. En el caso en que los radargramas obtenidos no fueran satisfactorios, se regresaba a la asignación de filtros pasa-alto y pasa-bajo y de otros valores de ganancias hasta lograr mejores resultados.

Los últimos dos procesamientos fueron caracterizados por el método de filtraje que se conoce con el nombre de “deconvolución”, que remueve los ruidos originados por los efectos de *ringing*, y por las “migraciones”, las cuales permiten de identificar la verdadera posición de los blancos pequeños en el subsuelo. También en este fue necesario regresar a los pasos anteriores todas las veces en que se tuviera asignar nuevos valores de deconvolución.

Sucesivamente se utilizó el programa *Radan2bmp* para asignar escalas, hacer cortes y convertir los archivos procesados (DZT) a imágenes BMP de alta definición.

v (MHz)	40	70	200
Profundidad de penetración (m)	30	25	10
TW (nsec)	600	500	200
Número de perfiles	8	8	8
ϵ_r (constante diel. rel.)	10 (arcillas limosas y arenas secas)		
Velocidad de las ondas (cm/nsec)	10		
Dirección del levantamiento	Perpendicular a la traza de las fallas		
Target	Plano de falla principal y fracturamientos		
Interpretación de los radargramas (m)	2.0 - 15		

Tabla 3. Parámetros de medición del GPR, características de las ondas y del levantamiento.

VI.3 INTERPRETACIÓN DE LOS RADARGRAMAS

Antes de llevar a cabo la interpretación de los radargramas es necesario explicar algunos problemas que se tuvieron durante el desarrollo del presente trabajo, relacionados con el uso del GPR:

1. La baja profundidad de sondeo (15-20 m) no permite la identificación de la falla en el basamento, ya que este se ubica a más de 70 m de profundidad en esta área de la ciudad
2. La litología del subsuelo en el espesor registrado por el GPR es relativamente homogénea ya que se caracteriza por sedimentos fluvio-lacustres. Esto se traduce en un muy bajo detalle de los radargramas y de las trazas de los reflectores.

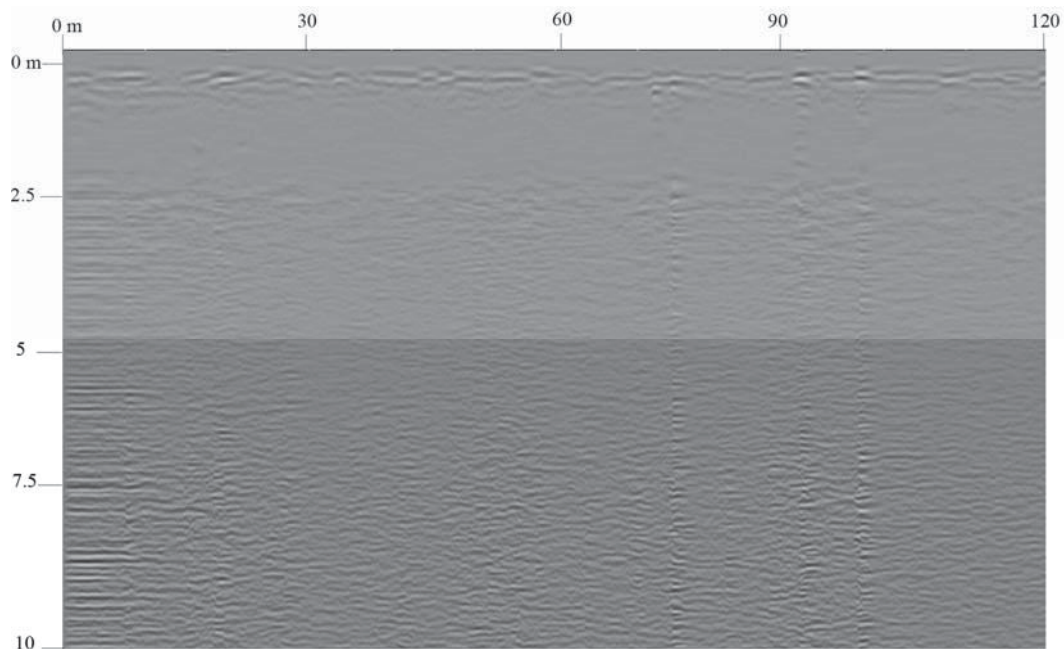


Figura 36. Radargrama de la falla Poniente (perfil Poniente 1) con antena SUBECHO-200 MHz.

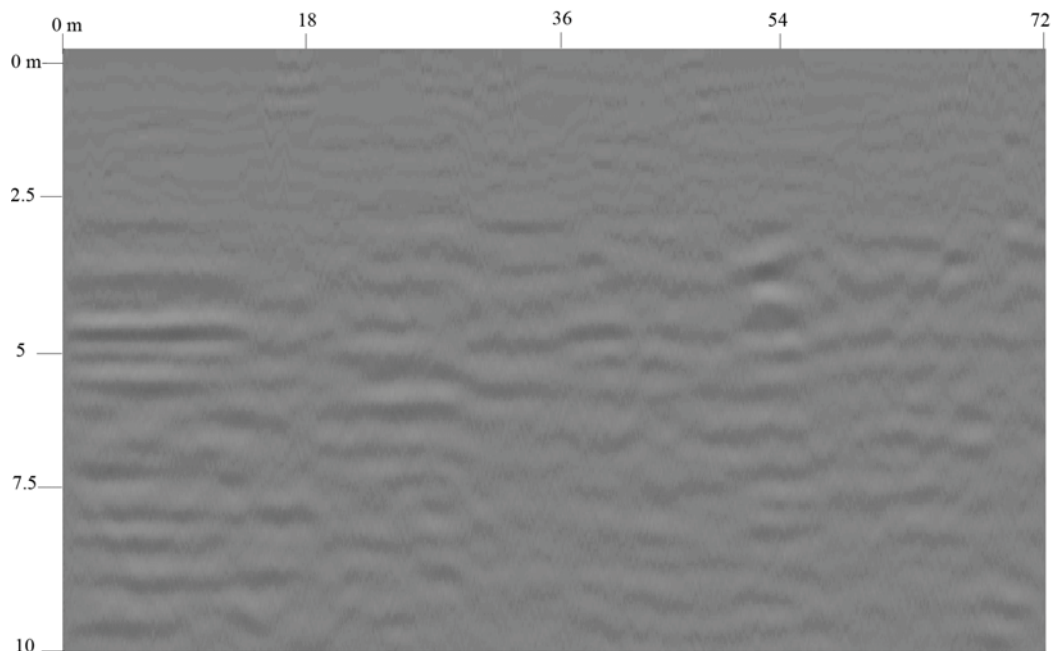


Figura 37. Radargrama de la falla Poniente (perfil Poniente 1) con antena SUBECHO-40 MHz.

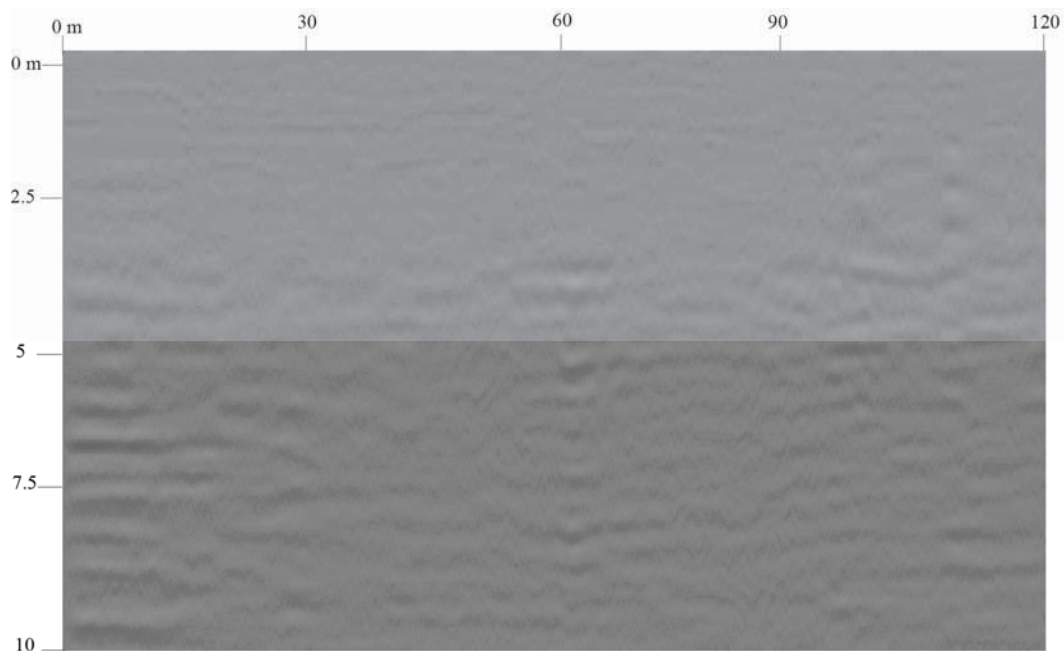


Figura 38. Radargrama de la falla Poniente (perfil Poniente 1) con antena SUBECHO-70 MHz.

3. En el área levantada de la falla Poniente, aun no se tiene una evidente expresión morfológica (fig. 36, 37 y 38) y la falla Universidad Pedagógica tiene desniveles topográficos inferiores a 1 m (fig.39 y 40). Esto significa que en las imágenes del subsuelo no es posible observar un contraste suficiente para definir la geometría del plano de falla.

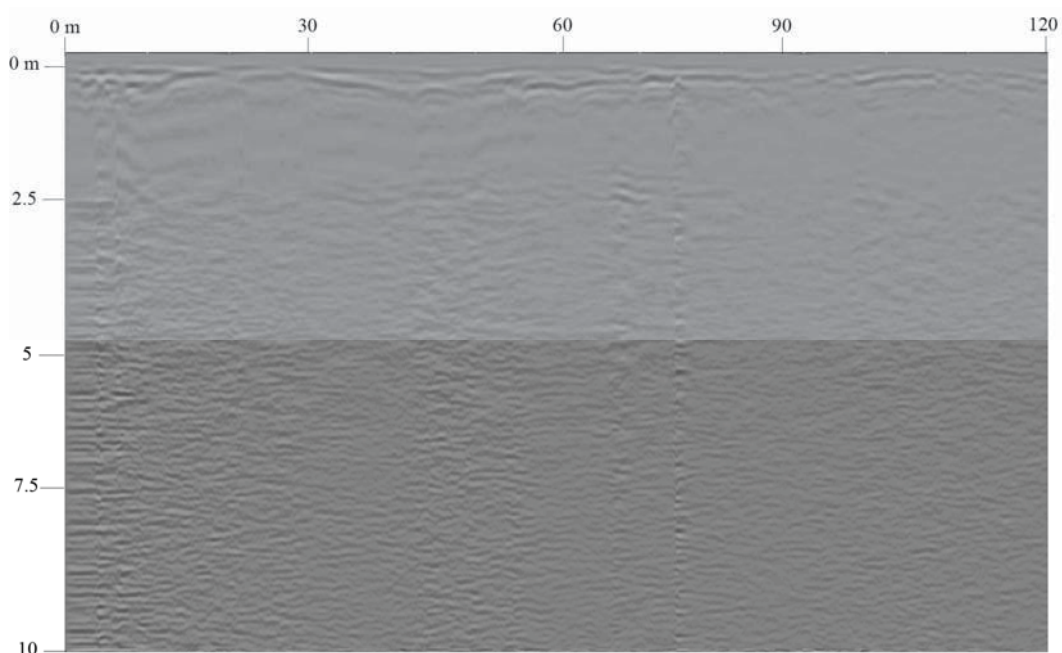


Figura 39. Radargrama de la falla Universidad Pedagógica (perfil Universidad 1) con antena SUBECHO-200 MHz.

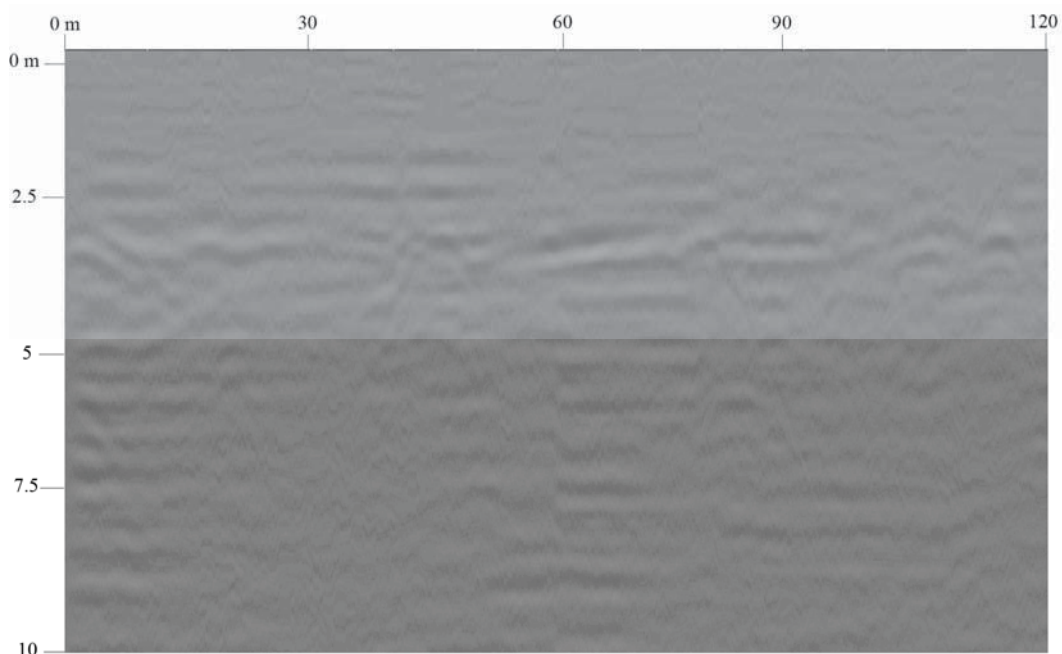


Figura 40. Radargrama de la falla Universidad Pedagógica (perfil Universidad 2) con antena SUBECHO-70 MHz.

A pesar de esta limitante que no permite el reconocimiento del plano de falla en los radargramas correspondientes a las fallas Poniente y Universidad Pedagógica, para una interpretación confiable tuvimos que tomar en cuenta solamente el levantamiento de la falla Oriente, la cual por el elevado desnivel topográfico (3.5 metros en el área levantada) permite su reconocimiento también en el subsuelo.

A continuación se muestran algunos de los radargramas que presentaron los mejores resultados y su interpretación (fig. 41,42 y 43).

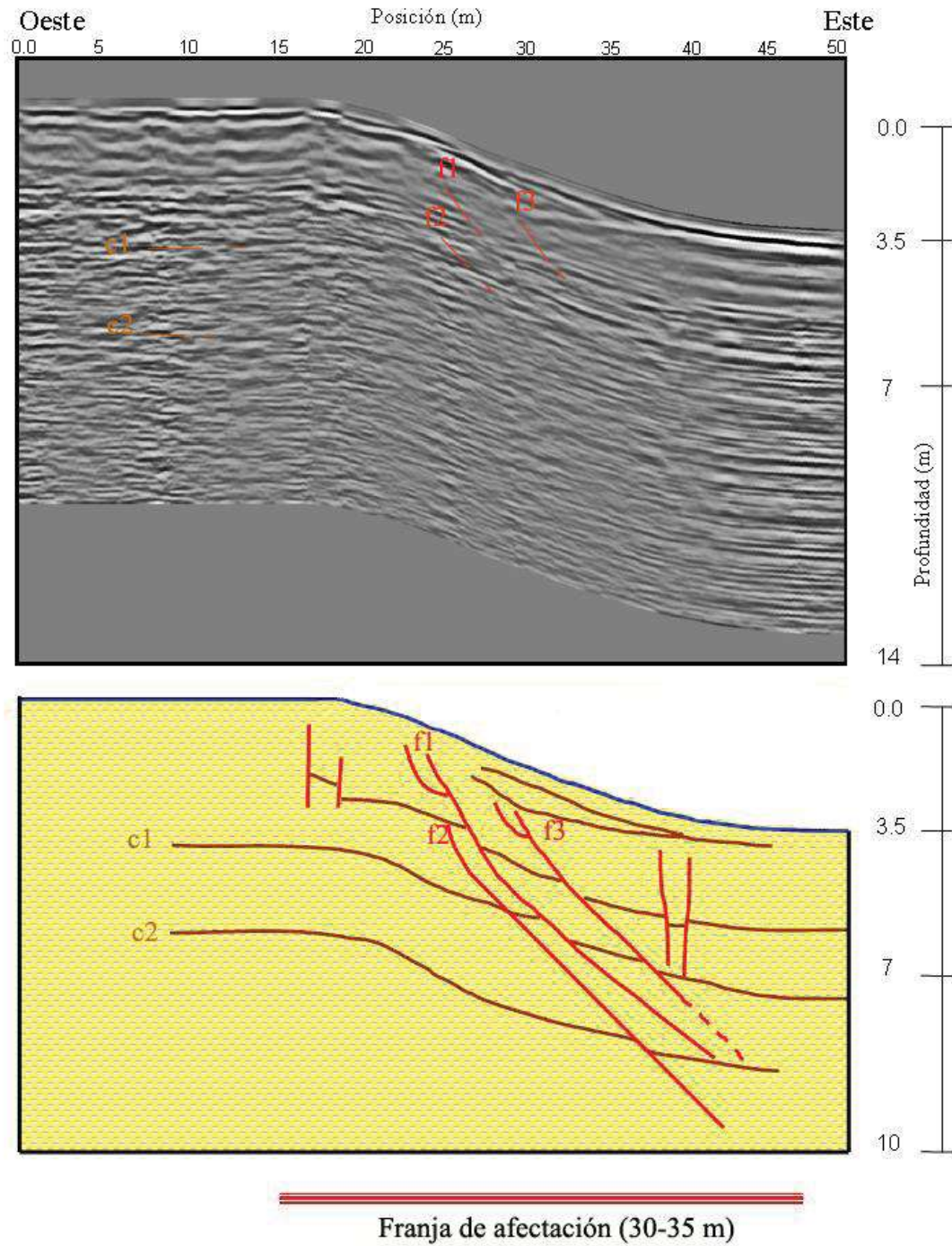


Figura 41. Radargrama de la falla Oriente (perfil Oriente 1) con antena monoestática SUBECHO-200 MHz y su diagrama de interpretación.

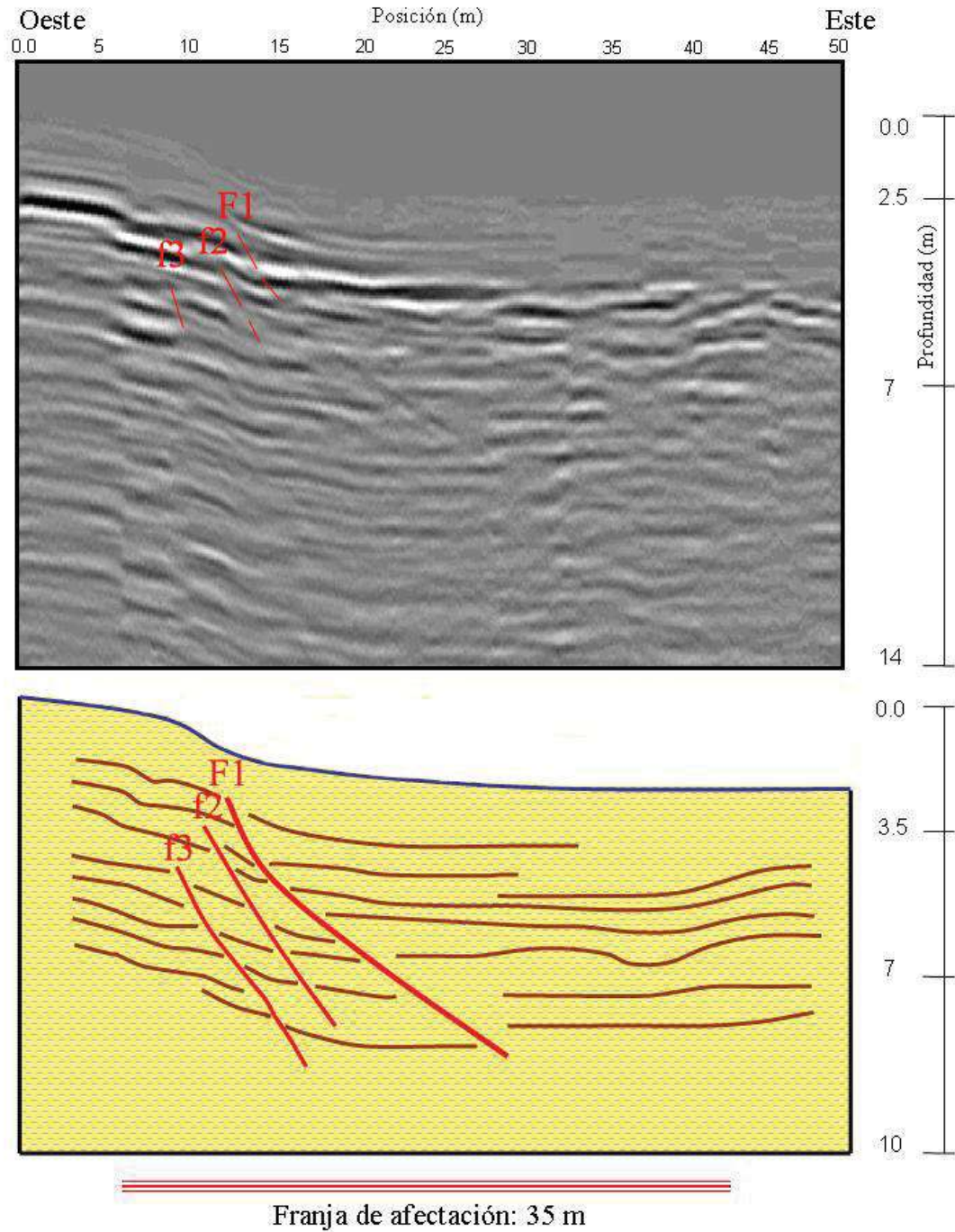


Figura 42. Radargrama de la falla Oriente (perfil Oriente 4) con antena monoestática SUBECHO-40 MHz y su diagrama de interpretación.

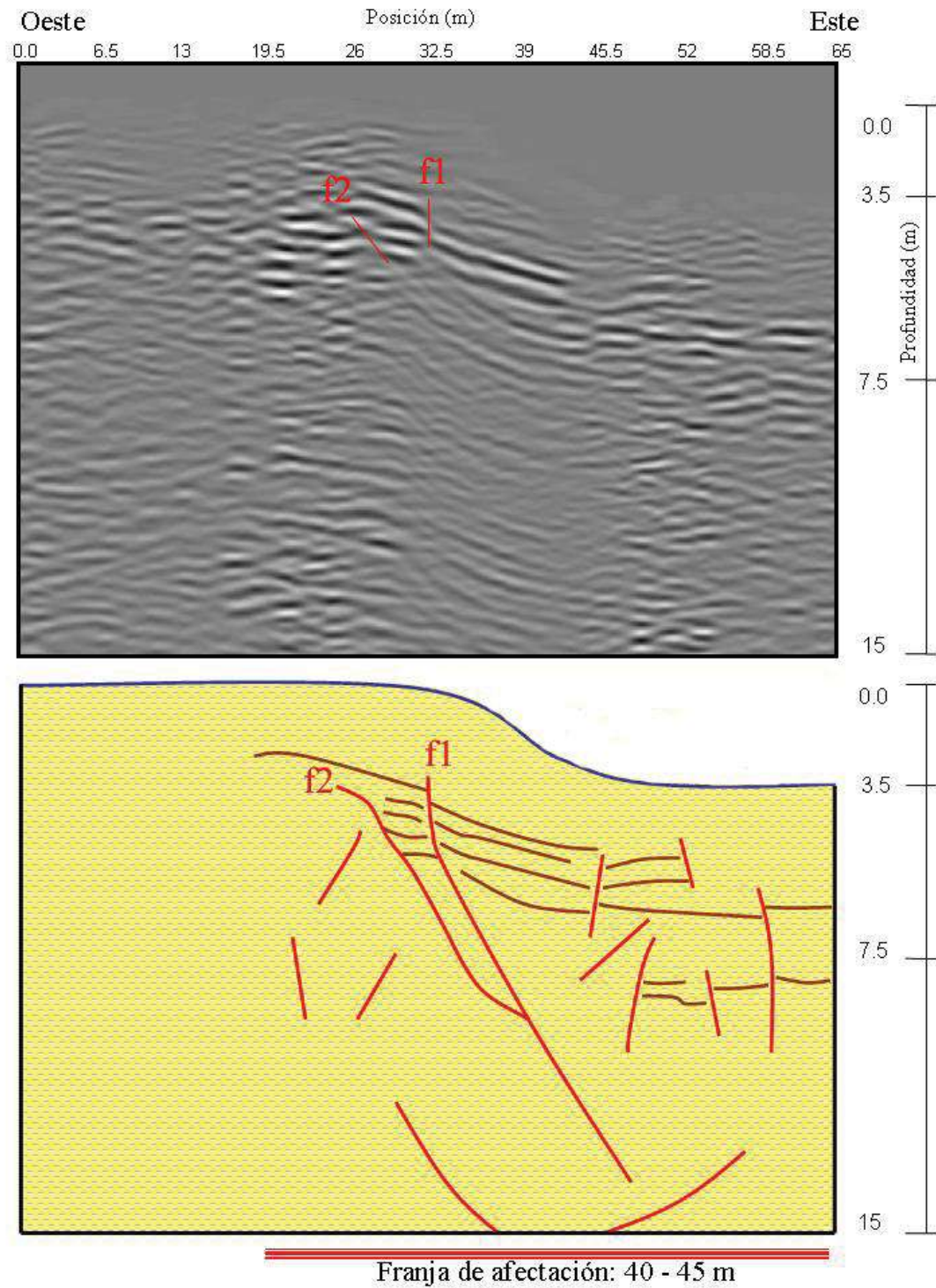


Figura 43. Radargrama de la falla Oriente (perfil Oriente 2) con antena monoestática SUBECHO-70 MHz y su diagrama de interpretación.

En el caso de la falla Oriente, se observa en los primeros 10-15 m de profundidad, que el plano de falla principal divide a dos bloques: el que se hunde hacia el este de la falla, y el que permanece hacia el oeste. El plano principal de falla tiene una inclinación de 30°- 40° y está acompañando un conjunto de fallas sintéticas y antitéticas de 40 a 45° de inclinación, que definen zonas de colapsos identificados siguiendo la disposición de los reflectores. En particular, en el espesor del bloque de piso cercano a la falla principal se identifican fallas sintéticas originadas por los esfuerzos de tensión ejercitados por el hundimiento del bloque de techo. En el bloque de techo predominan fracturas sub-verticales y microfalamientos antitéticos a la estructura principal, los cuales representan los efectos de la dislocación y consolidación diferencial de los sedimentos.

La franja de afectación ha sido medida a partir de los primeros hundimientos y estructuras (microfallamientos y fracturas) que afectan al subsuelo en el bloque de piso hasta las últimas en el bloque de techo. Según lo que se observa en las figuras x1 y x3, tal franja tiene una amplitud simétrica con respecto a la traza de la falla, ósea de 15-20 metros desde el punto medio del espejo de falla. Éste se debe a que la afectación en el bloque de piso es ocasionada por las fallas sintéticas a la estructura principal mientras que en bloque de techo son las fallas antitéticas y los colapsos los principales factores de afectación.

En la figura 42, correspondiente al perfil Oriente 4, se han identificado hundimientos a una distancia de 20 metros del plano principal de falla, a una profundidad de 3.5 a 7 m, en correspondencia del bloque de techo. Aunque estos colapsos todavía no tengan expresión morfológica, es importante incluirlos en la evaluación de la amplitud de la franja ya que podrían representar la señal de una próxima afectación superficial. Por ende, en este caso, la amplitud de la franja de afectación es mayor en el bloque que se hunde (20 m) que en el bloque de piso (15 metros).

Todo lo anterior permitió asignar a la franja de afectación para la falla Oriente el valor de 35- 40 metros.

VI.4 DISCUSIÓN

El basamento de la ciudad de Celaya presenta una estructura del tipo *Horst* alargado en dirección N-S afectado por un sistema de fallas normales NNO-SSE las cuales le confieren una estructura escalonada hacia el oriente y el poniente de la ciudad. Estas fallas, siendo sinsedimentarias, han permitido una sedimentación heterogénea de limos y arcillas de origen fluvio-lacustres, cuyo espesor varía de 60 m en correspondencia del alto estructural hasta los 300 m aproximadamente en las márgenes de la ciudad.

Los sedimentos lacustres y fluviolacustres se encuentran intercalados entre tres coladas basálticas provenientes del NE, NO y SO de la ciudad, las cuales juegan un papel muy importante en la dinámica de los PSCF, ya que no se detectan fallas superficiales en correspondencia de las coladas NO y SE, debido a que su intercalación en los sedimentos fluvio-lacustres amortigua la compactación del material deformable. Como demostración de esto se observa que la colada NE parece interrumpir la posible conjunción entre las fallas Tecnológico e Insurgentes.

Es importante especificar que en el caso en que el nivel freático siga aumentando su profundidad hasta alcanzar los espesores fluvio-lacustres sub-yacientes las coladas, el efecto de la subsidencia sería acentuado, debido a la compactación de estos niveles sedimentarios junto con la sobrepresión ocasionada por la carga litoestática propia de las coladas. Éste es el caso de Morelia, donde en correspondencia de la falla la Colina, hacia el NO de la ciudad, se ha observado en estos últimos años una intensificación de la subsidencia, debido a que el nivel freático se encuentra actualmente en los sedimentos lacustres sub-yacientes la colada basáltica del volcán Quinceo (Avila-Olivera, 2009).

Superficialmente, la ciudad se encuentra afectada por 6 fallas de dirección NNO-SSE que representan la expresión morfológica de las fallas geológicas del basamento. En la última actualización cartográfica de las fallas geológicas (2008) además de detectar dos fallas más con respecto a las informaciones antecedentes (Tecnológico y Santa Teresita), se observó un aumento en la longitud de las ya reconocidas anteriormente, teniendo afectaciones en fraccionamientos de reciente construcción.

También las características hidrogeológicas juegan un papel muy importante en el desarrollo de los PSCF. Los estudios hidrogeológicos del acuífero de la ciudad y de su dinámica, por medio de los datos de nivel estático actuales y antecedentes de los 100 pozos presentes en el área, enseñan que los mayores conos de abatimiento del nivel freático se encuentran hacia la margen SO de la ciudad, donde la recién construcción de 4 pozos está ocasionando el abatimiento del área de recarga del acuífero de Celaya, y en la nueva área industrial, ubicada al norte de la ciudad, en donde se detectan 50 m de abatimiento en los últimos 6 años.

En los mapas de piezometría y de abatimientos se observa que las fallas superficiales coinciden con las áreas en donde en nivel piezométrico ha sido mayormente abatido (zona centro y NE). Además en el perfil piezométrico se aclara que, junto con las

áreas del centro y la industrial, existe otra zona donde el nivel freático es muy profundo, en la margen SO de la mancha urbana, la cual no está caracterizada por la presencia de hundimientos diferenciales y fallas superficiales. Esto se debe a la presencia de una colada basáltica intercalada en los sedimentos fluvio-lacustres, la cual, hasta el momento, está amortiguando a los PSCF.

Observando las gráficas de abatimiento del nivel piezométrico y la distribución de las precipitaciones desde los 70's, resulta evidente la relación que existe entre subsidencia y clima: al principio de los 80's la cantidad de agua de lluvia que abastecía al acuífero ha sufrido una fuerte disminución, debido al efecto de "El Niño" (700 mm/año en los 70's, 590 mm/año en los 80's). Por ende, en esos años se aumentó la extracción de agua de subsuelo, llevando a la aparición de los primeros casos de subsidencia y de fallamiento superficial en Celaya. Si comparamos el caso de Celaya con lo de otras ciudades afectadas por los PSCF, como Morelia (Avila-Olivera, 2009) y Querétaro (Carreón-Freyre et al., 2002; Carreón-Freyre y Cerca, 2006), se observa que la subsidencia en ambos casos ha presentado sus primeras evidencias en los mismos años (1980-1985). Se concluye que el fenómeno "El Niño" ha sido un importante factor natural para los PSCF, lo que nos permite regionalizar las causas detonantes de estos tipos de procesos. Por fin, desde mediados de los 80's hasta la fecha actual, otros factores se han sumado al clima, es decir la intensa urbanización y la falta de una severa legislación que regule la extracción del agua de subsuelo.

Haciendo un análisis integral de la información geológica, hidrogeológica y su evolución en los últimos 30 años, es posible asignar a las coladas basálticas un rol muy importante: cómo ya vimos, estas pueden amortiguar los PSCF, exclusivamente en el caso en que la superficie piezométrica se quede arriba de piso de estas. Por el contrario, si este nivel sobrepasara las coladas, el efecto sería de aceleración de las tasas de hundimiento superficial ya que el material deformable subyacente se consolidaría muy rápidamente, debido a la carga litostática propia de la colada. Por último, es muy probable que si siguiera el abatimiento de la superficie piezométrica se manifestarían fallas superficiales coincidentes con los flancos de las coladas.

Los resultados obtenidos con el georadar muestran que el subsuelo en correspondencia de la falla oriente se encuentra muy afectado por fallas sintéticas y antitéticas de 40 a 45° de inclinación, que definen hundimientos de los sedimentos fluvio-lacustres en el bloque de techo, hasta una distancia de aproximadamente 15-20 metros con respecto al plano principal de falla, cuya inclinación mide aproximadamente 35° hacia el oriente.

Midiendo el ancho del subsuelo afectado por tales fallas y colapsos, se ha propuesto para la franja de afectación un valor de 35-40 metros (18-20 por cada lado de la falla). Considerando que en los radargramas correspondientes al perfil Oriente 4 se ha observado una mayor amplitud de la franja de afectación en correspondencia del bloque que se hunde, para los fines de prevención de riesgo geológico, es necesario redistribuir los valores del ancho de tal franja: 25 metros desde el nivel mediano del espejo de falla hacia el bloque de techo; 15 metros en el bloque de piso (fig. 45).

El valor propuesto de la franja de afectación (35 - 40 metros) es mayor con respecto al valor medido observando los daños en las estructuras urbanas, el cual corresponde a la franja de afectación superficial real hasta el momento, es decir 20 – 25 m (fig. 44). Esto se debe a que muchos fallamientos y colapsos observados en el subsuelo todavía no tienen evidencia superficial; sin embargo es importante tomar en cuenta el valor propuesto de la franja de afectación, y no el real, ya que las estructuras someras detectadas en los radargramas podrían representar un riesgo para las estructuras urbanas y las personas en el caso en que, avanzando la subsidencia, esas discontinuidades empiecen a tener evidencia morfológica.



Figura 44. Franja de afectación real para la falla Oriente.

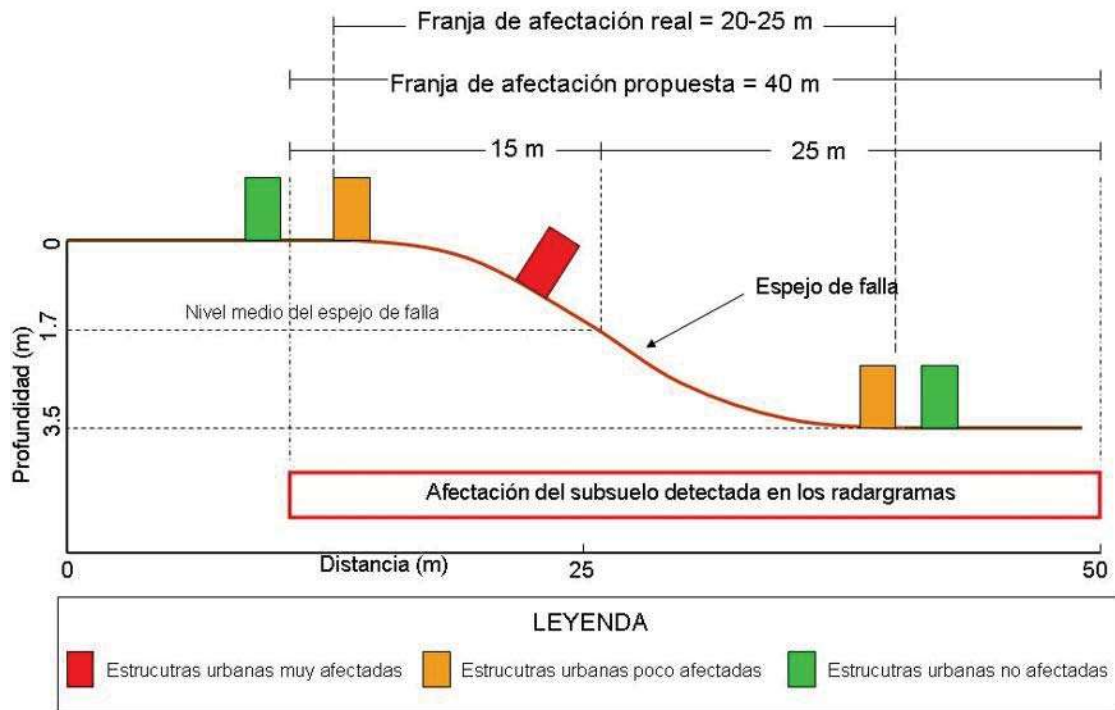


Figura 45. Comparación de la franja de afectación real y propuesta.

Como valor de amplitud de la franja real de afectación se ha considerado al valor máximo medido a lo largo de la traza de la falla Oriente, ya que, alejándose del área de mayor subsidencia, la franja real disminuye hasta 2-3 metros hacia las márgenes septentrionales y meridionales del fallamiento.

En el caso de las otras fallas no ha sido posible detectar los mecanismos de fallamiento ya que la homogeneidad litológica y los bajos desniveles no permiten una interpretación de detalle que sea suficientemente confiable. Para estos casos se recomienda la utilización de GPR con antenas mayores a 400 MHz, con las cuales sería posible observar los fracturamientos en los primeros 5 metros de profundidad, o más bien la aplicación de otros métodos de prospección geofísica.

CAPÍTULO VII – CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La ciudad de Celaya es una de las zonas urbanas del centro de México que más ha sido impactada por los procesos de subsidencia-*creep*-falla. La sobreexplotación del acuífero ha ocasionado la consolidación diferencial de los sedimentos fluvio-lacustres, los cuales se encuentran afectados por 6 fallas normales de dirección NNO-SSE, con plano de falla que se inclina hacia el oeste. Estas fallas tienen tasas de hundimiento de 8-10 cm/año, presentan un aumento longitudinal con respecto a los antecedentes y reflejan morfológicamente las fallas geológicas de misma dirección en el basamento, caracterizado por una estructura tipo *Horst*, escalonado hacia el oriente y el occidente.

En la información del subsuelo se detectaron tres coladas basálticas intercaladas en los sedimentos fluvio-lacustres, las cuales juegan un papel muy importante en el desarrollo de los PSCF, amortiguándolos en el caso en que la superficie piezométrica se quede arriba del piso de las mismas, o acentuándolos, si la piezometría alcanzara los sedimentos deformables sub-yacientes, con la consiguiente aceleración de las tasas de hundimiento o la aparición de fallas coincidentes con sus flancos.

Los estudios antecedentes y las análisis hidrogeológicas evidencian que el abatimiento del nivel freático ha empezado en la primera mitad de los 80's, debido a la disminución de las precipitaciones ocasionada por "El Niño" y que en los mismos años se han señalado los primeros casos de fallamientos superficiales, en Celaya, así como en Morelia y Querétaro. El abatimiento sigue en aumento, sobretodo en las zonas de reciente urbanización y en la nueva área industrial.

En la parte occidental de la ciudad, los hundimientos han disminuido debido a que el nivel freático se encuentra actualmente adentro de una colada basáltica reciente y por lo tanto el espesor de sedimentos lacustres sobreyacentes a la colada han experimentado toda la deformación posible, correspondiente a la consolidación primaria, faltando únicamente aquella debida a la consolidación secundaria. En la región oriental los hundimientos siguen en aumento, debido esto a los grandes espesores de material deformable y a la presencia de áreas industriales las cuales sobreexplotan el acuífero sin ninguna planificación ni control.

Debido a la homogeneidad de la litología y a la baja profundidad de sondeo alcanzable por medio del GPR, los radargramas interpretados son los que corresponden a los perfiles de la falla Oriente, la cual presenta una dirección NNO-SSE con desnivel topográfico máximo de 3.5 metros aproximadamente.

Los radargramas evidencian un plano de falla de 30°- 40° y una franja de afectación de 35-40 metros. Se detectaron además numerosas fracturas sub-verticales (80°) e inclinadas (45°-50°) a lo largo de las cuales se llevan a cabo los hundimientos diferenciales.

Con base en lo anteriormente mencionado se puede afirmar que el GPR es una herramienta útil en el estudio de los PSCF solo donde existan una o más de las siguientes condiciones favorables:

- El techo del basamento debe ser somero, posiblemente detectable en los primeros 15 – 20 metros de profundidad, correspondientes a la profundidad de alcance de un levantamiento GPR con antenas de 40,70 y 200 Mhz. En éste caso sería posible observar las estructuras (fallas y fracturas) en el basamento.
- Inhomogeneidad de la litología, la cual permite definir los contrastes entre los reflectores.
- Suficiente desnivel topográfico para lograr la identificación de la traza de la falla en el subsuelo.

Para la definición de la franja de afectación y de la geometría del plano de falla de las otras 5 fallas presentes en la ciudad se recomienda la aplicación de otros métodos geofísicos, o, en el caso en que se requiera un estudio del fracturamiento en los primeros 5 metros de profundidad, se recomienda la utilización de antenas GPR de mayor frecuencia (>400 MHz).

Todo lo anterior lleva a la conclusión de que los procesos de subsidencia-*creep*-falla siguen ocasionando daños a las estructuras urbanas, por lo cual es necesario proporcionar una serie de recomendaciones para el manejo de la prevención y posibles soluciones ante este tipo de fenómenos, que representan un riesgo real y continuo para los habitantes de la ciudad de Celaya:

1. Una continua explotación incontrolada del acuífero llevaría a un aumento longitudinal de las fallas que, junto con la ampliación de la zona problema, incrementaría el *área de afectación* con consiguientes daños en las estructuras urbanas. Además, la perpetuación de la explotación del agua subterránea ocasionaría el incremento del desnivel de las fallas hasta cuando los sedimentos cesaran de consolidarse. Tal incremento tendría como consecuencia el aumento de la amplitud de la franja de afectación, lo que se debe al efecto de las estructuras (micro-fallamientos y fracturas) que se originarían con el avance de la subsidencia y el crecimiento de las que ya existen.
2. Es necesaria una adecuada planeación urbana que empiece con el considerar la franja de afectación de la falla Oriente como **área de vulnerabilidad máxima**, para todas las estructuras que se encuentren entre sus límites. Tal área de vulnerabilidad máxima debe tener un ancho igual a la franja de afectación propuesta (35-40 m) y una longitud correspondiente a la longitud de la falla (6 km), considerando que aunque los daños estructurales hacia los márgenes de la falla son todavía muy pequeños, podrían intensificarse en los próximos años, con la construcción de pozos para la extracción de agua de subsuelo en las zonas de nueva urbanización.
3. No es recomendable conceder permisos de construcción adentro de las áreas de afectación, las cuales, más bien, podrían ser aprovechables como áreas verdes o de estacionamientos.

REFERENCIAS

- Aguilar-Pérez L.A., Ortega-Guerrero M.A., Lugo-Hubp L., Ortiz-Zamora D., 2006, Análisis numérico acoplado de los desplazamientos verticales y generación de fracturas por extracción de agua subterránea en las proximidades de la Ciudad de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.23, núm. 3, pág. 247-261.
- Aguirre-Díaz G. de J., Zúñiga-Dávila F.R., Pacheco-Alvarado F.J., Guzmán-Speziale M. y Nieto-Obregón J., 2000, El graben de Querétaro, México, *Observaciones del fallamiento activo*, GEOS, Vol. 20, No. 1, p. 2-7.
- Alaniz-Álvarez S. A., Nieto-Samaniego A. F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, núm. 1, Pág. 65-82.
- Álvarez-Béjar R., Ibáñez-Garduño D., Garduño-Monroy V.H., Israde-Alcántara I., Arregue-Rocha E. and Hermance J., 2002, Caracterización de procesos de subsidencia-creep-falla en sedimentos lacustres por medio del radar de penetración terrestre (GPR), *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes: Geos*.
- Álvarez-Manilla A.A. y Pérez-Rea M. de la L., 1996, Subsidencia y fallamiento en el Valle de Querétaro, XVIII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Morelia, Michoacán.
- Álvarez-Manilla A.A., 1999, Modelo del mecanismo de agrietamiento en el valle y zonas metropolitanas de Querétaro, Tesis de Maestría en Ciencias (Mecánica de Suelos), DEPMI, Universidad Autónoma de Querétaro, México.
- Álvarez-Manilla A A., 2002, Mecanismo de agrietamiento en suelos: caso Santiago de Querétaro, Qro., XXI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Juriquilla, Querétaro, tomo 1, p. 193-197.
- Aranda-Gómez J.M. y Aranda-Gómez J.J., 1985, Fallamiento de la Ciudad de Celaya, Análisis del agrietamiento de la Ciudad de Aguascalientes, p. 49-50.
- Avila-Olivera J.A. y Garduño-Monroy V.H., 2003, Estudios Geotécnicos y Geofísicos de los Procesos de Subsidencia-Creep-Falla en la Ciudad de Morelia, Michoacán, *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes: Geos*.
- Avila-Olivera J A., 2004, Contribución a los estudios geotécnicos y geofísicos en zonas urbanas con Procesos de Subsidencia-Creep-Falla, caso: la Ciudad de

- Morelia, Michoacán, México: Querétaro, Querétaro, Universidad Autónoma de Querétaro, Tesis de Maestría, 234 p.
- Avila-Olivera J.A. y Garduño-Monroy V.H., 2004, La subsidencia y las fallas geológicas en la ciudad de Morelia, Michoacán, XXII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, 8 p.
- Avila-Olivera J.A. y Garduño-Monroy V.H., 2006a, Aplicación del Georadar en el estudio de los Procesos de Subsidencia-Creep-Falla en la Ciudad de Morelia, Michoacán, Geos, Vol. 26, No. 1, p. 186.
- Avila-Olivera J.A. y Garduño-Monroy V.H., 2006b, El abatimiento de los niveles freáticos es sólo un elemento de los Procesos de Subsidencia-Creep-Falla, Caso: La Ciudad de Morelia, Michoacán, Geos, Vol. 26, No. 1, p. 186.
- Avila-Olivera J.A. y Garduño-Monroy V.H., 2006c, Estudio Geofísico de los Procesos de Subsidencia-Creep-Falla que afectan a la Ciudad de Morelia, Michoacán, empleando el Georadar, II Congreso de Investigación Científica de la UMSNH, Resúmenes.
- Avila-Olivera J.A. y Garduño-Monroy V.H., 2006d, El abatimiento del nivel freático activa el desarrollo de los Procesos de Subsidencia-Creep-Falla, caso: la Ciudad de Morelia, Michoacán, II Congreso de Investigación Científica de la UMSNH, Resúmenes.
- Avila-Olivera J.A. y Garduño-Monroy V.H., 2006e, Hundimientos ocasionados por Procesos de Subsidencia-Creep-Falla (PSCF) en la ciudad de Morelia, Mich., México, Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía, vol. 19, no. 2, p. 50-59.
- Avila-Olivera J.A. y Garduño-Monroy V.H., 2006f, Hundimientos generados por los Procesos de Subsidencia-Creep-Falla, caso: Morelia, Mich, XXIII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, p. 543-548.
- Avila-Olivera J.A., Farina P. y Garduño-Monroy V.H., 2007b, Unmasking sinkings zones caused by Subsidence-Creep-Fault Processes in Morelia, Michoacán, using InSAR and GIS, Proceedings of 4th International Conference GIS in Geology & Earth Sciences, Juriquilla, Querétaro.
- Avila-Olivera J.A., Farina P. y Garduño-Monroy V.H., 2007c, Monitoreo de los Procesos de Subsidencia-Creep-Falla que afectan a la Ciudad de Celaya, Guanajuato, a través de la técnica InSAR, Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Geos, Vol. 27, No.1, p. 157-158.
- Avila-Olivera J.A., Calderón-Muñoz J. y Garduño-Monroy V.H., 2007, Monitoreo de los Procesos de Subsidencia-Creep-Falla que afectan a la Ciudad de Morelia, Michoacán, empleando DGPS Geodésico, Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Geos, Vol. 27, No.1, p. 157.

- Avila-Olivera J.A., 2009, "Evolución de los Procesos de Subsistencia-Creep-Falla, casos: Morelia, Mich. y Celaya, Gto.", México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Doctorado, 233 p.
- Baldi P., Cenni N., Loddo F., Martinelli G., Moro M., Pesci A., Saroli M., Stramondo S., 2008, Approccio multi-disciplinare al problema della subsidenza nella regione Emilia Romagna, Dipartimento di Fisica, Settore di Geografia, Univ. Degli Studi di Bologna.
- Bell J W, 1981a, Subsidence in Las Vegas Valley, Nevada Bureau of Mines and Geology Bulletin 95, 83 p., 1 plate, scale 1:62,500.
- Burbey T J, 2002, The Influence of faults in basin-fill deposits on land subsidence, Las Vegas Valley, Nevada, USA, Hydrogeology Journal 10, p. 525-538.
- Buurman N., Reuther C.D., 2006, Erkundung von Erdfallstrukturen in der Metropolregion Hamburg und Lüneburg mit dem Georadar (Ground Penetrating Radar), TSK Gottingen.
- Cabral-Cano E., Dixon T.H. y Sánchez-Zamora O., 2002, Análisis de subsistencia en la ciudad de México mediante InSAR y GPS, Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes: Geos.
- Cabral-Cano E., Dixon T.H. y Sánchez-Zamora O., Díaz-Molina O. and Correo-Mora F., 2003, Ground Subsidence in Mexico city imaged by InSAR, GPS and gravimetry, Paper No. 35-1 Multidisciplinary studies of land subsidence and regional fracturing in fluvio-lacustrine Basins, The Cordilleran Section, 99th Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco.
- Cabral-Cano E., Díaz-Molina O., 2006, El gradiente de subsistencia, una herramienta para determinar el potencial fracturamiento superficial en la Ciudad de México mediante INSAR, Sesión especial: Avance en los Estudios de Fracturamiento y Subsistencia en México, Geos, Vol. 26, No. 1.
- Caicedo-Hornaza B., Mancera-Carmona E., Trisancho J.A., 2005, Análisis geofísico mediante georadar , Wide World Geographic Services, S.L.
- Canuti P., Casagli N., Farina P., Ferretti A., Marks F, Menduini G., 2006, Analisi dei fenomeni di subsidenza nel bacino del fiume Arno mediante interferometria radar, Giornale di Geologia Applicata 4, p. 131-136.
- Capelli, G. & Salvati, R., 2002, Il Progetto *Sinkhole* del Lazio, Dip. Sc. Geologiche Univ.

- Carbognin L, Gatto P, Mozzi Giuseppe, Gambolati G y Ricceri G, 1984, Case History No. 9.3. Venice, Italy, *in* Poland J.F. ed, Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal: International Hydrological Program, Working Group 8.4, 305 p.
- Carreón-Freyre D.C., Cerca-Martínez M., Vargas-Cabrera C., Gámez-González J. y Álvarez-Rodríguez J., 2002, Factores geológicos y geomecánicos que condicionan la evolución del fracturamiento en el relleno sedimentario de la Ciudad de Querétaro, Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes: Geos.
- Carreón-Freyre D.C.y Cerca M., 2006, Delineating the near-surface geometry of the fracture system affecting the valley of Querétaro, México: Correlation of GPR signature and physical properties of sediments, near Surface Geophysics, 2006, p. 49-55.
- Carrillo N, 1948, Influence of artesian wells on the sinking of Mexico City, Proceedings of 3th International Conference on Soil Mechanics, Holland.
- Carrillo N., 1969, El hundimiento de la Ciudad de México, Proyecto Texcoco, Secretaría de Hacienda y Crédito Público, NAFIN-SA.
- Changjiang Li, Xiaoming Tang y Tuhua Ma, 2006, Land subsidence caused by groundwater exploitation in the Hangzhou-Jiaxing-Huzhou Plain, China, Hydrogeology Journal, Vol.14 num. 8.
- Chen C., Pei S., Jiao J.J., 2002, Land subsidence caused by groundwater exploitation in Suzhou City, China University of Geosciences Publishing House, Wuhan
- Chongxi C., Shunping P., Jiu Jimmy J., 2003, Land subsidence caused by groundwater exploitation in Suzhou City, China, Hydrogeology Journal, pp. 275–287.
- Cibin U., Severi P., 2003, Studio della subsidenza antropica generata dall'estrazione di acqua di falda lungo la fascia costiera emiliano-romagnola, Rapporto delle attività svolte dal Servizio Geologico Sismico e Dei Suoli, Regione Emilia-Romagna.
- Conyers-Lawrence B., 2004, Ground Penetrating Radar for Archaeology, Geophysical Methods for Archaeology, Vol.1.
- Conyers-Lawrence B., 2004, Ground Penetrating Radar Equipment and Acquisition Software, Geophysical Methods for Archaeology, Vol.2.
- Conyers-Lawrence B., 2004, Theory and Practice, Geophysical Methods for Archaeology, Vol.3.

- Corapcioglu, M.Y. y Bear, J., 1984, "Land subsidence, a regional mathematical model", 'Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media', Nijhoff: Dordrecht, p. 445-497.
- Cruickshank C., Herrera I., Yates R., Hennart J.P., Balarezo D.R., Magaña R., 1979, Modelo de predicción del hundimiento del Valle de México, Estudio elaborado para el D.D.F.
- Del Greco O, Garbarino E, Oggeri C, Pioli F, 2000, Esame del fenomeno di subsidenza del Bottegone, Grosseto, Politecnico di Torino, Dipartimento di Georisorse e Territorio.
- Demant A, 1978, Características del Eje Neovolcanico Transmexicano y sus problemas de interpretación, Instituto de Geología, UNAM, Vol. 2 No. 2, p. 172-187.
- Demant D., Renardy F., Vanneste K., Jimgmans D., Camelbeek T. & Meghraoui, M. 2001. The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium. *Geophysics* 66, no. 1, p. 78-89.
- Díaz-Salmerón J.E., 2010, Geometría y monitoreo con GPS de los procesos de Subsistencia-Creep-Falla (PSCF), en la ciudad de Celaya, Guanajuato, México, tesis de maestría en Geociencias y Planificación del territorio, UMSNH; tesis en revisión.
- Eaton G. P., Peterson D. L. y Schumann H.H., 1972, Geophysical, geohydrological, and geochemical reconnaissance of the Luke salt body, Central Arizona, U.S. Geological Survey Professional Paper 753, 28 p.
- Evans R. S., 1986, A Regional Groundwater model for Open Cut Coal Winning in the Latrobe Valley, Victoria. AWRC Conference, Groundwater Systems Under Stress, Brisbane.
- Farina P, Avila-Olivera J.A. and Garduño-Monroy V.H., 2007, Structurally-controlled urban subsidence along the Mexican Volcanic Belt (MVB) monitored by InSAR, ENVISAT Symposium, Montrux, Switzerland, 23-27 April 2007, 6 p.
- Ferrari L., Garduño-Monroy V.H., Pasquaré G. And Tibaldi A., 1994, Volcanic and tectonic evolution of the central Mexico; Oligocene to present: *Geofísica Internacional*, v. 33, núm. 1, p. 91-105.
- Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., 2000, Nonlinear subsidence rate estimation using Permanent Scatterers in Differential SAR interferometry, *Trans. of Geoscience and Remote Sensing*, 38 (5), p. 2202-2212.

- Figuroa-Vega G.E., 1984, Case History No. 9.8. Mexico, D.F., Mexico, en Poland J.F. ed, Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal: International Hydrological Program, Working Group 8.4, 305 p.
- Figuroa-Vega G.E., 1989, Mecanismos de producción de grietas inducidos por la explotación del agua subterránea: México, D.F., Academia Mexicana de Ingeniería, Alternativas Tecnológicas, 29, p. 33-48.
- Gambolati, G., Putti, M., Teatini, P., et al., 2005, Peatland oxidation enhances subsidence in the Venice watershed. EOS Trans. AGU, 86(23), p. 217-224.
- Gambolati, G., Putti, M., Teatini, P. and Gasparetto-Stori, G., 2006, Subsidence due to peat oxidation and impacts on drainage infrastructures in a farmland catchment south of the Venice Lagoon. Environmental Geology, 49(6), p. 814-820, 2006.
- Galloway D, Jones D R y Ingesbritsen S E, 1999, Land Subsidence in the United States, U.S. Geological Survey, Circular 1182, 165 p.
- García-Hernández G., Carriello-Rivera J., 1997, Estimate of non-linear subsidence response in time for the aquitard of Mexico City, Geografía y Desarrollo (15), p. 47-56.
- Garduño-M., V.H., Arreygue-R., E., Chiesa, S., Israde-A., I., Rodríguez-T., G.M., y Ayala, G.M., 1998, Las fallas geológicas y sísmicas de la Ciudad de Morelia y su influencia en la planificación del territorio: Ingeniería Civil, v. 1, núm. 5, p. 3-12.
- Garduño-Monroy V.H., Rodríguez-Torres G.M., Israde-Alcántara I., Arreygue-Rocha E., Canuti P. y Chiesa S., 1999, Efectos del clima (El Niño) en los fenómenos de fluencia de las fallas geológicas de la ciudad de Morelia, Geos, Unión Geofísica Mexicana, v. 9, núm. 2, p. 84-93.
- Garduño-Monroy V.H., Arreygue-Rocha E., Israde-Alcántara I. y Rodríguez-Torres G.M., 2001, Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 18, núm. 1, p. 37-54.
- Gayol R., 1925, Estudio de las perturbaciones que en el fondo, de la Ciudad de México ha producido el drenaje de las aguas del subsuelo, por las obras del desagüe y rectificación de los errores a que ha dado lugar una incorrecta interpretación de los efectos producidos, Revista Mexicana de Ingeniería y Arquitectura, vol. III, núm. 2, p. 96-132.
- Gomez-López R., 2008, Aplicación del radar de penetración en tierra (georadar) a la exploración no destructiva de yacimientos arqueológicos, Tesis de doctorado,
- Gómez-Tuena A., Orozco-Esquivel T., y Ferrari L., 2005, Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,

- Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, número 3, p. 227-285
- Guerrieri L., Blumetti A.M., Di Manna P., Vittori E., Serva L., 2004, Fagliazione superficiale in aree urbane nel territorio italiano: Input, per la pianificazione territoriale, Dip. Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Ag. per la Prot. dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici, Roma.
- Gutiérrez J.M., 2004, Análisis del subsuelo utilizando técnicas geofísicas. Sistema Georadar Ramac/GPR, VIII Congreso nacional de Topografía y cartografía, Madrid.
- H. Ayuntamiento de Celaya, Administración 2006-2009, <http://www.celaya.gob.mx>
- Holzer T.L. y Davis S.N., 1976, Earth fissures associated with water-table declines (abs.), Geological Society of America 8 (6), p. 923-924.
- Holzer T.L. y Pompeyan E.H., 1981, Earth fissures and localized differential subsidence, Water Resources Research 17 (1), p. 223-227.
- Holzer T L y Gabrysch R K, 1987, Effect of water-level recoveries on fault creep, Houston Texas, Ground Water, Vol. 25, p. 392-397.
- Ibañez-Garduño D., 1998, Prospección en zonas de falla y sitios arqueológicos mediante la técnica de radar de penetración somera: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Tesis de Maestría, 76 p.
- Ibañez-Garduño D., Álvarez-Béjar R., Garduño-Monroy V. H., Israde-Alcántara I. and Arreygue-Rocha E., 2002a, Determinación de zonas de falla-creep en áreas urbanas de antiguas zonas lacustres, mediante el georadar, Contribuciones a la geología e impacto ambiental de Morelia, vol. 1, p. 253-267.
- Ibañez-Garduño D., Lorenzo-Cimadevila H., Álvarez-Béjar R. and Garduño-Monroy V. H., 2002b, Prospecting with Ground Radar in an Active Creep-Fault Zone: In Eighth International Conference on Ground Penetrating Radar. David A. Noon, Glen F. Stickley, Dennis Longstaff, Editors, SPIE v. 4084, p. 602-606.
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- Jacob C E, 1940, On the floor of water in an elastic artesian aquifer, Am. Geophys, Union Trans., pt. 2, p. 574-586.
- Juárez-Badillo E., 1959, Teoría de grietas de tensión, Primer Congreso Panamericano de Mecánica de Suelos y Cimentaciones, México, D.F.
- Juárez-Badillo E, 1962, Mecanismo de grietas de tensión en el Valle de México, Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.

- Juárez Badillo E. y Figueroa Vega G.E., 1984, Stresses and displacements in an aquifer due to seepage forces (one dimensional case), *Journal of Hydrology* 73, p. 259-288.
- Juárez-Badillo E. y Rico-Rodríguez A., 1999, *Mecánica de Suelos, Flujo de Agua en Suelos*, Tomo 3, Editorial Limusa, Decimoséptima reimpresión, 414 p.
- JUMAPA, Junta Municipal de Agua Potable y Alcantarillado de la Ciudad de Celaya, Guanajuato, características litológicas del subsuelo de Celaya, informe inédito.
- Kreitler C.W., 1977, Fault control of subsidence, Houston Texas, *Ground Water* 15 (3), p. 203-214.
- Kyle J. M., 1951, Settlement correction at La Guardia Field. *Am. Soc. Civil Engineers Trans.*, v. 116, p. 1343-1348.
- Larson M K, 1984, Potential for subsidence fissuring in the Phoenix Arizona USA area, *Third IASH, Venice, Italy, No. 151*, p. 291-299.
- Lermo-Samaniego J., Nieto Obregón J. y Zermeño M, 1996, Fault and fractures in the valley of Aguascalientes, Preliminary microzonification, in *World Conference on Earthquake Engineering*, 11th Amsterdam, Elsevier, Paper no. 1651.
- Lesser-Illades J.M., Cortés-Pérez M.A., 1998, El hundimiento del terreno en la Ciudad de México y sus implicaciones en el sistema de drenaje, *Ingeniería Hidráulica en México*, Vol. XIII, Núm. 3, p. 13-18, septiembre-diciembre de 1998.
- Lugo Hubp J., Pérez Vega A., Rojas Salas M., 1991, Formación de grietas en la margen del antiguo lago al oriente de la cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 30 (2), p. 87-95.
- Luxiang S. y Manfang B., 1984, Case History No. 9.2. Shanghai, China, *in* Poland J.F. ed, *Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal: International Hydrological Program, Working Group 8.4*, 305 p.
- Marsal R. J. y Mazari M. 1959, *El subsuelo de la Ciudad de México*. Instituto de Ingeniería, U.N.A.M.
- Martínez-Reyes J., y Nieto-Samaniego A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 9, núm. 1, p. 33-50.

- Martínez M, Mulas J, Herrera G, Aragón R, 2004, Efectos de una subsidencia moderada por extracción de agua subterránea en Murcia, España. FALTA REVISTA, LIBRO, RESUMEN, NUMERO DE PAGINAS, ETC
- Mayuga M N y Allen D R, 1969, Subsidence in the Wilmington oil field, Long Beach, California, USA, *in* Tison L J ed., Land Subsidence, vol. 1, International Association Science Hydrology Pub. 88, p. 656-79.
- Meinzer O.E. and Hard H.A., 1925, The artesian-water supply of the Dakota sandstone in North Dakota with special reference to the Edgeley quadrangle, U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper 520-E, p. 73-95.
- Meinzer O E, 1928, Compressibility and elasticity of artesian aquifers, *Econ. Geology*, v. 23, no. 3, p. 263-291.
- Miyata T., Aliyev F., Gasanov A., 2006, Use of GPR Prospecting for Imaging Active Faults in the Urban Area of Baku, Azerbaijan, Asia Oceania Geosciences Society, Singapore.
- Mulas J., 2003, Geotechnical and hydrogeological analysis of land subsidence in Murcia (Spain), Proc. 1^a International Conference on Groundwater Engineering, Bled (Eslovenia).
- Myers W. B., and Hamilton W., 1964, Deformation accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 435-1, p. 55-98.
- Newton J.G., 1984, Case History No. 9.11. Alabama, U.S.A., *in* Poland J.F. ed, Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal: International Hydrological Program, Working Group 8.4, Joseph F. Poland Chairman and Editor, 305 p.
- Newton J.G., 1986, Development of sinkholes resulting from man's activities in the eastern United States, U.S. Geological Survey Circular 968, 54 p.
- Nieuwenhuis H.S. y Schokking F., 1997, Land subsidence in drained peat areas of the Province of Friesland, The Netherlands, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, Vol. 30, p. 37-48.
- Nisio S, 2003, I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia centrale, *Il Quaternario*, 16 (1), p. 121-132.
- Oliver A., 1985, Efectos del fallamiento en edificios y servicios públicos en la Ciudad de Celaya, Gto., Reunión de la Sociedad de Mecánica de Suelos y la Asociación Geohidrológica Mexicana sobre "Fallamiento de Terrenos en Celaya", Celaya, Gto, p. 117-136.

- Orozco J. M. y Figueroa V., G., 1991, Descripción cronológica del desarrollo de los conocimientos sobre el agrietamiento de terrenos. Agrietamiento de suelos, Soc. Mex. Mec. de Suelos, p. 1-12.
- Ortega-Guerrero A., Rudolph D., Cherry J., 1999, Analysis of long term subsidence near Mexico City: Field investigations and predictive modelling, Water Resources Research, 35(11), p. 3327-3341.
- Pacheco-Martínez J y Arzate-Flores J A, 2002, Configuración del basamento y agrietamientos superficiales del suelo en el Valle de Querétaro, Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes: Geos.
- Pacheco-Martínez J, Arzate-Flores J A, Rojas-González E y Arroyo-Contreras M, 2003, Land subsidence and generation of earth fissures: a problem of stresses, Paper No. 35-6 Multidisciplinary studies of land subsidence and regional fracturing in fluvio-lacustrine Basins, The Cordilleran Section, 99th Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco p. 677-691.
- Pacheco-Martínez J, Arzate-Flores J A, Arroyo-Contreras M, Zermeño-De León M E y Mendoza-Otero E, 2004, El concepto de esfuerzos efectivos adaptado a problemas de subsidencia por extracción de agua, XXII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Guadalajara, Jalisco.
- Pacheco-Martínez J., Arzate-Flores J.A., Rojas-González E., Arroyo-Contreras M., Yutsis V. y Ochoa G.H., 2006a, Delimitation of ground failure zones due to land subsidence using gravity data and finite element modelling in the Querétaro valley, México, Engineering Geology 84 (2006), p. 143-160.
- Pasquaré G, Ferrari L, Perazzoli M, Tiberi y Tuchetti F, 1987, K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the trans-mexican volcanic belt, Geofísica Internacional, Vol. 26, No. 1, p. 109-158.
- Pasquaré G., Ferrari L., Garduño V.H., Tibaldi A., y Vezzoli L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán: Boulder, Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072, 1 mapa con texto explicativo, 20 p.
- Perry E, Marin L., McClain J. and Velazquez G., 1995, Ring of Cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: Its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater, Geology GSW, January 1995, v. 23, no. 1, p. 17-20.
- Pieri M., Groppi G., 1981, Subsurface geological structure of the Po plain, Italy, C.N.R. Pubbl. 414 Progetto Finalizzato Geodinamica, 13 p.

- Poland J F, 1984, Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal: International Hydrological Program, Working Group 8.4, Joseph F. Poland Chairman and Editor, 305 p.
- Poland J.F. and Lofgren B.E., 1984, Case History No. 9.13. San Joaquin Valley, California U.S.A., *in* Poland J.F. ed, Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal: International Hydrological Program, Working Group 8.4, Joseph F. Poland Chairman and Editor, 305 p.
- Poland J.F., 1984, Case History No. 9.14. Santa Clara Valley, California, U.S.A., *in* Poland J.F. ed, Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal: International Hydrological Program, Working Group 8.4, 305 p.
- Preti M., 1999, The Holocene transgression and the land-sea interaction south of the Po delta, *Giornale di Geologia*, 61, p. 143-159.
- Pulido Bosch A., Castillo A., Padilla A., 1989, La sobreexplotación de acuíferos, Congreso Nacional, Almería, ITGE Madrid, 687 p.
- Rincón-Juárez V., 2003, Contribución a los estudios geotécnicos de la falla poniente de Celaya, Guanajuato: Morelia, Michoacán, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Facultad de Ingeniería Civil, Tesis de licenciatura, 98 p.
- Rodríguez-Castillo R., Rodríguez-Velázquez I., 2006, Consecuencias sociales de un desastre inducido, subsidencia, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Número Especial de Geología Urbana*, Tomo LVII, núm. 2, 2006, p. 265-269.
- Rojas-González E., 2003, Forecasting soil cracking zones using the volumetric loss theory, Paper No. 35-5 Multidisciplinary studies of land subsidence and regional fracturing in fluvio-lacustrine Basins, The Cordilleran Section, 99th Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco.
- Rojas-González E., 2004, La ecuación de esfuerzos efectivos para suelos no saturados, *Memorias de la XXII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos*, Guadalajara, Jalisco, 8 p.
- Rojas-González E., Arzate-Flores J.A. y Arroyo-Contreras M., 2002a, A method to predict the ground fissuring and faulting caused by regional groundwater decline, *Engineering Geology*, vol. 65, p. 245-260.
- Rojas-González E, Arzate-Flores J A y Arroyo-Contreras M, 2002b, Predicción de las zonas de agrietamiento debido a la extracción de agua, *Memorias de la XXI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos*, Juriquilla, Querétaro, tomo 1, p. 173-181.

- Rojas-González E., Arzate-Flores J.A., Arroyo-Contreras M. and Yutsis P., 2000, Soil cracking due to water withdrawal, Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes: Geos.
- Salomoni V., 2004, Modelli di consolidazione secondaria nei mezzi porosi saturi deformabili e loro applicazioni, XV Congresso Italiano di Meccanica Computazionale, AIMETA (Associazione Italiana di Meccanica Teorica e Applicata).
- Sandoval J P y Bartlett S R, 1991, Land subsidence and earth fissuring on the central Arizona Project, IASH, Houston, Texas, No. 200, p. 249-260.
- Schothorst C J, 1977, Subsidence of low moor peat soils in the western Netherlands, Geoderma, Vol. 17, p. 265-291.
- Schumann H. y Poland J. F., 1969, Land Subsidence, Earth Fissures and Groundwater withdrawal in South-Central Arizona, USA, First Symposium IASH-UNESCO, Tokio, p. 295-302.
- Selli R. & Ciabatti M., 1977, L'abbassamento del suolo della zona litoranea ravennate, Giornale di Geologia, 42 (1), p. 1-47.
- Silva-Mora L. y Rivera-Jaramillo J., 2002, Las fracturas de desecación de la Ciudad de México, Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes: Geos.
- Sinclair W.C., 1982, Sinkhole development resulting from ground-water development in the Tampa area, Florida, U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 81-50, 19 p.
- Stephens J.C. y Johnson L., 1951, Subsidence of organic soils in the upper Everglades region of Florida, Soil Science Society of Florida Proceedings, Vol. 11, p. 191-237.
- Termolini G., 2007, Analisi degli effetti indotti dal sovrasfruttamento degli acquiferi di pianura: emungimenti e subsidenza nella piana campana, Tesis de doctorado, Università degli Studi di Napoli Federico II.
- Terzaghi K, 1925, Principles of soil mechanics: IV, Settlement and consolidation of clay, Eng. News-Rec., p. 874-878.
- Terzaghi K, 1943, Theoretical Soil Mechanics, John Wiley and Sons, New York.
- Terzaghi K y Peck R B, 1967, Soil Mechanics in Engineering Practice, John Wiley and Sons, New York.

- Theis C V, 1935, The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage, *Am. Geophys. Union Trans.*, v. 16, p. 519-524.
- Trejo-Moedano A. y Martínez-Baini A., 1991, Agrietamiento de suelos zona Querétaro, en *Agrietamiento de suelos*, Editada por la Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, México, p. 67-74.
- Trujillo-Candelaria J.A., 1985, Subsistencia de terrenos en la ciudad de Celaya, Gto., Reunión sobre Asentamientos Regionales, México, D.F., Sociedad Mexicana de Suelos, Asociación Geohidrológica Mexicana, p. 1-2.
- Trujillo-Candelaria, J.A., 1991, Fallamiento de terrenos por efecto de la sobreexplotación de acuíferos en Celaya, Guanajuato, México, in XXIII Congress of the Association of International Hydrologists, Sobreexplotación de acuíferos: España, p.175-178.
- Valencia D., 1995, Fallamiento de los suelos en la Ciudad de Querétaro, Universidad Autónoma de Querétaro, Tesis de Maestría.
- Vázquez -Carretero N J, 2001, Cálculo de la subsidencia unidimensional debida a los descensos del nivel piezométrico, Aplicación al casco urbano de Murcia y a los efectos sobre sus edificios, Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla.
- Weir W.W., 1950, Subsidence of peat lands of the Sacramento-San Juaquin Delta, California, *Hilgardia*, Vol. 20, p. 37-55.
- Weischet W., 1963. Further observations of geologic and geomorphic changes resulting from the catastrophic earthquakes of May 1960, in Chile. *Seismol. Soc. America Bull.*, v. 53, no. 6, p. 1237-1257.
- Yamamoto S., 1984, Case History No. 9.10. Bangkok, Thailand, in Poland J.F. ed, *Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal: International Hydrological Program, Working Group 8.4*, 305 p.
- Yin T., Zhang K., Li X., 2006, Urbanization and land subsidence in China, *China Geology Survey*, Beijing, Paper number 31.
- Zeevaert, L., 1953, Estratigrafía y problemas de ingeniería en los depósitos de arcilla lacustre de la Ciudad de México, *Memoria del Congreso Científico Mexicano*, Vol. 5, p. 58-70.
- Zermeño M, 2005, Influencia de la extracción del agua en la subsidencia y agrietamiento de la Cd. De Aguascalientes, *Memorias del VIII Congreso Nacional de Ingeniería Civil*, Colegio de Ingenieros Civiles del Estado de Querétaro.

Zhang Y., Gong H., Li X., Liu T., Yasng W., Chen B., Li A., Su Y.,2009, Insar analysis of land subsidence caused by groundwater exploitation in Changping, Beijing, China, Northeast Institute of Geography and Agricultural Ecology, CAS, Changchun, P.R. China.