

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**PROGRAMA DE POSGRADO
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**EVOLUCIÓN DE LOS PROCESOS DE SUBSIDENCIA-CREEP-FALLA,
CASOS: MORELIA, MICH. Y CELAYA, GTO.**

TESIS
PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS
(GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA)

PRESENTA

JORGE ALEJANDRO AVILA OLIVERA

DIRECTOR DE TESIS

VÍCTOR HUGO GARDUÑO MONROY

Ciudad Universitaria, México, D.F.

Junio 2008

RESUMEN

En el mundo los problemas de hundimientos diferenciales, agrietamientos y fallas en la superficie relacionados con la subsidencia ocasionada por la extracción del agua del subsuelo, se han observado desde la década de los 50's. En México, esta problemática se hizo visible a partir de la década de los 80's en algunas de las principales ciudades del centro del país (Aguascalientes, Celaya, Morelia, Querétaro, etc.) asentadas en depresiones rellenadas por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres y, localizadas en la zona norte de la provincia geológica conocida como Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). A este tipo de subsidencia que tiene la particularidad de ser controlada por la presencia de fallas geológicas sepultadas por los sedimentos mencionados, se le ha denominado Procesos de Subsidencia-Creep-Falla (PSCF) en función de los elementos que es necesario estén presentes para su formación y desarrollo. Para entender este tipo de procesos, se ha llevado a cabo una serie de análisis en dos zonas de estudio (ciudades de Morelia y Celaya). El primero de ellos consiste en el análisis del abatimiento del nivel piezométrico del sistema acuífero del área de interés a través del tiempo, el cual es el detonante en la formación de los PSCF. El segundo estudio tiene la finalidad de determinar el espesor de sedimentos susceptibles de sufrir deformación, lo que permite identificar zonas con factibilidad de continuar deformándose. Para evidenciar la presencia de fallas geológicas que subyacen a los suelos actuales y que controlan este tipo de procesos, se realizó un estudio geofísico empleando el GPR (Ground Penetrating Radar), en cuyos registros (radargramas) se aprecian planos de fallas, zonas de influencias y desplazamientos verticales entre ambos bloques de las fallas. Finalmente, para monitorear los PSCF se emplearon dos métodos, el primero de ellos es a través de levantamientos geodésicos utilizando el GPS (Global Positioning System) y; el segundo, utilizando la técnica InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar). Los resultados de ambas metodologías (mapas de desplazamientos e interferogramas) muestran que la Ciudad de Morelia presentó hundimientos del orden de 3.50 cm/año en el periodo monitoreado (2003-2007), mientras que en la ciudad de Celaya los hundimientos fueron ente 7 y 10 cm para el año 2006.

Palabras clave: PSCF, sedimentos lacustres y/o fluviolacustres, CVM, hundimientos diferenciales, agrietamientos, fallas en la superficiales, abatimiento del nivel piezométrico, sistema acuífero, espesor deformable, GPR, radargramas, GPS, InSAR, interferogramas.

SUMMARY

In the world the problems of differential sinkings, crackings and surface faults related to land subsidence caused by groundwater extraction have been observed since the 1950's. In Mexico this problematic became visible in the 80's in some of the main cities of the center of the country, including: Aguascalientes, Celaya, Morelia, Querétaro, etc. The affected cities are seated in depressions filled by lacustrine and/or fluviolacustrine sediments and are located in the North zone of the geologic province known as the Mexican Volcanic Belt (MVB). This type of subsidence, with the particularity of being controlled by the presence of geologic faults buried by the mentioned sediments, has been denominated Subsidence-Creep-Fault Processes (SCFP), based on the elements that are necessary to be present for their formation and development. In order to understand these types of processes, a set of analysis in two study areas has been carried out (cities of Morelia and Celaya). The first consists of the analysis of the aquifer system water-level decline in the area of interest through time, which triggers the formation of the SCFP. The second study determines the sediments thickness susceptible to deformation, allowing identification of zones with feasibility of undergoing deformations. In order to demonstrate the presence of geologic faults that underlie the present ground and that control these types of processes, a geophysical study was made using GPR (Ground Penetrating Radar); its records (radargrams) show planes of faults, influences zones and vertical displacements between both faults blocks. Finally, two methods were used to monitor the SCFP: the first conducts geodetic surveyings using GPS (Global Positioning System) and the second uses the InSAR technique (Interferometric Synthetic Aperture Radar). The results of both methodologies (maps of displacements and interferograms) show that the city of Morelia presents sinkings of 3.50 cm/year in the period monitored (2003–2007), while in the city of Celaya, the sinkings were between 7 and 10 cm in 2006.

Key words: SCFP, lacustrine and/or fluviolacustrine sediments, MVB, differential sinkings, crackings, surface faults, water-level decline, aquifer system, deformable thickness, GPR, radargrams, GPS, InSAR, interferograms.

ÍNDICE

	Página
Resumen	i
Summary	ii
Índice	iii
Índice de tablas	vii
Índice de figuras	viii
Introducción	1
Capítulo I Antecedentes	6
I.1 Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán	7
I.2 Caso: Ciudad de Celaya, Guanajuato	11
Capítulo II Marco Teórico	16
II.1 Subsistencia	16
II.1.1 Teoría de la consolidación de un sistema acuífero	17
II.1.2 Deformación recuperable (elástica)	27
II.1.3 Deformación permanente (inelástica)	28
II.1.4 Subsistencia por la consolidación de un sistema acuífero	28
II.2 Agrietamientos	30
II.2.1 Mecanismos de agrietamiento	32
II.2.1.1 Agrietamiento por consolidación diferencial	32
II.3 Fallas en la superficie	33
II.4 Fallas sinsedimentarias	36
II.5 Hipótesis (Procesos de Subsistencia-Creep-Falla)	38
II.6 Metodología	41
Capítulo III Área de estudio	44
III.1 Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán	44
III.1.1 Localización	44
III.1.2 Orografía	44
III.1.3 Fisiografía	46
III.1.4 Hidrografía	46
III.1.5 Clima	47
III.1.6 Uso del suelo	47
III.2 Caso: Ciudad de Celaya, Guanajuato	50
III.2.1 Localización	50
III.2.2 Orografía	50
III.2.3 Fisiografía	51

III.2.4	Hidrografía	52
III.2.5	Clima	52
	Capítulo IV Resultados - Marco geológico	53
IV.1	Marco geológico	53
IV.1.1	Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán	53
IV.1.1.1	Geología regional	53
IV.1.1.2	Geología local	54
IV.1.1.2.1	Complejo andesítico de Mil Cumbres (>12 Ma)	55
IV.1.1.2.2	Secuencia de flujos piroclásticos del Mioceno “Cantera de Morelia”	56
IV.1.1.2.3	Complejo volcánico del Punhuato (Mioceno)	57
IV.1.1.2.4	Secuencia fluviolacustre Cuitzeo-Morelia del Mioceno-Plioceno	57
IV.1.1.2.5	Vulcanismo monogenético del Corredor Tarasco	58
IV.1.1.2.6	Secuencia de pómez de caída aérea (Alegría)	59
IV.1.1.2.7	Depósitos de epiclastitas (tepetates)	60
IV.1.1.3	Geología del subsuelo	60
IV.1.1.4	Geología estructural	65
IV.1.1.4.1	Fallas con dirección NO-SE	65
IV.1.1.4.2	Fallas con dirección NE-SO	66
IV.1.1.4.3	Fallas con dirección E-O	66
IV.1.2	Caso: Ciudad de Celaya, Guanajuato	69
IV.1.2.1	Geología regional	69
IV.1.2.2	Geología local	69
IV.1.2.3	Geología del subsuelo	70
IV.1.2.4	Geología estructural	70
	Capítulo IV Resultados - Comportamiento piezométrico	72
IV.2	Comportamiento piezométrico	72
IV.2.1	Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán	72
IV.2.1.1	Explotación del sistema acuífero	72
IV.2.1.2	Abatimiento del nivel piezométrico	74
IV.2.2	Caso: Ciudad de Celaya, Guanajuato	83
IV.2.2.1	Explotación del sistema acuífero	83
IV.2.2.2	Abatimiento del nivel piezométrico	83
	Capítulo IV Resultados - Espesor deformable	88
IV.3	Espesor deformable	88
IV.3.1	Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán	88
IV.3.1.1	Factibilidad de deformación	92
	Capítulo IV Resultados - Estudio con GPR	97
IV.4	Estudio con GPR	97
IV.4.1	GPR	97
IV.4.1.1	Funcionamiento	97
IV.4.2	GPR empleado	98
IV.4.3	Método empleado	99

IV.4.4	Radargramas	102
IV.4.4.1	Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán	103
IV.4.4.1.1	Falla Central Camionera	103
IV.4.4.1.2	Falla Chapultepec	105
IV.4.4.1.3	Falla Torremolinos	107
IV.4.4.1.4	Falla La Colina	107
IV.4.4.1.4.1	Exploración Agua Clara	108
IV.4.4.1.4.2	Exploración Manantiales	110
	Capítulo IV Resultados - Monitoreo con GPS	112
IV.5	Monitoreo con GPS	112
IV.5.1	GPS	112
IV.5.1.1	Componentes	113
IV.5.1.2	Funcionamiento	114
IV.5.1.3	Aspectos de la señal GPS	114
IV.5.1.4	Fuentes de error	115
IV.5.1.5	GPS Diferencial	116
IV.5.1.6	Aspectos externos para el buen funcionamiento del GPS	117
IV.5.2	GPS empleado	118
IV.5.3	Método empleado	119
IV.5.4	Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán	119
	Capítulo IV Resultados - Estudio InSAR	132
IV.6	Estudio InSAR	132
IV.6.1	Técnica InSAR	132
IV.6.1.1	Imagen de radar	132
IV.6.1.1.1	Apertura sintética de la imagen	134
IV.6.1.1.2	Amplitud de la imagen	135
IV.6.1.1.3	Fase de la imagen	136
IV.6.1.2	Interferometría	136
IV.6.1.2.1	Contribución a la fase	137
IV.6.1.2.1.1	Variaciones de fase dentro de un píxel	137
IV.6.1.2.1.2	Contribución de las trayectorias orbitales	139
IV.6.1.2.1.3	Contribución de la topografía	140
IV.6.1.2.1.4	Contribución de los desplazamientos	140
IV.6.1.2.1.5	Contribución atmosférica	141
IV.6.1.2.1.6	Otras contribuciones	141
IV.6.1.2.2	Límites de la interferometría	142
IV.6.1.2.2.1	Conservación de la superficie	142
IV.6.1.2.2.2	Gradiente	142
IV.6.1.2.2.3	Ambigüedad	143
IV.6.1.2.2.4	Límite de porción de ciclo	144
IV.6.1.2.2.5	Otros límites	145
IV.6.1.3	Satélites	145
IV.6.2	Metodología empleada	147
IV.6.2.1	Selección de imágenes	147
IV.6.2.2	Creación de interferogramas	149

IV.6.2.2.1	Cálculo de un interferograma	152
IV.6.2.2.1.1	Trascripción de los datos SLC y generación de los parámetros de procesado	152
IV.6.2.2.1.2	Registro de la imagen y filtrado de la banda común	153
IV.6.2.2.1.3	Cómputo del interferograma y remoción de la fase debida a la superficie plana	155
IV.6.2.2.2	Geocodificado	159
IV.6.2.2.3	Interferometría diferencial	162
IV.6.2.2.3.1	Interferometría diferencial de 2-pasos	163
IV.6.2.2.4	Desenvolvimiento de la fase	171
IV.6.2.2.4.1	Filtrado del interferograma	172
IV.6.2.2.4.2	Algoritmos para el desenvolvimiento de la fase	172
IV.6.2.2.5	Mapas de desplazamiento	173
IV.6.2.2.5.1	Estimación precisa de la línea de base	173
IV.6.2.2.5.2	Cómputo de los desplazamientos	173
IV.6.2.2.6	Ortogonalización	173
	Capítulo IV Resultados – Integración de resultados	179
IV.7	Integración de resultados	179
IV.7.1	Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán	179
IV.7.1.1	Integración con la geología	179
IV.7.1.2	Integración con la piezometría	188
IV.7.1.3	Integración con el espesor deformable	197
IV.7.1.4	Integración con la factibilidad de deformación	200
IV.7.1.5	Integración de los estudios geodésicos	202
IV.7.2	Caso: Ciudad de Celaya, Guanajuato	205
IV.7.2.1	Integración con la piezometría	205
	Discusión	208
	Conclusiones	219
	Referencias	225
	Glosario	245

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
II.1	Relación teórica U (%) - T .	25
II.2	Valores típicos de K_{ρ} .	34
III.1	Población y superficie urbanizada de la Ciudad de Morelia.	47
IV.2.1	Tendencia del abatimiento del nivel estático en algunos de los pozos de la Ciudad de Morelia.	79
IV.2.2	Tendencia del abatimiento del nivel estático en algunos de los pozos de la Ciudad de Celaya.	85
IV.3.1	Espesor de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres deformables superficiales y totales de los pozos profundos de la Ciudad de Morelia.	89
IV.4.1	Separación mínima de las antenas, intervalo de muestreo espacial y temporal máximo, para diferentes frecuencias centrales (Annan, 1996).	99
IV.5.1	Resultados del monitoreo con GPS de los PSCF que se presentan en la Ciudad de Morelia (verano 2005 - verano 2007).	122
IV.6.1	Satélites que proporcionan imágenes de radar útiles para aplicaciones interferométricas.	146
IV.6.2	Imágenes de radar adquiridas del satélite ENVISAT para Morelia.	148
IV.6.3	Imágenes de radar adquiridas del satélite ENVISAT para Celaya.	149
IV.6.4	Interferogramas realizados para la Ciudad de Morelia.	157
IV.6.5	Interferogramas realizados para la Ciudad de Celaya.	158

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
I.1	Localización del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). 1. Placa de Norteamérica; 2. Bloque Jalisco; 3. Terrenos estratotectónicos de arcos volcánicos del sur de México; 4. Planicie Costera del Golfo; 5. CVM; 6. Movimiento relativo de placas; 7. Distensión en el CVM; 8. Zona de subducción; 9. Subducción en la Placa de Rivera. (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2002).	6
I.2	Daños que ocasionan las fallas superficiales en la Ciudad de Morelia; a), b) Falla La Colina; c), d) Falla Central Camionera; e), f) Falla Torremolinos; g) Falla Cuautla; h) Falla El Realito.	8
I.3	Fallas que afectan a la Ciudad de Morelia.	10
I.4	Daños que ocasionan las fallas Oriente (a, b, c, d) y Poniente (e, f).	11
I.5	Fallas que afectan la Ciudad de Celaya.	15
II.1	Diagrama que ilustra el principio de esfuerzo efectivo desarrollado por Terzaghi.	19
II.2	Esqueleto del sistema acuífero en sus dos fases; expandido cuando se recupera la superficie piezométrica y consolidado cuando este se abate (Avila-Olivera, 2004).	27
II.3	Subsidencia ocasionada por la consolidación de un sistema acuífero.	37
II.4	Modelo conceptual de la formación y desarrollo de una falla sinsedimentaria.	
II.5	Modelo conceptual de la formación y desarrollo de los Procesos de Subsistencia-Creep-Falla (PSCF).	40
II.6	Diagrama de flujo de la metodología seguida en este trabajo de investigación para el estudio de los Procesos de Subsistencia-Creep-Falla (PSCF).	43
III.1	Localización de la Ciudad de Morelia en la República Mexicana.	45
III.2	Expansión urbana de la Ciudad de Morelia 1950-2002.	48
III.3	Localización de la ciudad de Celaya en la República Mexicana.	51
IV.1.1	Columna estratigráfica de la Ciudad de Morelia.	54
IV.1.2	Localización de los pozos profundos con información litológica y de las secciones geológicas de la Ciudad de Morelia.	61
IV.1.3	Sección geológica 1 que muestra la configuración de las principales formaciones geológicas del subsuelo de la Ciudad de Morelia.	62
IV.1.4	Sección geológica 2 que muestra la configuración de las principales formaciones geológicas del subsuelo de la Ciudad de Morelia.	63
IV.1.5	Sección geológica 3 que muestra la configuración de las principales formaciones geológicas del subsuelo de la Ciudad de Morelia.	64

IV.1.6	Geología de la Ciudad de Morelia. 1. Depósitos recientes (suelos, piroclastos y tepetates); 4. Vulcanismo andesítico-basáltico del Pleistoceno-Holoceno (volcanes semiescudo); 5. Vulcanismo andesítico-basáltico del Pleistoceno (volcanes semiescudo, domos); 6. Secuencia fluviolacustre y flujos piroclásticos del Mioceno-Plioceno; 7. Flujos de detritos; 8. Andesitas y dacitas del Mioceno-Plioceno (domos, edificios volcánicos fallados); 9. Ignimbritas (flujos piroclásticos) de la caldera de Atécuaro del Mioceno; 10. Secuencia andesítica del Mioceno; 11. Secuencia volcánica de la caldera de Atécuaro (andesitas y dacitas); 12. Secuencia volcánica de la caldera La Escalera del Mioceno (andesitas e ignimbritas).	68
IV.1.7	Esquema de la estratigráfica de la región de Celaya.	71
IV.2.1	Localización de los pozos profundos de la Ciudad de Morelia, con su correspondiente radio de influencia.	73
IV.2.2	Historial del abatimiento del nivel estático en los pozos 1, 2, 3, 5, 9, 15, 19, 20, 21 y 22.	75
IV.2.3	Historial del abatimiento del nivel estático en los pozos 23, 26, 27, 29, 31, 34, 35, 36, 37 y 38.	75
IV.2.4	Sección geológica 1 con la evolución del nivel piezométrico en la Ciudad de Morelia.	76
IV.2.5	Sección geológica 2 con la evolución del nivel piezométrico en la Ciudad de Morelia.	77
IV.2.6	Sección geológica 3 con la evolución del nivel piezométrico en la Ciudad de Morelia.	78
IV.2.7	Situación actual (2007) del nivel piezométrico de la Ciudad de Morelia.	81
IV.2.8	Proyección para el año 2010 del nivel piezométrico de la Ciudad de Morelia.	82
IV.2.9	Localización de los pozos profundos de la Ciudad de Celaya, con su correspondiente radio de influencia.	84
IV.2.10	Situación actual (2007) del nivel piezométrico de la Ciudad de Celaya.	86
IV.2.11	Proyección para el año 2010 del nivel piezométrico de la Ciudad de Celaya.	87
IV.3.1	Espesor de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres deformables superficiales de la Ciudad de Morelia.	90
IV.3.2	Espesor de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres deformables totales de la Ciudad de Morelia.	91
IV.3.3	Ubicación del nivel piezométrico actual (2007) en los pozos profundos con información litológica de la Ciudad de Morelia.	94
IV.3.4	Factibilidad de deformación de los sedimentos lacustres y/o fluviolacustres de la Ciudad de Morelia en el año 2007.	95
IV.3.5	Factibilidad de deformación de los sedimentos lacustres y/o fluviolacustres de la Ciudad de Morelia para el año 2010.	96

IV.4.1	Elementos que conforman el equipo Pulse Ekko biestático de Sensors and Software.	98
IV.4.2	Disposición del arreglo de las antenas empleando el método de reflexión de punto fijo (Ibañez-Garduño, 1998).	100
IV.4.3	Localización de los perfiles realizados con el GPR en la Ciudad de Morelia.	104
IV.4.4	Radargrama de la falla Central Camionera y su diagrama de interpretación. $S = 1$ m; $\Delta x = 0.50$ m; Apilado = 64; $W = 250$ ns; Prof. de exploración = 15 m; $v = 0.10$ m/ns; $\alpha = 1$ dB/m.	105
IV.4.5	Radargrama de la falla Chapultepec y su diagrama de interpretación. $S = 1$ m; $\Delta x = 0.50$ m; Apilado = 64; $W = 250$ ns; Prof. de exploración = 10 m; $v = 0.10$ m/ns; $\alpha = 1$ dB/m.	106
IV.4.6	Radargrama de la falla Torremolinos y su diagrama de interpretación. $S = 1$ m; $\Delta x = 0.50$ m; Apilado = 64; $W = 250$ ns; Prof. de exploración = 10 m; $v = 0.10$ m/ns; $\alpha = 1$ dB/m.	108
IV.4.7	Radargrama de la falla La Colina (exploración Agua Clara) y su diagrama de interpretación. $S = 1$ m; $\Delta x = 0.50$ m; Apilado = 64; $W = 250$ ns; Prof. de exploración = 10 m; $v = 0.10$ m/ns; $\alpha = 1$ dB/m.	109
IV.4.8	Radargrama de la falla La Colina (exploración Manantiales) y su diagrama de interpretación. $S = 1$ m; $\Delta x = 0.50$ m; Apilado = 64; $W = 250$ ns; Prof. de exploración = 10 m; $v = 0.10$ m/ns; $\alpha = 1$ dB/m.	111
IV.5.1	Satélite NAVSTAR GPS (Wikipedia).	112
IV.5.2	Elementos del sistema GPS 500; a). Antena microstrip L1/L2 AT502; b). Batería externa; c). Receptor GPS RS500 y terminal GPS TR500.	118
IV.5.3	Localización del punto base y de los puntos de control, empleados para el monitoreo con GPS de los PSCF que se presentan en la Ciudad de Morelia.	120
IV.5.4	Desplazamientos verticales de los puntos de control del monitoreo con GPS en la Ciudad de Morelia (verano 2005 - verano 2006).	124
IV.5.5	Desplazamientos horizontales de los puntos de control del monitoreo con GPS en la Ciudad de Morelia (verano 2005 - verano 2006).	125
IV.5.6	Desplazamientos verticales de los puntos de control del monitoreo con GPS en la Ciudad de Morelia (verano 2006 - verano 2007).	126
IV.5.7	Desplazamientos horizontales de los puntos de control del monitoreo con GPS en la Ciudad de Morelia (verano 2006 - verano 2007).	127
IV.5.8	Mapa de la subsidencia que se presentó en la Ciudad de Morelia en el primer periodo de monitoreo con GPS (verano 2005 – verano 2006).	129
IV.5.9	Mapa de la subsidencia que se presentó en la Ciudad de Morelia en el segundo periodo de monitoreo con GPS (verano 2006 – verano 2007).	130

IV.6.1	Geometría de una imagen tomada por un radar (Kovaly, 1976; Elachi, 1987).	133
IV.6.2	Antena ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar).	134
IV.6.3	Mejoría en la resolución inducida por la técnica de apertura sintética. La imagen de la izquierda muestra una amplitud 100 IV.6 100 km adquirida por el satélite ERS-1 sobre Crimea (localizada al sureste de Ucrania), tal y como fue transmitida a la estación localizada en Toulouse, Francia, el 25 de septiembre de 1991. La apertura sintética da como resultado la resolución completa que se aprecia en la imagen de la derecha.	135
IV.6.4	Satélite ENVISAT.	147
IV.6.5	Diagrama de flujo del funcionamiento del paquete ISP del programa GAMMA.	151
IV.6.6	Diagrama de flujo del funcionamiento del paquete GEO del programa GAMMA.	162
IV.6.7	Interferograma 7137_14151 de la Ciudad de Morelia.	166
IV.6.8	Interferograma 14652_19662 de la Ciudad de Morelia.	167
IV.6.9	Interferograma 7638_14151 de la Ciudad de Celaya.	168
IV.6.10	Interferograma 14652_19662 de la Ciudad de Celaya.	169
IV.6.11	Interferograma 20664_22167 de la Ciudad de Celaya.	170
IV.6.12	Mapa de desplazamientos ocurridos en la Ciudad de Morelia del 12/07/03 al 13/11/04.	176
IV.6.13	Mapa de desplazamientos ocurridos en la Ciudad de Morelia del 18/12/04 al 03/12/05.	177
IV.6.14	Mapa de desplazamientos ocurridos en la Ciudad de Celaya del 11/02/06 al 27/05/06.	178
IV.7.1	Integración de la geología de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (GPS) del período 2006-2007.	185
IV.7.2	Integración de la geología de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (InSAR) del período 12/07/03-13/11/04.	186
IV.7.3	Integración de la geología de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (InSAR) del período 18/12/04-03/12/05.	187
IV.7.4	Integración de la influencia de los pozos de bombeo de la Ciudad de Morelia con el espesor deformable de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres.	189
IV.7.5	Integración del nivel piezométrico actual (2007) de la Ciudad de Morelia con el espesor deformable de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres.	190
IV.7.6	Integración de la influencia de los pozos de bombeo de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (GPS) del período 2006-2007.	193
IV.7.7	Integración del nivel piezométrico actual (2007) de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (GPS) del período 2006-2007.	194
IV.7.8	Integración de la influencia de los pozos de bombeo de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (InSAR) del período 12/07/03-13/11/04.	195

IV.7.9	Integración de la influencia de los pozos de bombeo de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (InSAR) del período 18/12/04-03/12/05.	196
IV.7.10	Integración del espesor deformable de sedimentos de la Ciudad de Morelia con el mapa de la factibilidad actual (2007) de nuevos hundimientos.	198
IV.7.11	Integración del espesor deformable de sedimentos de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (GPS) del período 2006-2007.	199
IV.7.12	Integración de la factibilidad (2007) de nuevos hundimientos en la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (GPS) del período 2006-2007.	201
IV.7.13	Integración el mapa de subsidencia (InSAR) del período 12/07/03-13/11/04 de la Ciudad de Morelia con los puntos GPS del período 2006-2007.	203
IV.7.14	Integración el mapa de subsidencia (InSAR) del período 18/12/04-03/12/05 de la Ciudad de Morelia con los puntos GPS del período 2006-2007.	204
IV.7.15	Integración de la influencia de los pozos de bombeo de la Ciudad de Celaya con el mapa de subsidencia (InSAR) del período 11/02/06-27/05/06.	206
IV.7.16	Integración del nivel piezométrico actual (2007) de la Ciudad de Celaya con el mapa de subsidencia (InSAR) del período 11/02/06-27/05/06.	207

INTRODUCCIÓN

Los hundimientos de la superficie que genera el fenómeno de la subsidencia ocasionada por la extracción del agua del subsuelo es un problema mundial en zonas agrícolas y urbanas que dependen en gran medida del suministro de agua a través de la perforación de pozos profundos (Poland, 1984).

En la mayoría de los casos presentes en el mundo este tipo de subsidencia está asociada con fallas geológicas, así como también con antiguas zonas lacustres y/o fluviolacustres; dicha combinación de factores da lugar a agrietamientos superficiales debido a una consolidación diferencial de los sedimentos que sobreyacen a las fallas geológicas, las cuales controlan su depósito (Holzer, 1984). A medida que la deformación continúa a través del tiempo, estos agrietamientos se convierten en fallas visibles en la superficie con una geometría semejante a la discontinuidad presente en las secuencias terrígenas lacustres y/o fluviolacustres, así como en el basamento rocoso (Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2003).

Tanto el agrietamiento como las fallas en la superficie se han venido observando desde 1925 en el Valle de las Vegas en los Estados Unidos (Bell and Price, 1991), sin embargo estas no se relacionaron a problemas de subsidencia; fue hasta la década de los 50's cuando se les relacionó (Bell, 1981a). Maxey and Jameson (1948) fueron los primeros en asociar dichas discontinuidades de la superficie con el fenómeno de subsidencia.

Algunos de los ejemplos más espectaculares de subsidencia relacionada con fallas en la superficie se presentan en la región Centro-Sur de Arizona en los Estados Unidos (Galloway et al., 1999); en el año de 1927 el Profesor Leonard de la Universidad de Arizona, descubrió una falla en la superficie en los alrededores de Picacho, Arizona; en el mismo año el Profesor Douglas de la misma universidad, descubrió una más denominándola falla Picacho, la cual es quizás la más investigada del mundo (Holzer, 1979; Carpenter, 1993). El movimiento de fallas en la superficie localizadas en cuencas aluvionales, se ha correlacionado con cambios del nivel freático del agua subterránea y, con hundimientos diferenciales (Holzer, 1979, 1984; Bell, 1981a, 2003).

En México, el primer caso reportado del fenómeno de subsidencia fue detectado de manera casual en el año de 1925 por el Ing. Roberto Gayol, al observar una serie de deformaciones que afectaban al sistema de drenaje de aquel entonces de la Ciudad de México. Sin embargo tuvieron que pasar más de 20 años para que Nabor Carrillo en 1948 estableciera las primeras relaciones entre el hundimiento, la consolidación de las arcillas y, la extracción del agua del subsuelo a través de pozos profundos (Poland, 1984). Después, a principios de la década de los 80's en algunas de las principales ciudades del centro del país, asentadas en valles fértiles de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres de la zona norte del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM); se comenzó a observar que sus edificaciones son dañadas por agrietamientos y fallas en la superficie que generan hundimientos diferenciales (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 y Pérez-Rea, 1996; Álvarez-Manilla, 1999 Garduño-Monroy et al., 1998, 1999).

Para hacer frente a esta problemática que cada vez se veía con mayor frecuencia, investigadores del área de Ciencias de la Tierra de todo el país, en especial de las ciudades con mayores afectaciones, se dieron a la tarea de estudiar el origen, formación y desarrollo de este tipo de procesos, para de esta manera tratar de evitarlos o en su defecto prevenirlos y así aprender a convivir con ellos, como se lleva a cabo con los demás riesgos naturales (deslizamientos, sismos, erupciones volcánicas, inundaciones, huracanes, tsunamis, tornados, deshielos, etc.) (Aguirre-Díaz et al., 2000; Garduño-Monroy et al., 2001; Álvarez-Béjar et al., 2002; Álvarez-Manilla, 2002; Álvarez-Manilla y Martínez-Peña, 2002; Álvarez-Manilla et al., 2002, 2004a, 2004b; Cabral-Cano et al., 2002, 2003; Cabral-Cano y Díaz-Molina, 2006; Carreón-Freyre et al., 2002, 2005, 2006; Carreón-Freyre y Cerca-Martínez, 2003; Ibáñez-Garduño et al., 2002a, 2002b; Juárez-Luna et al., 2002; Pacheco-Martínez y Arzate-Flores, 2002; Pacheco-Martínez et al., 2003, 2004, 2006a, 2006b, 2007; Rojas-González et al., 2002a, 2002b; Rojas-González, 2003; Silva Mora y Rivera Jaramillo, 2002; Arroyo-Contreras et al., 2003; Cerca-Martínez y Carreón-Freyre, 2003; Hernández-Marín, 2003; Arzate-Flores, 2004; Arzate-Flores et al., 2006; Avila-Olivera, 2004; Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2004, Zermeño, 2005; Aguilar-Pérez et al., 2006).

En este trabajo de investigación se presentan los estudios que se han realizado en dos ciudades en particular (Morelia, Michoacán y Celaya, Guanajuato), pertenecientes a la provincia geológica del CVM; para entender el origen, formación, desarrollo, así como también su monitoreo, de lo que se ha denominado Procesos de Subsistencia-Creep-Falla (PSCF) (Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2003), que no es más que una subsidencia diferencial ocasionada por la extracción del agua del subsuelo, controlada por la presencia de fallas geológicas sinsedimentarias ocasionalmente sepultadas por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres recientes. Los mencionados PSCF, son los responsables de los agrietamientos y fallas en la superficie que afectan a las construcciones de las ciudades citadas entre otras.

Dado que los PSCF pertenece al tipo de subsidencia generada por la explotación de un sistema acuífero, entonces para comprender su formación el primer paso a realizar es llevar a cabo un estudio del abatimiento del nivel freático de dicho sistema en la zona de interés a través del tiempo, para lo cual se analizan los pozos profundos empleados para la extracción del líquido en cuestión (Álvarez-Manilla, 1999, 2002; Pacheco Martínez et al., 2003, 2004; Carreón-Freyre et al., 2006; Avila-Olivera y Garduño Monroy, 2006b, 2006d, 2007).

Analizado el factor detonante de los PSCF (abatimiento del nivel freático), que si se conjunta con los elementos necesarios (fallas geológicas sinsedimentarias y sedimentos lacustres y/o fluviolacustres), darán lugar a hundimientos diferenciales, agrietamientos y fallas en la superficie; ahora se requiere conocer el material susceptible de sufrir dichas deformaciones; para lo cual se desarrolla un estudio del espesor deformable de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres presentes en la zona de estudio (Avila-Olivera y Garduño Monroy, 2006e; Pacheco-Martínez y Arzate-Flores, 2007), los cuales en su momento fueron decisivos (dada su fertilidad), para la elección de los sitios en los cuales se desarrollaron los asentamientos humanos que dieron origen a las ciudades que conocemos en la actualidad.

Con los dos estudios anteriores (abatimiento del nivel freático y espesor deformable de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres), es posible identificar las zonas que ya han desarrollado toda la deformación posible, las que presentan la factibilidad de continuar hundiéndose, así como también estimar las magnitudes de dichas deformaciones en caso de que el ritmo de las extracciones de agua se mantengan constantes o en aumento (Avila-Olivera y Garduño Monroy, 2006f).

Como ya se comentó la subsidencia diferencial que se genera en los PSCF tiene un control estructural originado por la presencia de fallas geológicas sinsedimentarias, las cuales son responsables del diferente espesor de sedimentos que da lugar a hundimientos de tipo diferencial. Dado que estas fallas se encuentran sepultadas (en la mayoría de los casos) por las diferentes unidades litológicas posteriores a su formación, es imposible su visualización para confirmar dicha teoría; sin embargo para evidenciar su presencia es posible realizar un estudio geofísico empleando el GPR (Ground Penetrating Radar), en cuyos registros es posible la visualización de planos de falla, así como la determinación de zonas de influencia y desplazamientos verticales entre ambos bloques de las fallas (Ibáñez-Garduño, 2002a, 2002b; Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2006a, 2006c).

Una vez que se ha comprendido en su totalidad el origen, formación y desarrollo de los PSCF, se entiende que es imposible revertir sus efectos, más sin embargo se conoce la manera de evitar que estos continúen desarrollándose (dejar de abatir el nivel de aguas freáticas). Desafortunadamente en la realidad en que se encuentra el país esto no es posible por el momento, ya que en la mayoría de los casos las extracciones superan las recargas naturales a causa de una mala administración de los pozos de bombeo, lo que deja la única alternativa de traer el agua de otro lugar para cubrir la demanda de la población sin afectar al sistema acuífero.

Por lo anterior es importante que aprendamos a convivir con este tipo de procesos y de ahí surge la necesidad de su monitoreo constante que proporcione la información suficiente para que en un momento dado las autoridades puedan tomar decisiones bien fundamentadas en beneficio de la población.

Con la finalidad de monitorear los PSCF se llevaron a cabo dos estudios. El primero de ellos es a través de levantamientos geodésicos empleando el GPS (Global Positioning System), lo que implicó la instalación de puntos de control ubicados estratégicamente en el área de estudio. En el segundo se empleó la técnica InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar), la cual consiste en determinar cambios en la superficie terrestre al comparar dos imágenes de la misma zona tomadas desde un satélite en órbita, por lo que se adquirieron una serie de imágenes de las zonas en estudio.

I. ANTECEDENTES

A principios de la década de los 80's en algunas de las principales ciudades del centro y del norte de la República Mexicana tales como Aguascalientes, Celaya, Morelia, Querétaro, etc., asentadas en antiguas depresiones rellenas por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres y, localizadas en la zona norte de la provincia geológica conocida como Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), que es una zona volcánica de dirección E-O, con un ancho entre 20 y 200 km y, 1,000 km de longitud (fig. I.1); se comenzó a observar que sus construcciones (casas-habitación, edificios, vialidades, líneas de alcantarillado y agua potable, etc.) son afectadas por hundimientos de tipo diferencial, los cuales presentan la peculiaridad de que se alinean a lo largo de trazas bien definidas, que son paralelas al sistema de fallas regionales de cada caso en particular (Aranda-Gómez y Aranda Gómez, 1985; Oliver, 1985; Trujillo-Candelaria, 1985, 1991; Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Lermo-Samaniego et al., 1996; Álvarez-Manilla y Pérez-Rea, 1996; Álvarez-Manilla, 1999; Garduño-Monroy et al., 1998, 1999).

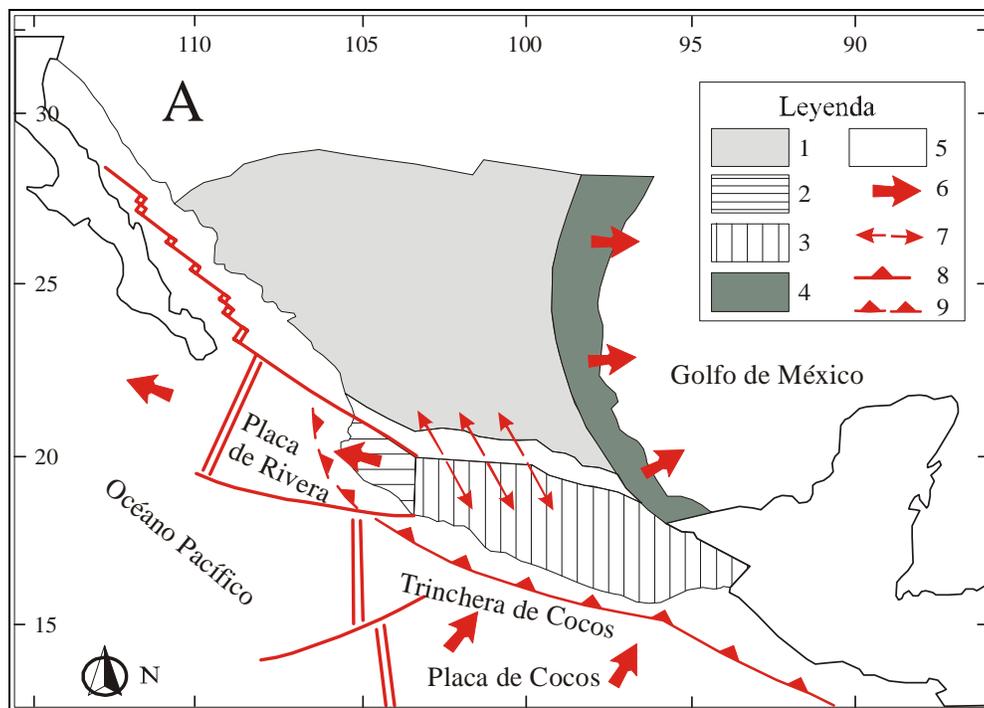


Fig. I.1. Localización del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). 1. Placa de Norteamérica; 2. Bloque Jalisco; 3. Terrenos estratotectónicos de arcos volcánicos del sur de México; 4. Planicie Costera del Golfo; 5. CVM; 6. Movimiento relativo de placas; 7. Distensión en el CVM; 8. Zona de subducción; 9. Subducción en la Placa de Rivera. (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2002).

Dada la problemática que lo anterior representaba para los habitantes de dichas ciudades, los investigadores se dieron a la tarea de estudiar este tipo de fenómeno para tratar de identificar que es lo que lo genera y de esta manera conocer las formas de evitarlo. Las investigaciones que se llevaron a cabo en el transcurso de dos décadas, en su mayoría coincidían que se debía a la subsidencia ocasionada por la extracción del agua del subsuelo; sin embargo esta conclusión aún dejaba algunos aspectos sin explicar, por lo que una serie de investigadores de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (UMSNH) decidieron denominar al fenómeno como Procesos de Subsidencia-Creep-Falla (PSCF), en función de los elementos que es necesario que estén presentes para su formación y desarrollo; en el siguiente capítulo se explica a detalle el marco teórico que soporta a los PSCF, que representan la hipótesis de este trabajo de investigación.

I.1 Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán

En la Ciudad de Morelia, Michoacán los PSCF comenzaron a observarse desde el año de 1983, un año después un grupo de investigadores de la UMSNH y del Instituto Politécnico Nacional (IPN) iniciaron a estudiarlos, así como también a aquellos que se presentaban en las poblaciones de Santa Ana Maya y Tarímbaro (La Voz de Michoacán, 1988).

En un principio las colonias más dañadas eran: La Colina y Tres Puentes, las cuales son afectadas por la falla denominada La Colina; así como también la Av. Héroes de Nocupétaro, que sufre los estragos de la falla conocida como Central Camionera. En el año de 1988 se identificó otra falla en la superficie, la cual recibió el nombre de Chapultepec en función de los daños que ocasiona en la colonia del mismo nombre. Para el año de 1993 el número de casos se incrementó a seis con la adición de las fallas Torremolinos, El Realito y La Soledad. Finalmente en el año de 1999 aparecieron dos más para configurar el panorama actual, las cuales recibieron el nombre de Cuautla y Ventura Puente respectivamente (Avila-Olivera, 2004) (fig. I.2).



Fig. I.2. Daños que ocasionan las fallas en la superficie en la Ciudad de Morelia; a), b) Falla La Colina; c), d) Falla Central Camionera; e), f) Falla Torremolinos; g) Falla Cuautla; h) Falla El Realito.

Todas las fallas visibles en la superficie mencionadas anteriormente tienen una dirección ENE-OSO (fig. I.3) misma que el sistema de fallas regionales (Garduño-Monroy et al., 1998, 1999, 2001; Pasquaré et al., 1991; Silva-Mora, 1995) que forma parte de la zona de falla conocida como Tula-Chapala (Suter et al., 1995), responsable de un sinnúmero de sismos históricos como los ocurridos en las depresiones de Chapala, Cuitzeo y Acambay, en los años de 1568 y 1912 (Quintero-Legorreta et al., 1988). En lo que respecta a los bloques de las fallas en la superficie, en todos los casos el que se hunde es el que se localiza hacia el NO, con excepción de la falla Chapultepec donde sucede lo contrario, es decir el bloque que se hunde lo hace hacia el SE. Además de las fallas en la superficie, también se cuenta con la presencia de una falla geológica de dirección E-O que genera problemas de inestabilidad de taludes, la cual se conoce como La Paloma (Arreygue-Rocha et al., 1998; Arreygue-Rocha, 1999).

Los estudios geotécnicos a base de la excavación de trincheras perpendicularmente al eje de la traza de las fallas en la superficie, así como aquellos geofísicos (gravimetría; Perfiles Eléctricos Verticales, SEV; perfiles con el GPR, Ground Penetrating Radar) que se han llevado a cabo en la ciudad, han proporcionado información relevante en cuanto a las zonas de influencia obteniéndose valores desde 15 m como en la falla El Realito, hasta 40 m (fallas La Colina y Central Camionera). Otro dato importante resultado de dichos estudios, es la determinación de desplazamientos verticales entre ambos bloques de las fallas, los cuales van desde 2 m (fallas Chapultepec y Torremolinos) hasta 5 m como el que presenta la falla La Colina (Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2006a, 2006c).

En lo que respecta a la tasa de hundimiento anual, esta se ha mantenido estable a partir del 2000 con valores máximos de 3 cm, sin embargo en las décadas de los 80's y 90's este valor oscilaba entre los 4 y 6 cm con periodos críticos como el que ocurrió en el año de 1998, donde en el transcurso de dos meses la falla Central Camionera sufrió un hundimiento de 15 cm (Garduño-Monroy et al., 1999).

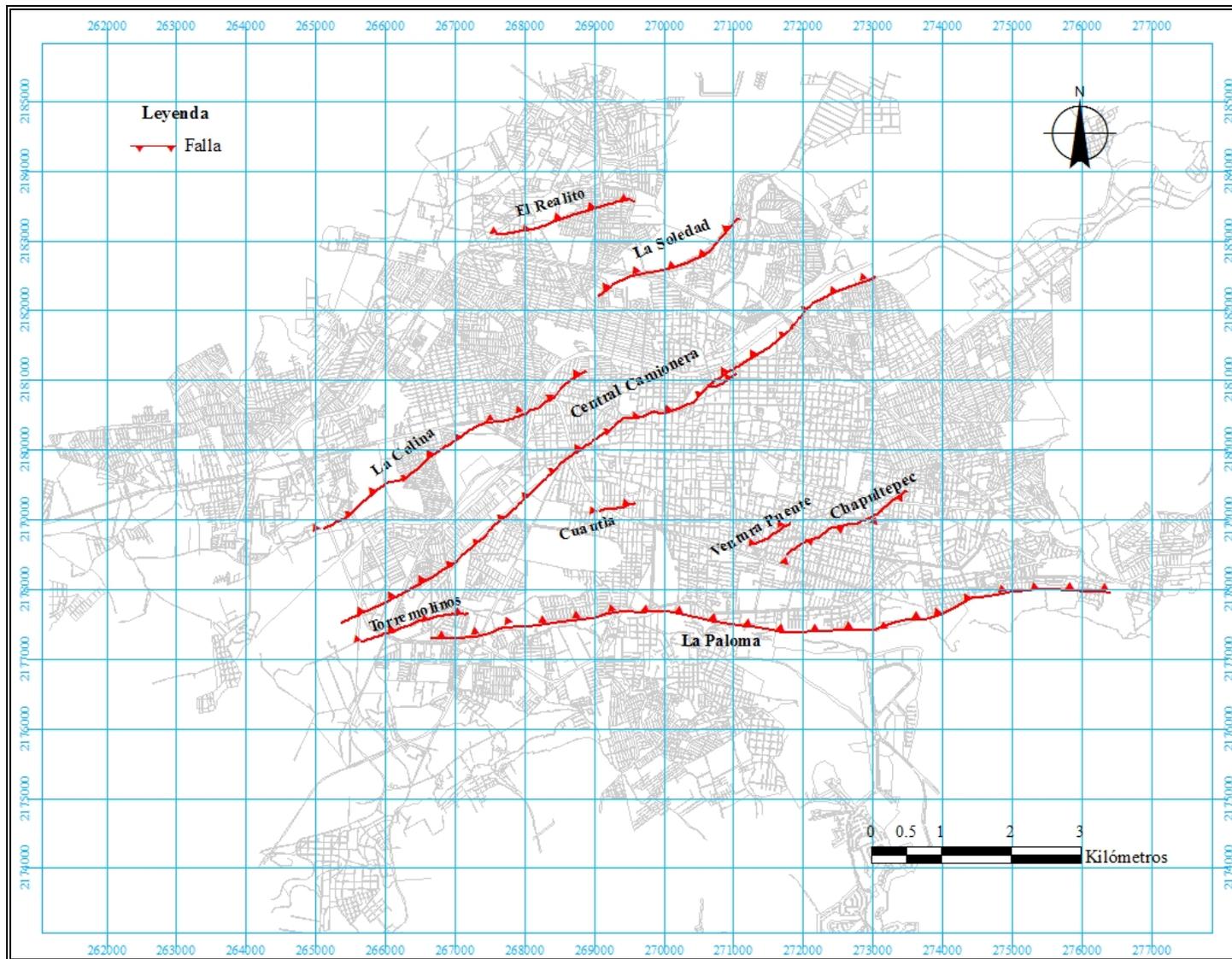


Fig. I.3. Fallas que afectan a la Ciudad de Morelia.

I.2 Caso: Ciudad de Celaya, Guanajuato

En la Ciudad de Celaya, Guanajuato los PSCF comenzaron a identificarse en el año de 1980 con la presencia de las fallas Oriente y Poniente (fig. I.4), sin embargo algunos habitantes aseguran que las han observado desde finales de la década de los 50's. Ambas fallas se localizan en la parte oriental de la ciudad con una dirección N 30° O. En ese entonces tenían longitudes de 10 y 7 km respectivamente y, el salto que se apreciaba en la superficie en cada una de ellas era de aproximadamente 1 m.



Fig. I.4. Daños que ocasionan las fallas Oriente (a, b, c, d) y Poniente (e, f).

El extremo norte de la falla Oriente se puede observar en el área del Centro de Investigaciones Agrícolas del Bajío (CIAB), después se prolonga hacia el sur haciéndose presente en los siguientes puntos donde ha causado enormes daños: Unidad Habitacional FOVISSSTE, cruce de las calles Agustín Arroyo Ch. y Nuevo León, al oriente de la Alameda, en la esquina de Fresnillo y Río Bravo, así como en la esquina de Madero y Chapala. A partir del último punto los efectos disminuyen hasta casi desaparecer entre el Boulevard López Mateos y la carretera Panamericana, donde pasa a unos 300 m al poniente de la termoeléctrica de la CFE.

El extremo norte de la falla Poniente es posible detectarlo con facilidad en la carretera a San Miguel de Allende unos metros al sur del cruce con la autopista Querétaro-Irapuato, donde es sensible el salto que dan los vehículos al pasarla. Hacia el sur, la falla ocasiona daños al pasar a través del Convento de San Francisco, a unos metros de la Catedral y de la Bola de Agua; más adelante afecta a la Central de Abastos, a la carretera Panamericana y al Gasoducto de PEMEX, siguiendo finalmente por unos 1,500 m donde atraviesa terrenos baldíos, campos de cultivo y caños de aguas negras.

Para el año de 1982 la tasa de hundimiento se incrementó y, en el año de 1984 se identificó una tercera falla a la que denominaron Las Insurgentes, en función de los daños que ocasiona a la colonia del mismo nombre ubicada en la porción NE de la ciudad. En sus inicios presentaba una longitud de 500 m, de los cuales la mayoría correspondían a terrenos baldíos donde era posible apreciar una serie de sumideros alineados; así como también un salto en la superficie de 15 cm (Trujillo-Candelaria, 1985).

En la actualidad la Ciudad de Celaya se encuentra afectada por cuatro fallas de dirección NNO-SSE (fig. I.5), en las cuales el bloque que se hunde es el que se localiza hacia el NE, con excepción de la falla Universidad Pedagógica donde sucede lo contrario, es decir el bloque que se hunde es el que se ubica hacia el SO (Trujillo-Candelaria, 1991). La tasa de hundimiento anual máxima que se ha registrado hasta el momento es de 15 cm, localizando su punto más crítico hacia el oriente de la Alameda correspondiente a la falla Oriente, donde el salto que se puede ver en la superficie es de 2.5 m (Trujillo-Candelaria, 1991).

En lo que se refiere a la explotación del agua del subsuelo en el Valle de Celaya, esta comenzó en el año de 1950. A partir del año de 1968 la recarga del sistema acuífero disminuyó en gran medida al concluirse los trabajos de la presa Ignacio Allende sobre el río Laja, con lo que prácticamente desaparecieron las avenidas y desbordamientos importantes que recargaban el sistema, dando lugar a una intensificación de las extracciones del agua subterránea en la década de los 70's provocando el abatimiento del nivel freático de dicho sistema.

De acuerdo con la hipótesis referente a la generación y desarrollo de los PSCF, se piensa que dichos procesos iniciaron al mismo tiempo que el abatimiento, sin embargo sus efectos fueron casi imperceptibles ya que los primeros hundimientos fueron lentos y uniformes en toda el área.

Los años de 1981 y 1982 han sido los de menor precipitación en la zona, debido al fenómeno meteorológico conocido como "El Niño", teniendo como consecuencia que la recarga del sistema acuífero se viera reducida (H. Ayuntamiento de Celaya, 2006-2009). Aunado a lo anterior y debido a la escasez de agua superficial, fue necesario incrementar nuevamente las extracciones de agua subterránea para cubrir las necesidades agrícolas, para lo cual se perforaron nuevos pozos y se equiparon los existentes. Todo lo anterior propició un incremento considerable en la velocidad de abatimiento del nivel freático, alcanzando en algunos sitios abatimientos del orden de los 60 m (H. Ayuntamiento de Celaya, 2006-2009).

A través del análisis de columnas litológicas de pozos perforados se determinó que en la región occidental de la ciudad, por la salida a Salamanca, existe un espesor de sedimentos lacustres y fluviolacustres de 40 m; mientras que en la parte oriental, por la salida a Apaseo, dicho espesor se incrementa considerablemente hasta llegar a los 250 m. Con lo anterior, se tiene la presencia de un escalón en el subsuelo de 210 m que cruza la ciudad de NO a SE (Trujillo-Candelaria, 1991).

En la actualidad en la parte occidental de la ciudad los hundimientos han disminuido (Trujillo-Candelaria, 1991), debido a que el abatimiento del nivel freático, el cual a principios de la década de los 80's alcanzaba los 60 m, a superado el espesor de los 40 m de los mencionados sedimentos, y por lo tanto dicho espesor ha desarrollado toda su deformación posible (de acuerdo con la teoría de la consolidación de un sistema acuífero que se presenta en el siguiente capítulo), faltando únicamente aquella retardada debido a la consolidación secundaria. En cambio la región oriental que cuenta con un espesor importante de este material, continúa presentando hundimientos. También se ha observado que los planos de falla de las fallas en la superficie mencionadas, son conductos por donde fácilmente se infiltran las aguas de lluvia y las aguas negras, contaminando el sistema acuífero.

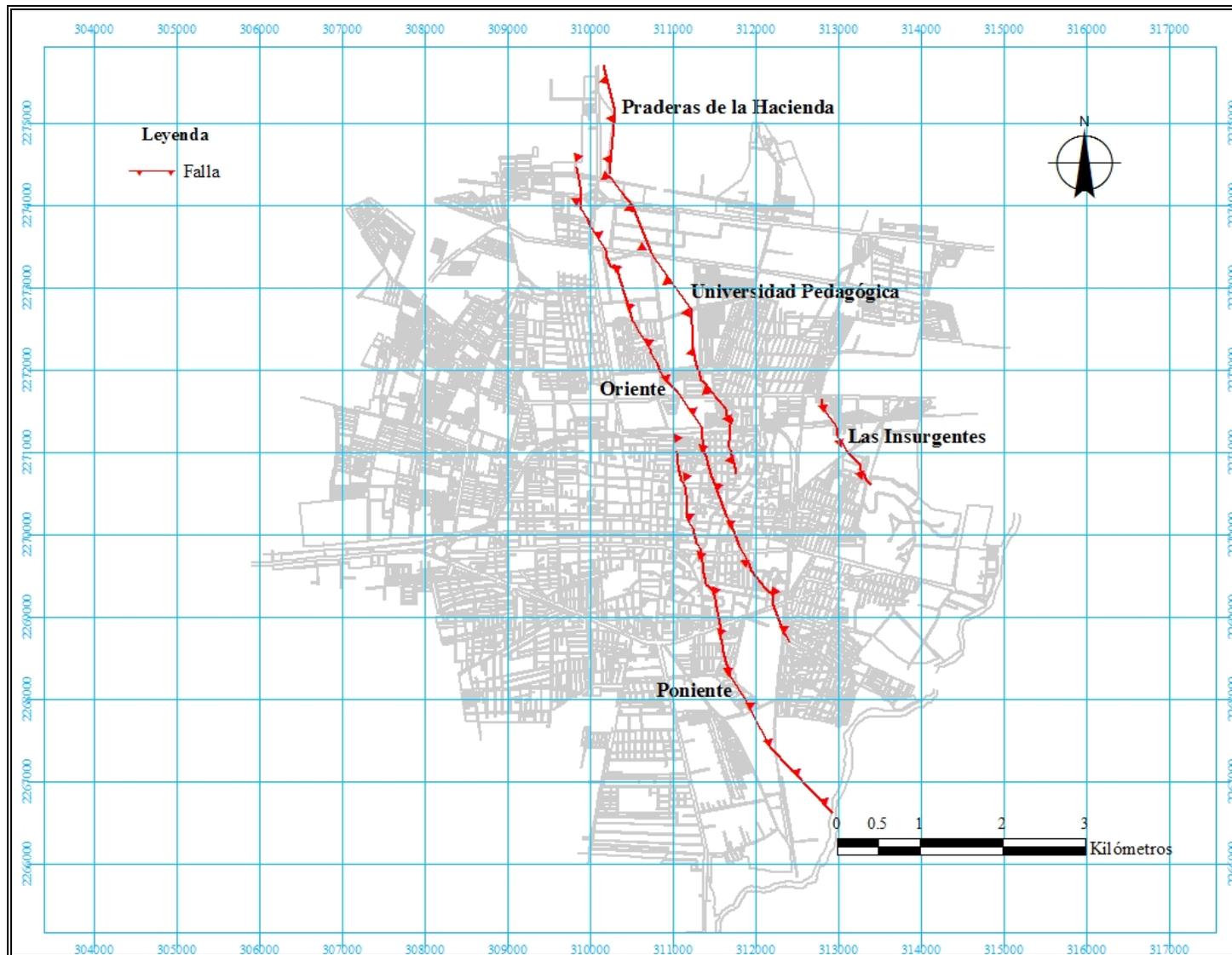


Fig. I.5. Fallas que afectan a la Ciudad de Celaya.

II. MARCO TEÓRICO

II.1 Subsistencia

La subsidencia es un hundimiento gradual o súbito de la superficie terrestre ocasionada por movimientos de los materiales del subsuelo, que puede ser de diversos orígenes, dando lugar a los diferentes tipos de subsidencia que se conocen, los cuales se mencionan a continuación:

1. Subsistencia debida a la consolidación de un sistema acuífero como la que se presenta en Shangai, China (Luxiang y Manfang, 1984); Venecia, Italia (Carbognin et al., 1984); Tokio, Japón (Yamamoto, 1984a); Ciudad de México (Figueroa-Vega, 1984); Bangkok, Tailandia (Yamamoto, 1984b); los Valle de San Joaquín (Poland y Lofgren, 1984) y Santa Clara (Poland, 1984), en California, Estados Unidos, por mencionar algunos.
2. Subsistencia que se genera por la extracción de hidrocarburos, entre los que se encuentran los casos en Texas (Pratt y Johnson, 1926; Gabrysch, 1984) y California (Mayuga y Allen, 1969), así como también en Australia (Gloe, 1984).
3. Subsistencia que resulta de la obtención de energía geotérmica a través del agua caliente y vapor del subsuelo, como sucede en Nueva Zelanda (Bixley, 1984) y en Baja California, México (Glowacka et al., 1999, 2003, 2005; Sarychikhina, 2003; Sarychikhina et al., 2005, 2007).
4. Subsistencia que se desarrolla al drenar suelos orgánicos como sucede en Holanda (Bennema et al., 1954; Schothorst, 1977; Niuewenhuis y Schokking, 1997); en Estados Unidos, en el delta que se forma en el área de Sacramento-San Joaquín, en California (Weir, 1950) y, en la Florida (Stephens y Jonson, 1951); en Japón (Noguchi et al., 1969) y; en Malasia (Wosten et al, 1997).
5. Subsistencia resultado de realizar minería subterránea como sucedió en una mina de sal en New York, Estados Unidos (Van-Sambeek, 1996; Shannon y Wilson, 1997).
6. Subsistencia que se genera por procesos de hidrocompactación (Lofgren, 1969).

También existen tipos de subsidencia que se desarrollan sin la intervención del hombre:

7. Subsistencia que se desarrolla por la consolidación de sedimentos por procesos naturales como la que se presenta en los Estados Unidos (Kyle, 1951).
8. Subsistencia que da lugar a los denominados sinkholes (sumideros, cenotes) como los que se manifiestan en la Florida (Sinclair, 1982; Metcalfe y Hall, 1984; Newton, 1986) y Alabama (Newton, 1984) en los Estados Unidos.
9. Subsistencia tectónica, con ejemplos en los Estados Unidos, en Montana (Myers y Hamilton, 1964) y Alaska (Plafker, 1965); o también en Chile (Weishcet, 1963).
10. Subsistencia debida al deshielo del permafrost (permagel, pergelisuelo, pergelisol), que es la capa de hielo permanentemente congelada en los niveles superficiales del suelo en las regiones muy frías o periglaciares como es la tundra, la cual puede encontrarse en áreas circunpolares de Canadá, Alaska, así como en el norte de Europa entre otras (Nelson et al., 2001).

La subsistencia a la que se hace referencia en este trabajo, es la ocasionada por la consolidación de un sistema acuífero.

II.1.1 Teoría de la consolidación de un sistema acuífero

En 1925 Meinzer y Hard observaron que un acuífero artesiano (la arenisca de Dakota), se consolidaba cuando la superficie piezométrica disminuía; estableciendo que la presión que transmitían las capas sobreyacentes al acuífero eran soportadas en parte por la presión del fluido (presión de poro) y en parte por la propia arenisca (esfuerzo intergranular). Concluyeron que el esfuerzo intergranular en el acuífero se incrementó alrededor de un 50% debido al abatimiento de la superficie piezométrica.

Tres años después, Meinzer (1928) discutió a detalle la compresibilidad y elasticidad de los acuíferos artesianos, concluyendo lo siguiente: "...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”. Reconoció que la extracción de agua de un depósito, está relacionada tanto con la consolidación del acuífero, como con la expansión del agua; así como también que la reducción de la capacidad de almacenamiento puede ser permanente (inelástica) o recuperable (elástica). La reducción inelástica es el caso más general.

Theis en 1935 a través de una analogía con la teoría matemática de la conducción de calor, desarrolló una ecuación para el estado no constante del flujo de agua del subsuelo hacia un pozo de descarga, para explicar la manera en que los acuíferos artesianos liberan agua de sus depósitos. Esta ecuación, introdujo por primera vez los elementos tiempo y coeficiente de almacenamiento (S); subsecuentemente se convirtió en la base de la hidrología subterránea cuantitativa.

Jacob en 1940 postuló que cuando el agua es extraída y la presión decrece en un acuífero artesiano elástico, el agua almacenada se deriva de la expansión del agua confinada, de la consolidación del acuífero y, de la consolidación de los acuíferos adyacentes incluyendo los estratos de arcilla (acuitardos). Concluyó que esta última fuente es probablemente la principal en un caso normal, declarando lo siguiente: “... debido a la baja permeabilidad de las arcillas, hay un tiempo de retraso entre el decaimiento de la presión dentro del acuífero y la aparición de la parte del agua que es derivada de los depósitos en las arcilla”.

En el campo de la Mecánica de Suelos Terzaghi (1925; Terzaghi y Peck, 1967) desarrolló la teoría de la consolidación primaria unidimensional en arcillas, la cual ha servido como base para la solución de la mayoría de los problemas de asentamientos en la pasada mitad de siglo. Esta teoría comúnmente es usada para estimar la magnitud y la tasa de asentamiento o consolidación, que puede presentarse en los depósitos de arcilla a causa de un cambio de esfuerzo. De acuerdo con esta teoría, la consolidación es el resultado de un escape lento del agua intersticial del depósito bajo esfuerzo, acompañado por una transferencia gradual de la presión de poro a la estructura granular del depósito.

Desarrollando su teoría de consolidación Terzaghi introdujo también el principio básico de esfuerzo efectivo, el cual dice que para cualquier plano arbitrario localizado por debajo de la superficie piezométrica, el esfuerzo total (σ) representado por el peso de las unidades litológicas y del agua que lo sobreyacen, está balanceado por el esfuerzo efectivo (σ') o esfuerzo intergranular, así como por la presión de poro (u_n) o presión del fluido, también denominada esfuerzo neutral (fig. II.1).

$$\sigma = \sigma' + u_n \quad (\text{II.1})$$

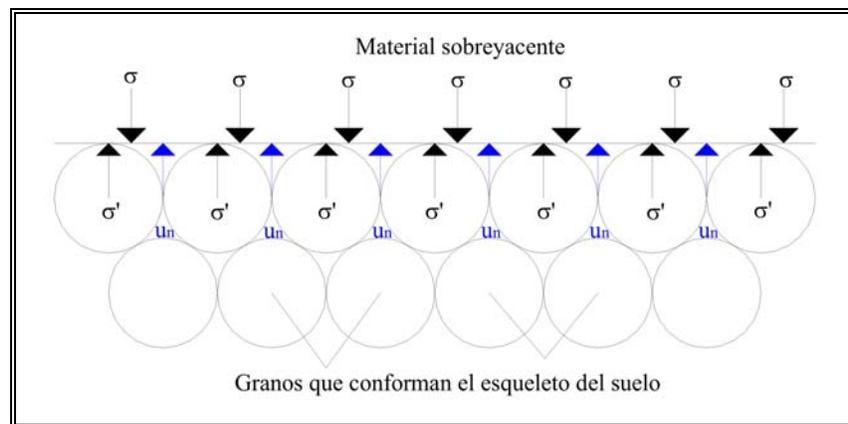


Fig. II.1. Diagrama que ilustra el principio de esfuerzo efectivo desarrollado por Terzaghi.

Cuando se aplica un esfuerzo externo a una masa de suelo cuyos poros están saturados de agua, el efecto inmediato es un aumento de la presión de poro, lo que hace que el agua en los poros fluya hacia afuera de estos a través de los vacíos circundantes, resultando en una disminución de la presión de poro y, el esfuerzo aplicado se transfiere a la estructura del suelo. Tiempo después de la aplicación, el esfuerzo total queda equilibrado por sus dos componentes.

Esfuerzo efectivo (σ')

Esfuerzo soportado por la estructura del suelo a través de los contactos intergranulares. Es la componente del esfuerzo que es efectiva para controlar tanto la deformación debida a los cambios de volumen como la resistencia al corte del suelo, dado que el esfuerzo normal y el esfuerzo cortante se transmiten a través de los contactos entre grano y grano.

Presión de poro (u_n)

Presión inducida en el fluido (ya sea agua o, vapor y agua) que llena los poros (agua intersticial). El fluido en los poros es capaz de transmitir esfuerzos normales, pero no esfuerzos cortantes, por lo que no es efectivo para proporcionar resistencia al corte. Por esta razón, a la presión de poro se le llama algunas veces presión neutra o esfuerzo neutral.

La presión de poro (u_n) se puede descomponer en la presión hidrostática (u_h), que corresponde a una distribución lineal de equilibrio estático y; en la presión en exceso de la hidrostática (u), lo que se expresa de la siguiente manera:

$$u_n = u_h + u \quad (\text{II.2})$$

La presión hidrostática (u_h) en los poros en condiciones de acuífero libre sin flujo, está representada por el nivel freático; si este está a una profundidad d_w por debajo de la superficie, entonces a una profundidad z , la presión hidrostática en los poros está dada por:

$$u_h = \gamma_w (z - d_w) \quad (\text{II.3})$$

donde:

$\gamma_w =$ Peso específico del agua.

Cuando $z > d_w$, u_h tiene un valor positivo, pero cuando $z < d_w$, y existe agua retenida por capilaridad por encima del nivel freático, u_h tiene un valor negativo (lo que indica que hay succión).

En el caso de suelos parcialmente saturados, el fluido en los poros consiste en agua líquida, que es virtualmente incompresible y, aire (vapor de agua) que es muy compresible. Por lo tanto, la presión de poro tiene dos componentes: la presión de agua en los poros (u_w) y la presión del aire en los mismos (u_a). A causa de la tensión superficial, la presencia de aire reduce la presión en los poros; Bishop (1959) sugirió la siguiente relación:

$$u_n = u_a - X (u_a - u_w) \quad (\text{II.4})$$

Sustituyendo la ecuación II.4 en la II.1, y despejando el esfuerzo efectivo, se obtiene la ecuación de Bishop para determinar el esfuerzo efectivo en suelos no saturados:

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + X (u_a - u_w) \quad (\text{II.5})$$

En donde X es un parámetro que depende principalmente del grado de saturación y, en grado menor, de la estructura del suelo. Este parámetro varía casi linealmente desde 0 para un suelo seco (grado de saturación $S = 0\%$), hasta 1 para un suelo saturado ($S = 100\%$).

En el año 2004 Rojas-González et al. basándose en algunos estudios teóricos realizados por Houlsby (1997) y Murray (2002), determinaron una ecuación para calcular el esfuerzo efectivo en suelos no saturados, la cual es la suma de las ecuaciones de Terzaghi y Bishop; de dicha ecuación se desprende la siguiente expresión para determinar el largamente buscado parámetro X de Bishop:

$$X = f_s + S_w^u (1 - f_s) \quad (\text{II.6})$$

donde:

$f_s =$ Representa la fracción de suelo que permanece saturada. Cuando $f_s = 1$ el suelo se encuentra saturado y la ecuación de esfuerzos efectivos de Terzaghi prevalece y; cuando $f_s = 0$, la fracción saturada no existe y prevalece la ecuación de Bishop. Se obtiene empleando la siguiente ecuación:

$$f_s = \frac{V^s}{V} \quad (\text{II.7})$$

$V^s =$ Volumen de la fracción saturada del suelo.

$V =$ Volumen del suelo.

$S_w^s =$ Grado de saturación de la fracción no saturada del suelo.

El inconveniente de la ecuación II.6 es que implica dos parámetros (V^s y S_w^s), cuya determinación experimental no se puede llevar a cabo con las técnicas actuales, lo cual dificulta su aplicación práctica.

En el año de 1925 Meinzer y Hard reconocieron el principio de esfuerzo efectivo en la consolidación de acuíferos artesianos. La aplicación de la teoría de la consolidación de la mecánica de suelos para explicar la teoría de la consolidación de un sistema acuífero, ha sido resumida claramente por Riley (1969) de la siguiente manera:

“La teoría de la consolidación hidrodinámica desarrollada por Terzaghi puede proporcionar una explicación semi-cuantitativa para el fenómeno de consolidación permanente repetida durante ciclos sucesivos de carga y descarga, alrededor del mismo rango de esfuerzo. En el contexto de este problema, un principio central de la teoría de la consolidación dice que un incremento de esfuerzo aplicado a un estrato de arcilla (acuitardo), se convierte en efectivo como una presión intergranular, tan rápido como la presión de poro pueda decaer hacia el equilibrio con la presión de poro en el acuífero subyacente. Debido a la baja permeabilidad y relativa alta compresibilidad de los acuitardos intercalados, la consolidación de un sistema acuífero formado por varios estratos en respuesta al incremento de esfuerzo, es un proceso que depende en gran medida del tiempo y, su completa consolidación o última no se alcanza hasta que exista una distribución vertical constante de la presión de poro en el sistema acuífero. Las presiones de poro transitorias en los acuitardos, mayores que en los acuíferos subyacentes (denominada exceso residual de la presión de poro), son una medida directa de la consolidación primaria remanente que puede ocurrir bajo el esfuerzo actuante. Cuando se alcanza el equilibrio de la presión de poro en el acuitardo, se dice que tiene el 100% de la consolidación primaria bajo el esfuerzo prevaleciente y, ninguna consolidación adicional permanente puede presentarse si el mismo esfuerzo es removido y aplicado una y otra vez. El posible papel de la consolidación secundaria o también llamada no hidrodinámica en la consolidación de los sistemas acuíferos, no se conoce pero se asume que es menor”.

Es importante mencionar que para poder establecer la teoría de la consolidación hidrodinámica, Terzaghi se vio en la necesidad de considerar una serie de hipótesis, las cuales se presentan a continuación:

- No hay materia orgánica presente en el suelo.
- El suelo está compuesto únicamente por dos fases (la sólida y la líquida).
- El suelo presenta un comportamiento elástico.
- El suelo es isótropo.
- La masa de suelo es homogénea, por lo que los parámetros determinados en una muestra de suelo son representativos de la masa en general.
- Los esfuerzos totales en la masa de suelo varía únicamente con la profundidad.
- Los estratos de suelo son horizontales.
- El flujo es horizontal en los estratos de suelo poco permeables.
- Los hundimientos se deben principalmente a la consolidación de los estratos poco permeables.

Para un acuitardo homogéneo limitado arriba y abajo por acuíferos, en los cuales la presión de poro decrece instantáneamente y al mismo ritmo, el tiempo (t) requerido para alcanzar cualquier disipación del promedio del exceso de la presión de poro es una función directa de:

1. El volumen de agua que puede ser extraído del acuitardo para establecer una estructura más densa requerida para resistir el incremento de esfuerzo.
2. La impedancia al escape de esta agua.

El producto de los dos parámetros anteriores constituye la constante de tiempo del acuitardo (τ). Para un incremento específico de esfuerzo, el volumen de agua está determinado por el volumen de compresibilidad del acuitardo (m_v), la compresibilidad del agua (β_w) y, el espesor del acuitardo (H). La impedancia está determinada por la permeabilidad vertical (k) y el espesor del acuitardo. Por lo tanto, el tiempo requerido (t) está en función de la constante del tiempo (τ), cuya ecuación se presenta a continuación:

$$\tau = \frac{S'_s \left(\frac{H}{2}\right)^2}{k} \quad (\text{II.8})$$

donde

S'_s = Capacidad específica de almacenamiento del acuitardo, que se define como:

$$S'_s = S'_{sk} + S_{sw} \quad (\text{II.9})$$

S'_{sk} = Componente de la capacidad específica de almacenamiento debida a la compresibilidad del acuitardo, la cual se obtiene empleando la expresión:

$$S'_{sk} = m_v \gamma_w \quad (\text{II.10})$$

S_{sw} = Componente de la capacidad específica de almacenamiento debida a la compresibilidad del agua, que se calcula a través de la ecuación:

$$S_{sw} = n \beta_w \gamma_w \quad (\text{II.11})$$

n = Porosidad, que resulta de la siguiente expresión:

$$n = \frac{V_v}{V_m} = \frac{e}{1+e} \quad (\text{II.12})$$

V_v = Volumen de vacíos del suelo.

V_m = Volumen del suelo.

e = Relación de vacíos.

En los acuitardos $S'_{sk} \gg \gg S_{sw}$.

Por conveniencia se ha definido un factor tiempo (T) adimensional, que se expresa de la siguiente manera:

$$T = \frac{t}{\tau} \quad (\text{II.13})$$

Cuando el factor T es igual a la unidad, el tiempo t requerido para disipar el exceso de la presión de poro es igual a la constante de tiempo τ del acuitardo. Entonces, el grado de consolidación (U en %) en cualquier tiempo t , está expresado como una función de T y, la forma de la relación funcional es determinada por las condiciones iniciales del problema. Para las funciones tiempo-consolidación comúnmente usadas, U es un poco más del 90% cuando T es la unidad.

La solución a la ecuación diferencial del proceso de consolidación unidimensional con flujo vertical que establece la teoría de Terzaghi (ecuación II.14), esta en función del factor tiempo T . En la tabla II.1 se presentan los resultados de la relación teórica entre el factor tiempo T y el grado de consolidación U .

$$U (\%) = 100 \left[1 - \sum_{n=0}^{n=\infty} \frac{8}{(2n+1)^2 \pi^2} \varepsilon^{-\frac{(2n+1)^2 \pi^2 T}{4}} \right] \quad (\text{II.14})$$

Tabla II.1. Relación teórica U (%) - T .

U (%)	T	U (%)	T
0	0.000	55	0.238
10	0.008	60	0.287
15	0.018	65	0.342
20	0.031	70	0.405
25	0.049	75	0.477
30	0.071	80	0.565
35	0.096	85	0.684
40	0.126	90	0.848
45	0.159	95	1.127
50	0.197	100	∞

El factor tiempo T , de acuerdo con la teoría en cuestión se define como:

$$T = \frac{c_v t}{\left(\frac{H}{2}\right)^2} \quad (\text{II.15})$$

donde:

c_v = Coeficiente de consolidación del suelo, el cual se calcula con la siguiente ecuación:

$$c_v = \frac{k}{m_v \gamma_w} \quad (\text{II.16})$$

m_v = Coeficiente de variación volumétrica del suelo, el cual a su vez puede ser determinado con ayuda de la siguiente expresión:

$$m_v = \frac{a_v}{1 + e_0} \quad (\text{II.17})$$

a_v = Coeficiente de compresibilidad del suelo, que puede ser determinado a partir de lo que a continuación se presenta:

$$a_v = \frac{\Delta e}{\Delta \sigma'} = \frac{e_0 - e_f}{\sigma'_0 - \sigma'_f} \quad (\text{II.18})$$

e_0 = Relación de vacíos inicial del suelo.

e_f = Relación de vacíos final del suelo.

σ'_0 = Esfuerzo efectivo inicial al que está sujeto el suelo.

σ'_f = Esfuerzo efectivo final al que está sujeto el suelo.

Dado que el esfuerzo total bajo el cual se encuentra un acuitardo limitado arriba y abajo por acuíferos no cambia por la extracción del agua del subsuelo, esto es $\sigma_0 = \sigma_f$ ($\Delta \sigma = 0$), entonces el incremento en el esfuerzo efectivo $\Delta \sigma'$, está en función de la reducción de la presión de poro $-\Delta u_n$ ($u_{n0} - u_{nf}$) ocasionada por el abatimiento de la superficie piezométrica.

Rojas-González et al. (2002b) definieron un factor de compresión c_f para determinar la deformación volumétrica de un suelo homogéneo e isótropo que se consolida por la extracción del agua, de la siguiente manera:

$$c_f = \frac{c_c}{1 + e_0} \log \frac{\sigma'_0}{\sigma'_f} \quad (\text{II.19})$$

donde:

c_c = Índice de compresión del suelo, que se obtiene a partir de la siguiente expresión:

$$c_c = \frac{\Delta e}{\log \left(\frac{\sigma'_0}{\sigma'_f} \right)} = \frac{e_0 - e_f}{\log \left(\frac{\sigma'_0}{\sigma'_f} \right)} \quad (\text{II.20})$$

Con el factor de compresión c_f es posible determinar el desplazamiento vertical v de una columna de suelo de espesor H durante la consolidación primaria unidimensional, empleando la siguiente ecuación:

$$v = c_f H \quad (\text{II.21})$$

El índice de compresión c_c que es una medida de la compresibilidad no lineal del suelo, necesario para comenzar los cálculos en las ecuaciones presentadas, así como algunos otros parámetros, los cuales se obtienen de una gráfica semi-logarítmica de la relación de vacíos e contra el logaritmo de los esfuerzos efectivos σ' , la cual se elabora con la información producto de un ensaye de consolidación unidimensional practicado en una muestra de suelo inalterada.

II.1.2 Deformación recuperable (elástica)

La relación entre los cambios de la superficie piezométrica y la consolidación del sistema acuífero, está basada en el principio de esfuerzo efectivo analizado. Este principio establece que cuando el soporte que provee la presión del fluido se reduce provocado por el abatimiento de la superficie piezométrica, el soporte que previamente proveía la presión de poro es transferido al esqueleto del sistema, el cual se consolida hasta cierto grado. Recíprocamente cuando la presión de poro se incrementa, tal como sucede con la recarga del sistema, el soporte que proveía el esqueleto es transferido al fluido y el esqueleto se expande. De esta manera el esqueleto sufre alternadamente consolidación y expansión cada vez que la presión de poro fluctúa con la descarga y recarga del sistema (fig. II.2).

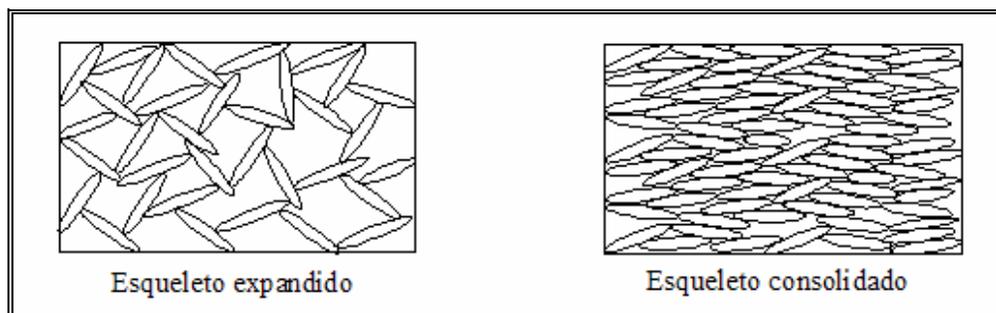


Fig. II.2. Esqueleto del sistema acuífero es sus dos fases; expandido cuando se recupera la superficie piezométrica y consolidado cuando este se abate (Avila-Olivera, 2004).

Cuando la carga que actúa sobre el esqueleto es menor que cualquier carga máxima que había actuado sobre él previamente, las fluctuaciones crean solamente una pequeña deformación elástica del sistema acuífero y, por lo tanto un pequeño hundimiento en la superficie. Esta deformación recuperable se presenta en todos los sistemas acuíferos como un resultado del cambio estacional en la extracción del agua del subsuelo, dicho hundimiento reversible de la superficie es de aproximadamente unos cuantos centímetros.

II.1.3 Deformación permanente (inelástica)

El máximo nivel de esfuerzo que el esqueleto ha soportado en el pasado se denomina esfuerzo de preconsolidación. Cuando la carga sobre el esqueleto del acuitardo excede el esfuerzo de preconsolidación, el esqueleto puede sufrir un reajuste significativo y permanente, resultando en una consolidación irreversible. Dado que el esqueleto define la estructura de poro del acuitardo, lo anteriormente señalado resulta en una reducción permanente del volumen de vacíos cuando el fluido es extraído de los acuitardos para ingresar a los acuíferos. En los sistemas acuíferos confinados sujetos a una sobreexplotación, el volumen de agua derivado de la consolidación irreversible del acuitardo es igual al volumen de subsidencia que puede estar entre el 10 y el 30% del volumen total del agua extraída. Lo anterior representa una explotación única del depósito de agua subterránea, así como una pequeña reducción permanente de la capacidad de almacenamiento del sistema acuífero.

II.1.4 Subsidencia por la consolidación de un sistema acuífero

La subsidencia ocasionada por la consolidación de un sistema acuífero se debe a la explotación de dicho sistema. Una explotación inadecuada se presenta cuando la extracción del agua subterránea supera la recarga que se produce principalmente por la lluvia, generando un abatimiento de la superficie piezométrica con lo que se lleva a cabo una transferencia de presión, es decir aquella presión que soportaba el agua intersticial (presión de poro) ahora es soportada por la fase sólida (esqueleto) del suelo. Dicha transferencia tiene como consecuencia un reajuste de las partículas de suelo las cuales buscan

posiciones más estables para soportar el incremento de presión, desarrollándose una disminución del volumen de vacíos y por lo tanto una consolidación del espesor de suelo (fig. II.3). A continuación se presenta una explicación de como se lleva a cabo este tipo de subsidencia, resumiendo el proceso en tres etapas que muestran como los cambios prolongados de la superficie piezométrica inducen a la subsidencia.

Antes del desarrollo extensivo de los recursos del agua del subsuelo, la superficie piezométrica permanece relativamente estable, fluctuando en función de los cambios estacionales, así como también de la variabilidad climática a largo plazo.

1. El peso de las unidades litológicas y del agua sobreyacente, está balanceado por la presión de poro y por el esfuerzo efectivo o intergranular.

Durante el desarrollo de los recursos del agua subterránea, la superficie piezométrica se abate y la subsidencia comienza.

2. La extracción del agua del subsuelo reduce la presión de poro u_n . Dado que el esfuerzo total σ permanece casi constante, la porción de la carga que era soportada por el fluido ahora tiene que ser soportada por las partículas del esqueleto del suelo, incrementando el esfuerzo efectivo σ' , lo que ocasiona que este se comprima.

Después de que la extracción del agua subterránea decrece, la superficie piezométrica se estabiliza pero la subsidencia puede continuar.

3. Bajo el principio de esfuerzo efectivo, la consolidación de un espesor de suelo se desarrolla tan rápido como la presión de poro decae hacia el equilibrio a través de la secuencia, donde la presión de bombeo se reduce. La mayor parte de la subsidencia se desarrolla como resultado de la consolidación constante de los acuitardos, la cual puede ser retardada por un drenado lento.

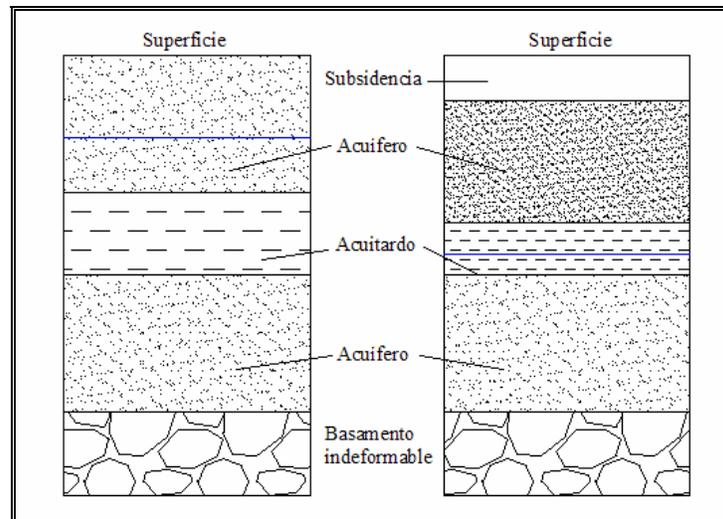


Fig. II.3. Subsistencia ocasionada por la consolidación de un sistema acuífero.

II.2 Agrietamientos

Los agrietamientos representan el tipo dominante de falla de la superficie asociada a la subsidencia por la consolidación diferencial de un sistema acuífero ocasionada por la extracción del agua subterránea en valles rellenos por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres. Dichos 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 del agua del subsuelo (Galloway et al., 1999).

En el Valle de las Vegas en los Estados Unidos desde el año de 1925 se han observado agrietamientos (Bell y Price, 1991). Pratt y Johnson (1926) en función de sus observaciones mencionan lo siguiente: “... las grietas aparecen en la superficie por debajo de las casas, a lo largo de las calles y, a través de céspedes y jardines... movimientos recurrentes a lo largo de ellas resultan en un hundimiento de la superficie...”. Sin embargo no se ligaron directamente con la subsidencia hasta finales de la década de los 50’s (Holzer y Davis, 1976; Bell, 1981a). Maxey y Jameson (1948) llegaron a la siguiente conclusión: “Los hundimientos (subsistencia) en el Valle de las Vegas como todo parece indicar, es resultado de la consolidación de los sedimentos que rellenan el valle,..., y las fallas en la superficie son probablemente ocasionadas por la consolidación diferencial de dichos sedimentos”.

En el año de 1951, Feth atribuía la formación de agrietamientos al oeste de las Montañas de Picacho en Arizona, Estados Unidos, a la consolidación diferencial ocasionada por el abatimiento del nivel piezométrico en depósitos de sedimentos no consolidados sobre los bordes del valle. Observó que los agrietamientos generalmente se abrían durante y después de tormentas y, que potencialmente interceptaban grandes cantidades de escurrimientos superficiales. Una década después, la ocurrencia de subsidencia relacionada con agrietamientos en las cercanías de Picacho, Chandler Heights, en la base de la fuerza área Luke y, Bowie, era conocida (Robinson y Peterson, 1962). Algunos de los ejemplos más espectaculares de subsidencia relacionada con agrietamientos se presentan en Arizona, donde más de 50 de estos fueron cartografiados antes de 1980 (Laney et al., 1978).

Los agrietamientos son fallas de tensión que se generan en los materiales por debajo de la superficie, la mayoría se presentan en los alrededores de las márgenes de las cuencas rellenadas por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres o, donde el basamento rocoso se encuentra expuesto o cercano a la superficie; en zonas donde se ha presentado una consolidación diferencial de los sedimentos, que tiende a separarlos. Dichos agrietamientos se concentran donde el espesor de sedimentos cambia de una manera marcada. En un principio se presentan como fisuras con espesores de medio milímetro, intercaladas con líneas de hundimiento como depresiones que se asemejan a agujeros de roedores. Cuando las grietas se abren por primera vez, por lo general son cercanas a la vertical con un ancho entre 2 y 3 cm, con un pequeño o nulo desplazamiento vertical y, corren linealmente a lo largo de cientos de metros pudiendo convertirse en miles. La profundidad de los agrietamientos puede llegar hasta los 9 m; sin embargo se han presentado casos donde la profundidad alcanzó los 25 m (NO del Pico de Picacho en Arizona, Johnson, 1980). Se han especulado profundidades de más de 90 m, basándose en mediciones indirectas tales como los movimientos verticales, el cálculo del balance de volumen en función del volumen vacío en la superficie, así como en la cantidad de sedimentos transportados dentro del agrietamiento. Los agrietamientos también pueden ensancharse por erosión y colapso resultado de lluvias intensas o bajo condiciones de flujo superficial, convirtiéndose en canales (Laney et al., 1978) que pueden alcanzar los 9 m de ancho y 6 m de profundidad. Ningún movimiento horizontal por cortante se ha detectado en los agrietamientos.

II.2.1 Mecanismos de agrietamiento

Muchas teorías explican el mecanismo de formación de los agrietamientos, entre los cuales es posible mencionar el que relaciona los esfuerzos que se generan por un flujo horizontal; el que se refiere a la rotación de unidades rígidas sobre un borde incompresible; el debido a la hidrocompactación o el colapso de suelos de baja densidad sobre suelos completamente saturados; el generado por el incremento de la tensión en función de la humedad del suelo. Otros mecanismos propuestos incluyen la erosión por la extracción del agua del subsuelo a través de pozos, la ruptura del suelo durante sismos, la reactivación de un fallamiento, el colapso de cavernas o minas, la oxidación de suelos orgánicos, así como el diapirismo (ascensión tectónica de roca poco densa y plástica a través de rocas subyacentes más densas y recientes). Sin embargo, el mejor aceptado es que el se refiere a la consolidación diferencial de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres (Schumann y Poland, 1969; Eaton et al., 1972; Larson 1984; Sandoval y Bartlett, 1991; Carpenter, 1993; Suleiman, 1994; Álvarez-Manilla, 1999, 2002; Rojas-González et al., 2002b; Arrollo-Contreras et al., 2003; Pacheco-Martínez et al. 2003, 2004; Carreón-Freyre y Cerca-Martínez, 2003; Avila-Olivera, 2004; Zermeño, 2005).

II.2.1.1 Agrietamiento por consolidación diferencial

El mecanismo de agrietamiento por consolidación diferencial menciona que conforme el nivel piezométrico se abate en una cuenca rellenada por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres no consolidados, una menor consolidación (subsistencia) se presenta en el espesor de sedimentos más pequeño cercano a las márgenes de la cuenca, que en el gran espesor que se aloja en la parte central. La tensión que resulta de la consolidación diferencial, estira los sedimentos hasta que estos fallan formando una fisura o grieta (Holzer y Pompeyan, 1981; Jachens y Holzer, 1982; Pacheco-Martínez y Arzate-Flores, 2002; Pacheco-Martínez et al., 2006; Rojas-González, 2003; Arzate-Flores et al., 2004; Avila-Olivera, 2004). Con base en lo anterior es posible establecer los siguientes puntos que sintetizan el mecanismo de agrietamiento en cuestión.

1. Abatimiento del nivel piezométrico por la extracción del agua del subsuelo, en una cuenca rellenada por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres no consolidados.
2. Consolidación diferencial (subsistencia diferencial) por el cambio abrupto del espesor de sedimentos, tal como sucede en las márgenes de las cuencas o donde el basamento rocoso está próximo a la superficie.
3. Conforme la superficie se hunde de manera diferencial, los sedimentos se someten a esfuerzos laterales (se estiran) que inducen grietas de tensión, que eventualmente fallan.
4. Cuando el agrietamiento se encuentra a la intemperie, la infiltración de agua superficial disuelve el cementante natural que mantiene unido al suelo, conectando pequeñas grietas (del espesor de un cabello) que después sufren erosión haciendo más grande el agrietamiento formando un canal capaz de captar escurrimientos superficiales, sedimentos, detritos, etc.

Los agrietamientos se concentran en áreas donde se presenta un cambio abrupto en el espesor de sedimentos y, su formación en la superficie conecta agua no potable o contaminada con los acuíferos principales; así como también puede redirigir el drenaje de la superficie creando inundaciones así como otros peligros.

II.3 Fallas en la superficie

Algunos agrietamientos monitoreados a través de repetidas nivelaciones, comúnmente exhiben un movimiento vertical del orden de centímetros. Ejemplos de lo anterior se presentan en los agrietamientos de Picacho (Arizona), muchos de los cuales se convirtieron en fallas superficiales al presentar desplazamientos verticales de más de 60 cm; así como también en las cercanías de Chandler Heights, donde los desplazamientos alcanzan los 30 cm. El agrietamiento conocido como Picacho, quizá el más investigado (Holzer, 1979; Carpenter, 1993), evolucionó a falla en la superficie al presentar desplazamientos verticales en el año de 1961 formando un escarpe, que inicialmente creció a una tasa de más de 5 cm/año, para después volverse más lento alrededor de 1 cm/año en 1980 (Holzer, 1984). En el periodo de 1980-1984, el agrietamiento se abría y se cerraba en función de las fluctuaciones del nivel freático relacionado a los cambios de estación (Carpenter, 1993). La

deformación de la superficie cerca del agrietamiento indicaba que la formación de un escarpe vertical era precedida por una subsidencia diferencial, así como la formación de otros agrietamientos distribuidos en la zona. Estudios geofísicos y geológicos locales mostraron que el agrietamiento está asociado con una falla geológica normal preexistente.

Muchos casos de subsidencia relacionada con agrietamientos han sido inferidos principalmente gracias a estudios geofísicos, los cuales indican que la mayoría ocurre sobre crestas o escalones del basamento rocoso (Peterson, 1962; Holzer, 1984; Ibáñez-Garduño, 1998; Ibáñez-Garduño et al., 2002a, 2002b; Álvarez-Béjar, 2002; Arroyo-Contreras et al., 2003; Pacheco-Martínez et al., 2006; Carreón-Freyre y Cerca-Martínez, 2006; Avila-Olivera, 2006a, 2006c).

Las deformaciones en la superficie también se han correlacionado con fallas geológicas preexistentes, cambios en el nivel piezométrico y, subsidencia diferencial; en numerosas cuencas rellenadas por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres (Holzer, 1979, 1984; Bell, 1981a, Garduño-Monroy et al., 1999, 2001; Burbey 2002; Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2003; Pacheco-Martínez et al., 2006). Las fallas en la superficie por lo general ocurren a lo largo de fallas geológicas preexistentes sepultadas por los sedimentos no consolidados y; tienden a formarse como resultado de la comba que se genera en la superficie, la cual ocurre cuando se presenta más subsidencia en un lado de la falla geológica que en el otro. Esta subsidencia diferencial crea esfuerzos de tensión, dando lugar a un agrietamiento cerca de la zona donde se presenta la comba máxima, el cual después sufre desplazamientos verticales. La asociación de más agrietamientos y fallas en la superficie con fallas geológicas sugiere una relación causal.

Las fallas geológicas pueden actuar como barreras parciales para el flujo del agua del subsuelo, creando un contraste en los niveles piezométricos a lo largo del agrietamiento; así como también controlar la sedimentación, generando diferentes espesores entre uno y otro lado de la falla, lo que propicia que la subsidencia sea diferencial (Avila-Olivera, 2004).

Los hundimientos y/o inclinaciones de la superficie son suficientes para dañar estructuras rígidas o niveladas con un alto grado de precisión, caminos, banquetas, patios, albercas, líneas de alcantarillado, de agua potable, de gas, vías del ferrocarril; los pozos profundos que se emplean para la extracción del agua del subsuelo también resultan dañados al ser movidos, cortados o levantados (Bell, 1981b; Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Pacheco-Martínez y Arzate-Flores, 2002; Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2004).

Un ejemplo más de la relación que existe entre las fallas geológicas y la subsidencia, es la que se presenta en el área de Houston-Galveston en los Estados Unidos donde existen muchas fallas tanto a escala regional, como estructuras asociadas a los campos de extracción de hidrocarburos que se ubican en la zona. Desde finales de la década de los 30's, alrededor de 86 fallas han ocasionado desplazamientos en la superficie, generando daños en los edificios y carreteras del área metropolitana (Holzer y Gabrysch, 1987). Los escarpes de las fallas superficiales crecen a una tasa de 2.50 cm/año. (Holzer, 1984). El monitoreo de los movimientos en dichos escarpes, así como los niveles piezométricos y la subsidencia; demostraron una clara relación causa y efecto, concluyendo que los movimientos que se registraban en las fallas superficiales eran causados por el abatimiento del nivel piezométrico y el tipo de subsidencia que se le asocia. En los 70's, un periodo de recuperación del nivel piezométrico comenzó en el este del área de Houston, debido a una importante reducción de la extracción del agua del subsuelo. Los desplazamientos verticales de las fallas en la superficie se detuvieron o se volvieron más lentos en las zonas donde el nivel piezométrico se recuperó, pero continuó en las zonas donde continuaba su abatimiento.

En México, fallas en la superficie se han reportado desde principios de la década de los 80's en algunas ciudades del centro del país, tales como Abasolo, Irapuato, Salamanca, Silao (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990), Aguascalientes (Aranda-Gómez y Aranda-Gómez, 1985; Lermo-Samaniego et al., 1996; Arroyo-Contreras et al., 2003), Celaya (Trujillo-Candelaria, 1985, 1991; Oliver, 1985; Avila-Olivera et al., 2007a), Morelia (Garduño-Monroy et al., 1998, 1999; Avila-Olivera, 2004), Querétaro (Trejo-Moedano y Martínez-Baini, 1991; Valencia, 1995; Álvarez-Manilla y Pérez-Rea, 1996;

Álvarez- Manilla, 1999; Rojas-González et al., 2002a; Pacheco-Martínez y Arzate-Flores, 2002, 2007; Carreón-Freyre et al., 2002; Carreón-Freyre y Cerca-Martínez, 2003), San Luis Potosí (Arzate-Flores et al., 2006), Santa Ana Maya, Tarímbaro (Garduño-Monroy et al., 2001), etc.

II.4 Fallas sinsedimentarias

Una falla geológica es una discontinuidad que se forma en las rocas superficiales de la Tierra (hasta unos 200 km de profundidad), cuando las fuerzas tectónicas superan la resistencia de las rocas (Wikipedia). Dicha discontinuidad es generada por un sismo, el cual produce un rompimiento en el basamento rocoso con su correspondiente desplazamiento vertical (fallas normales o inversas) u horizontal (fallas laterales).

La diferencia fundamental que existe entre una falla y otras discontinuidades que se desarrollan en la roca basal, tales como las grietas, las fracturas, las fisuras o las juntas; es que las fallas experimentan un desplazamiento, ya sea horizontal o vertical.

Una falla sinsedimentaria es una falla geológica normal o inversa, en la cual se ha presentado actividad sísmica repetida, esto quiere decir que por lo menos ha experimentado un sismo más, además de aquel que la produjo y; entre la ocurrencia de dichos eventos se lleva a cabo un depósito de sedimentos, con su correspondiente consolidación y litificación, pudiendo estos últimos desarrollarse o no en función del período de tiempo que transcurra entre un sismo y otro.

Una falla sinsedimentaria es aquella en la cual existe una alternancia entre la actividad sísmica y el depósito de sedimentos, por lo que se puede decir, que los sismos son contemporáneos a las diferentes capas depositadas a través del tiempo. En la fig. II.4 se muestra un modelo conceptual en el que se aprecia el proceso de formación y desarrollo de una falla sinsedimentaria.

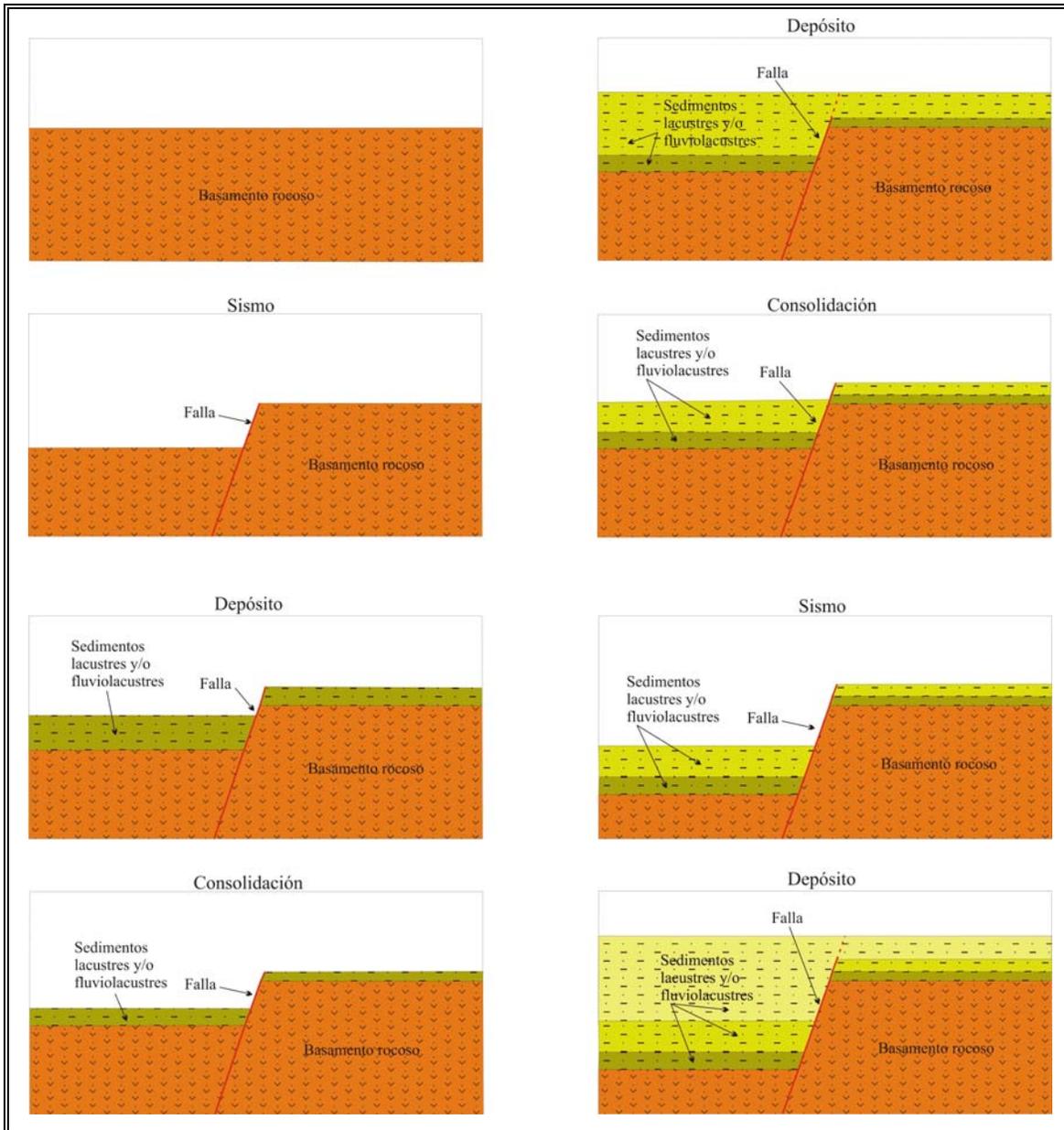


Fig. II.4. Modelo conceptual de la formación y desarrollo de una falla sinsedimentaria.

II.5 Hipótesis (Procesos de Subsistencia-Creep-Falla)

La hipótesis que se maneja en este trabajo de investigación es una conjunción de todo lo que se mencionó en el capítulo, que se resume en lo que se denomina Procesos de Subsistencia-Creep-Falla (PSCF), que es la subsistencia diferencial que se genera por la consolidación de un sistema acuífero y por un control estructural del basamento rocoso que en este caso son las fallas geológicas regionales, las cuales hacen la función de guiar las deformaciones, que se manifiestan en forma de agrietamientos y fallas en la superficie. Para que se generen los PSCF es necesario que existan las condiciones idóneas; esto es, una cuenca rellena por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres con la presencia de fallas geológicas sinsedimentarias, las cuales son las responsables del diferente espesor de sedimentos depositado a uno y otro lado de estas, lo que a su vez origina que la subsistencia que se desarrolla sea diferencial. Si las condiciones anteriores no prevalecen, los PSCF no se pueden llevar a cabo. Una vez que una zona determinada presenta las condiciones necesarias para que inicien los PSCF, a lo que denominaremos etapa cero, su formación y desarrollo es posible concentrarlo en las tres etapas que se describen a continuación (fig. II.5):

1. La primera etapa está conformada por el hundimiento diferencial resultado de la subsistencia ocasionada por la explotación del sistema acuífero, que abate la superficie piezométrica generando una reducción de la presión de poro, que se transfiere a la fase sólida del suelo, produciendo a su vez una disminución del volumen de vacíos y por lo tanto una reducción de su espesor que se consolida de manera diferencial a causa del diferente espesor de sedimentos depositado debido a la presencia de una falla geológica sinsedimentaria. De manera resumida, la primera etapa esta conformada por la subsistencia diferencial ocasionada por la consolidación de un sistema acuífero ampliamente tratada en los puntos anteriores.

2. En la siguiente etapa se forma un agrietamiento de tensión que se lleva a cabo a lo largo de planos preexistentes, los cuales son las fallas geológicas sinsedimentarias en las secuencias lacustres y/o fluviolacustres en ocasiones sepultadas por los suelos recientes.

3. En la etapa final se genera el hundimiento de uno de los labios de la grieta (falla en la superficie), con lo que se genera un escarpe entre ambos bloques del agrietamiento formándose una geometría de falla semejante a la sufrida tanto en el basamento rocoso subyacente, como en las secuencias lacustres y/o fluviolacustres. Dicha geometría es el resultado del diferente espesor de las secuencias depositadas, el cual fue controlado por la presencia de una falla geológica sinsedimentaria (Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2004a).

El término creep que ayuda a definir los PSCF, se emplea para denotar que la deformación del suelo (subsistencia diferencial) es lenta, continua a través del tiempo y sobre todo asísmica; que obviamente no afecta al basamento rocoso subyacente.

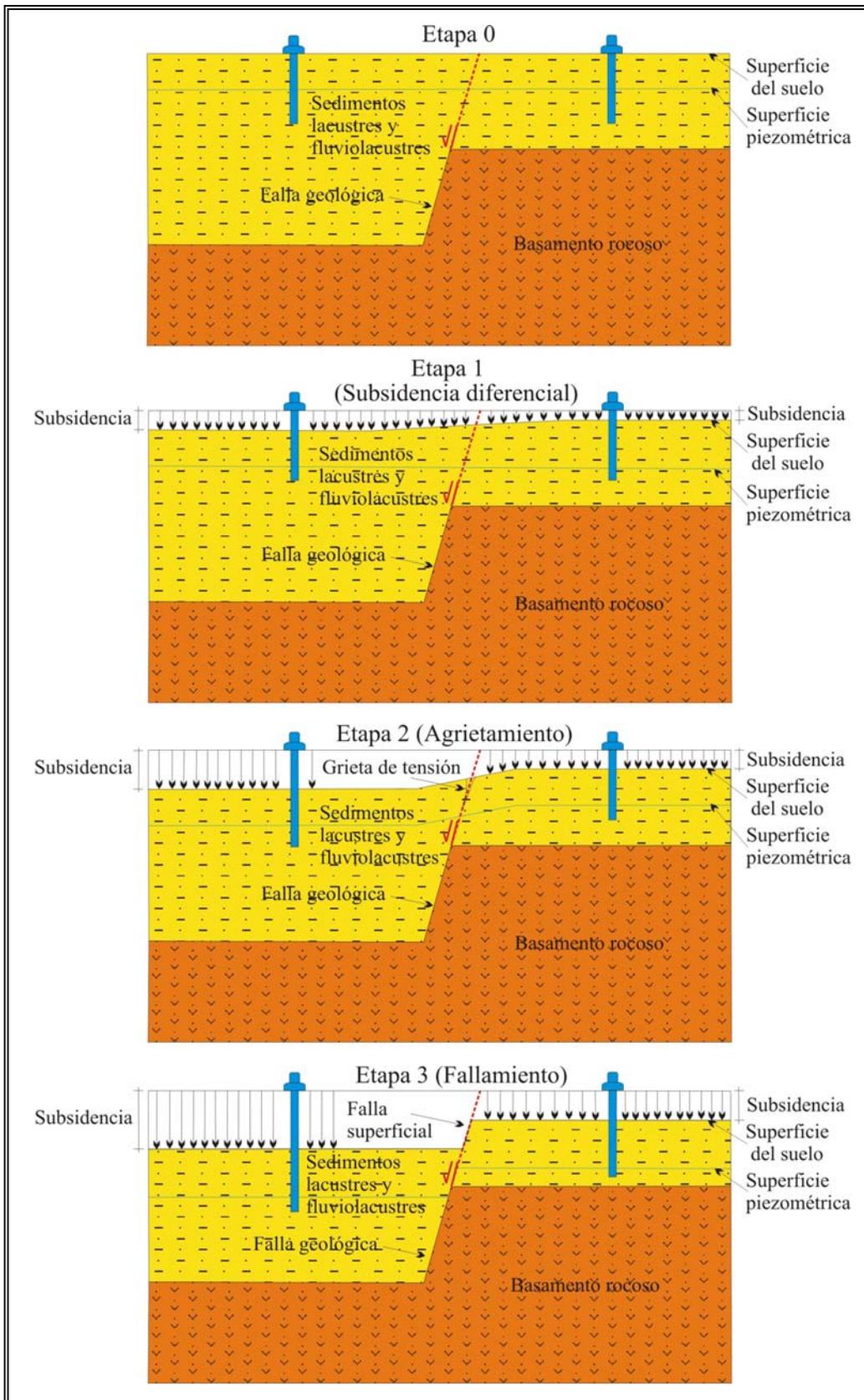


Fig. II.5. Modelo conceptual de la formación y desarrollo de los Procesos de Subsistencia-Creep-Falla (PSCF).

II.6 Metodología

La metodología que se siguió para llevar a cabo este trabajo de investigación se presenta de manera resumida en la fig. II.6, básicamente la idea es analizar cada uno de los elementos que intervienen en la formación y desarrollo de los PSCF con el mayor número de herramientas disponibles, para de esta manera tener una conceptualización completa de este tipo de procesos.

Como en todo trabajo de investigación, lo primero ha realizar es un análisis bibliográfico exhaustivo del tema, para de esta maneara poder desarrollar un buen estado del arte de la problemática en cuestión.

El estudio geológico tiene la finalidad primordial de conocer las unidades litológicas presentes en la zona de estudio, así como su distribución espacial dentro de esta. También permite identificar la presencia o ausencia, de estructuras que afecten a dichas unidades, las cuales como se comentó con anterioridad, son esenciales para la formación de los PSCF.

El estudio hidrológico consiste en el análisis del nivel piezométrico de la zona de estudio, ya que el abatimiento de este, es el factor detonante de la subsidencia que se genera por la consolidación de un sistema acuífero, que conforma parte de la primera etapa del desarrollo de los PSCF.

El objetivo que se persigue al realizar un estudio estratigráfico, es determinar el espesor y su distribución espacial en la zona de estudio, de las unidades litológicas capaces de sufrir una deformación debida al cambio en la distribución de esfuerzos por el abatimiento del nivel piezométrico, en este caso secuencias lacustres y/o fluviolacustres.

Con base en los resultados obtenidos en los tres estudios anteriores, se lleva a cabo un estudio hidrogeológico, el cual consiste en identificar para cada una de las áreas que conforman la zona de estudio, la unidad litológica en la cual se ubica actualmente el nivel piezométrico, para de esta manera tener una conceptualización del sistema acuífero.

Lo anterior permite identificar las áreas que presenten las condiciones necesarias para continuar deformándose, de aquellas en donde de acuerdo al marco teórico se haya desarrollado toda la deformación posible. Es decir, si el nivel piezométrico ha rebasado por completo el espesor de las secuencias lacustres y/o fluviolacustres, entonces ya no es posible que se genere más hundimiento por consolidación primaria; de lo contrario, si por debajo de dicho nivel todavía hay un espesor importante de las mencionadas secuencias, se puede esperar que continúe la deformación, si es que prevalece el mismo ritmo de extracción del agua del subsuelo.

El estudio geofísico que se realizó en este trabajo fue empleando el GPR (Ground Penetrating Radar), pero es posible realizar algunos otros como los SEV (Sondeos Eléctricos Verticales), gravimétricos, sísmica de reflexión, de refracción, etc. La finalidad de este estudio es investigar si por debajo de las expresiones en superficie de los PSCF (hundimientos diferenciales, agrietamientos y fallas en la superficie), existe alguna evidencia que soporte dicha hipótesis; es decir que exista una discontinuidad en el basamento rocoso o en las secuencias lacustres y/o fluviolacustres, que controle su depósito (falla sinsedimentaria), para que de esta manera, la subsidencia que se genere sea diferencial en función de los diferentes espesores deformables presentes.

Finalmente, el estudio geodésico consiste en el monitoreo de los PSCF en la zona de estudio, con la finalidad de conocer su dinámica superficial. Lo anterior hace posible la identificación de áreas con mayor deformación. En este trabajo de investigación, el monitoreo de dichos procesos se llevó a cabo empleando dos técnicas diferentes de percepción remota, para compararlas y determinar cual es la más adecuada para el análisis de estos fenómenos; la primera es a través de GPS (Global Positioning System) geodésicos y, la segunda es utilizando la técnica InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar).

La conjunción de los resultados de todos los estudios anteriores brevemente descritos, permite tener una mejor conceptualización de los PSCF, es decir una mejor comprensión y entendimiento de la formación y desarrollo de estos procesos, que entre otros beneficios permite identificar áreas de posible riesgo.

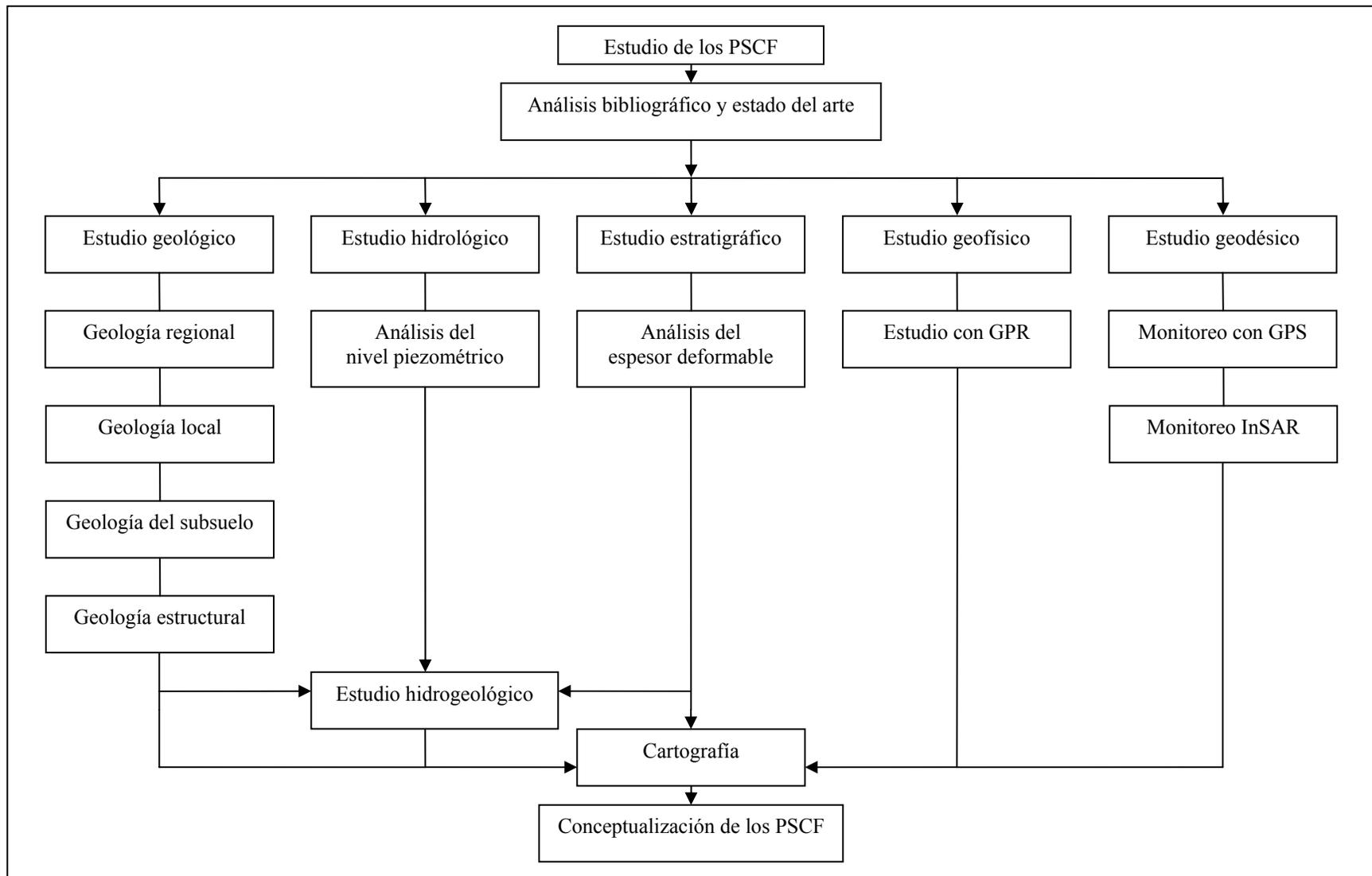


Fig. II.6. Diagrama de flujo de la metodología seguida en este trabajo de investigación para el estudio de los Procesos de Subsistencia-Creep-Falla (PSCF).

III. ÁREA DE ESTUDIO

III.1 Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán

En el año de 1541 el Virrey Don Antonio de Mendoza fundó en el valle de Guayangareo, en una loma segura de inundaciones y en terreno firme, la Ciudad de Michoacán. A fines del siglo XVI comenzó a denominársele Valladolid. La ciudad fue trazada en un plano ortogonal de clara influencia renacentista, obteniendo en el año de 1545 el título de Ciudad. En el año de 1828 se le cambió el nombre por el de Morelia en memoria de uno de los héroes de la independencia, Don José María Morelos y Pavón, el cual nació ahí.

III.1.1 Localización

La Ciudad de Morelia se localiza en la región Centro que es una de las cinco regiones naturales del Estado de Michoacán, en las coordenadas 19° 42' de latitud norte y 101° 07' de longitud oeste, a una altura de 1,951 m.s.n.m. (fig. III.1). El municipio de Morelia colinda al norte con los municipios de Huaniqueo, Chucándiro, Copándaro y Tarímbaro; al este con los municipios de Tarímbaro, Charo, Tzitzio y Villa Madero; al sur con los municipios de Villa Madero, Acuitzio, Pátzcuaro y Huiramba y; al oeste con los municipios de Huiramba, Lagunillas, Tzintzuntzan, Quiroga, Coeneo y Huaniqueo. El municipio cuenta con una superficie de 1,199 km² que representa el 2.03% del total del estado, y su distancia a la capital de la república es de 315 km (INEGI).

III.1.2 Orografía

La superficie del municipio de Morelia es muy accidentada, la región montañosa se extiende hacia el SE donde se localizan los cerros Azul, Verde (2,600 m.s.n.m., ambos), El Venado, Las Animas (2,540 m.s.n.m., ambos), La Trampa (2,520 m.s.n.m.) y, Las Vigas (2,380 m.s.n.m.), todos ellos formando vertientes bastante pronunciadas que se internan hacia el NE donde sobresalen los cerros Punhuato (2,320 m.s.n.m.) y El Guajolote (2,300 m.s.n.m.), así como la loma antiguamente llamada El Zapote, que se unen en la región norte

con la sierra de Oztumatlán; al oeste del municipio se ubica el volcán El Melón (2,640 m.s.n.m.) y, los cerros Sanambo (2,740 m.s.n.m.) y El Águila que presenta la cota más alta con 3,080 m.s.n.m. y; al norte se encuentra el cerro El Gallinero (2,380 m.s.n.m.).

En lo que se refiere a la Ciudad de Morelia, hacia el sur se ubica la loma de Santa María de los Altos, enfrente de la cual se puede observar el cerro San Andrés que se une en la parte NO con los volcanes Quinceo (2,787 m.s.n.m.) y Las Tetillas (2,760 m.s.n.m.), todos ellos tienen conexión con las lomas de Tarímbaro y los cerros de Cuto y de Uruetaro, que limitan al valle denominado Morelia-Queréndaro y lo separan del lago de Cuitzeo. Hacia el este se localiza el cerro Punhuato. Dentro del área urbana las pendientes varían llegando a ser de hasta 30%, como es el caso de las colonias Obrera, La Loma, Lomas del Punhuato, etc. Las barreras naturales han dificultado la expansión urbana al norponiente de la ciudad, no así al sur donde a loma de Santa María ha sido rebasada por la mancha urbana. Las zonas poniente y suroeste rumbo a las comunidades de Capula y Tiripetío, presentan condiciones topográficas favorables para el crecimiento de la ciudad, por lo que la mancha urbana también se extiende en dichas direcciones.

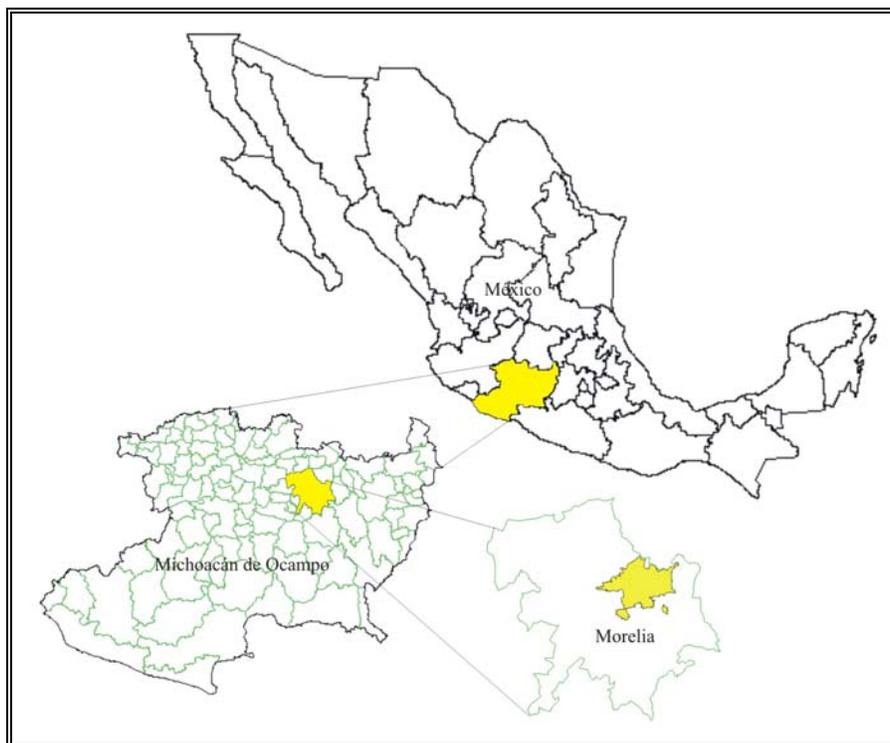


Fig. III.1. Localización de la Ciudad de Morelia en la República Mexicana.

III.1.3 Fisiografía

La extensión del municipio forma parte de la provincia del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y en un porcentaje mínimo de la provincia de la Sierra Madre del Sur (SMS). En la primera de ellas se presentan la subprovincia de Sierras y Bajíos Michoacanos, representando el 24.85% de la superficie del municipio con sierra, lomerío y llanura, en esta última se ubica la Ciudad de Morelia; la subprovincia de Mil Cumbres, con un porcentaje de 22.32% y formada por sierra y; la subprovincia Neovolcánica Tarasca, que es la de mayor extensión con 51.01% y en la cual se puede apreciar sierra, sierra con llanuras, meseta con lomeríos y llanura. En lo que respecta a la provincia de la SMS, dentro del municipio es posible localizar una pequeña área de la subprovincia de la Depresión del Balsas, formada por un valle con lomeríos.

III.1.4 Hidrografía

El municipio de Morelia pertenece a las regiones hidrográficas No. 12 (Lerma-Santiago) y No. 18 (Balsas). En el área del municipio cubierta por la región No. 12 se localizan la cuenca del Río Lerma-Chapala y la del Lago de Pátzcuaro-Cuitzeo-Yuriria, esta última contiene a la subcuenca del lago de Pátzcuaro que cubre el 88.56% de la superficie municipal. En lo que se refiere a la región No. 18, dentro del municipio se encuentran la cuenca del Río Cutzamala y la del Río Tacámbaro. La mayor parte del municipio está cubierto por el distrito de riego Morelia-Queréndaro. Las principales corrientes fluviales del municipio son los ríos Grande y Chiquito de Morelia, Los Pirules, San José, Los Sauces, Las Maritas, Los Huiramos, Loma Larga, El Cedro, Grande, Los Paredones, El Tejocote y Aguacate y; sus arroyos más conocidos son La Zarza y La Pitaya. Su canal más importante es el San Juan. Los cuerpos de agua del municipio son los lagos de Umécuaro y Loma Caliente, las presas de Cointzio y La Mintzita, así como el bordo Las Rosas; también cuenta con manantiales de aguas termales que son aprovechadas como balnearios, figurando Cointzio, El Ejido, El Edén y Las Garzas.

III.1.5 Clima

El clima del municipio de Morelia es principalmente del subtipo templado subhúmedo con lluvias en verano, de humedad media y; sobre todo hacia el SE del municipio es del subtipo templado subhúmedo con lluvias en verano, de mayor humedad. La temperatura media anual es de 16°C, sin embargo se han registrado temperaturas máximas de 38°C. La precipitación media anual fluctúa entre 700 y 1,100 mm, de la cual en el verano llega a ser de 190 mm/mes, mientras que en el invierno disminuye hasta 5 mm/mes. Los vientos dominantes provienen del SO y del NO, con variables en los meses de julio, agosto y octubre e, intensidades que varían entre 2 y 14.50 km/hora.

III.1.6 Uso del suelo

En la tabla III.1 se presenta de manera resumida el incremento que ha experimentado la Ciudad de Morelia en población y superficie a través del tiempo. En dicha tabla se puede apreciar como a partir del año de 1930 se rompe el equilibrio demográfico que había mantenido la ciudad y sus servicios. En 1950 surgen nuevas colonias y fraccionamientos de tipo popular y residencial para satisfacer la demanda de la población. De 1960 a 1980 la ciudad experimenta un crecimiento acelerado, ya que en dos décadas la población se duplica. El censo de 1990 mostró que la tasa de crecimiento poblacional era muy superior a las registradas en las décadas anteriores. Considerando que a partir de 1960 comienza el crecimiento acelerado de la ciudad, con base en la tabla III.1 es posible decir que la mancha urbana se incrementó casi 11 veces en el período entre 1960 y 2002 (IMDUM).

Tabla III.1. Población y superficie urbanizada de la Ciudad de Morelia.

Año	Población (habitantes)	Superficie (has)	Año	Población (habitantes)	Superficie (has)
1900	37,278	271.00	1980	257,209	1,898.60
1910	40,042	433.17	1990	428,486	2,216.70
1930	39,916	584.17	1998	526,157	8,100.00
1950	64,979	724.00	2000	549,996	9,227.00
1960	106,077	1,002.30	2002	647,878	10,919.00
1970	168,406	1,377.60			

La expansión urbana de la ciudad se dio hasta la década de los 60's de manera concéntrica al centro histórico, y es a partir de ese momento que comienza una expansión de manera desorganizada sin respetar la continuidad en la traza original. En el año de 1960 el 57% de la ciudad se ubicaba sobre laderas suaves redondeadas, el 40.50% sobre la planicie aluvial y, el 2% en valles acumulativos. Para 1997 el 44.50% de la mancha urbana ocupaba la planicie aluvial, el 29% las laderas suaves redondeadas, el 10.60% las elevaciones suaves e irregulares y, el 9% los piedemontes inferiores regulares (López-Granados, 1999). Entre los años 1990 y 2002 el crecimiento de la ciudad se orientó hacia las partes norte y SO. En la figura III.2 es posible apreciar como se ha dado la expansión urbana de la ciudad de 1950 al 2002 (IMDUM).

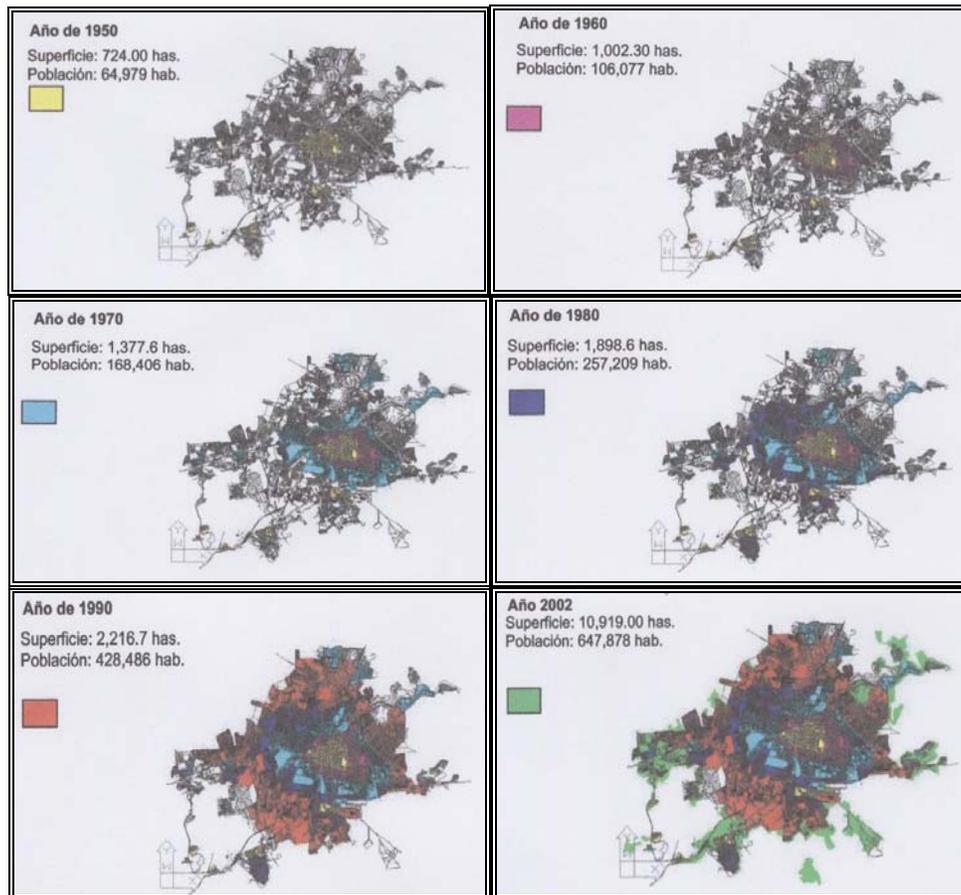


Fig. III.2. Expansión urbana de la Ciudad de Morelia 1950-2002.

El mayor crecimiento que se ha dado dentro de la ciudad ha sido en zonas habitacionales-comerciales, las cuales se extendieron de 790 ha en 1960 a 3,185 ha en 1990. Los terrenos baldíos son la segunda categoría que ha aumentado con el tiempo, de 108 ha en 1960 a 1,040 ha en 1990. Dicho crecimiento se presenta sobre todo en las principales vías de comunicación como son las carreteras a Charo, Mil Cumbres, las salidas a Salamanca y Guadalajara. El mayor cambio que se detecta en el crecimiento de la ciudad, es el aumento en el número de clases y polígonos que las componen; la ciudad va aumentando su complejidad y fragmentación conforme pasan los años. Por ejemplo, en el año de 1960 únicamente existían siete clases de cobertura y uso de suelo en 25 polígonos y; en 1990 se identificaron 14 clases distintas en 260 polígonos (López-Granados, 1999). A grandes rasgos, el uso actual del suelo en el Centro de Población de Morelia es 52.27% pecuario, 17.57% forestal, 14.54% agrícola, los usos del suelo urbano y suburbano representan el 12.62% y finalmente los cuerpos de agua abarcan el 3% (IMDUM).

Considerando de manera general, tanto las características de los suelos como los procesos geomorfológicos, es posible mencionar que el crecimiento de la ciudad hacia la planicie tiene consecuencias en la pérdida de suelos con alta calidad para la actividad agrícola, los cuales se encuentran en la planicie aluvial y en los valles acumulativos. Además se incrementa el riesgo natural por la ocupación de laderas inclinadas, en las cuales los procesos geomorfológicos exógenos pueden aumentar y acelerarse. Las condiciones tectónicas presentes en la zona, han ocasionado pérdidas materiales por la demolición de construcciones realizadas sobre fallas geológicas sísmicamente activas, algunas de ellas sobre este tipo de laderas (Garduño-Monroy et al., 1998). Estructuras similares han sido reportadas por Garduño-Monroy et al. (1998) en laderas suaves y redondeadas, así como en piedemontes volcánicos ubicados en las cercanías de la ciudad.

Dadas las características naturales expuestas, el crecimiento de la ciudad se encuentra restringido por la susceptibilidad que presenta el terreno de sufrir procesos geológicos y geomorfológicos, que incrementen los riesgos urbanos. Por lo tanto, las zonas de pendientes suaves (piedemontes, laderas suaves redondeadas y, elevaciones suaves e irregulares) pueden ser consideradas para su ocupación urbana, si se toman en cuenta las limitaciones señaladas (López-Granados, 1999).

III.2 Caso: Ciudad de Celaya, Guanajuato

El nombre del municipio proviene de la palabra vasca Zalaya, que significa "Tierra Plana". La ciudad se fundó con el nombre de Villa de Nuestra Señora de la Concepción de Zalaya, el día 12 de octubre de 1570, en lo que era una aldea otomí llamada Nathali, vocablo que significa "En el Mezquite" o "En medio de llanos cubiertos de mezquites". El 20 de octubre de 1658, el Virrey Francisco Fernández de la Cueva otorgó a la Villa el título de Ciudad con Derecho a Blasón. El 22 de septiembre de 1810, Don Miguel Hidalgo y Costilla fue nombrado en la ciudad, Capitán General del Ejército Insurgente.

III.2.1 Localización

La Ciudad de Celaya 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 1,952 m (fig. III.3). El municipio de Celaya colinda al norte con los municipios de Santa Cruz de Juventino Rosas y Comonfort; al este con los municipios de Apaseo el Grande y Apaseo el Alto; al sur con los municipios de Tarimoro y Cortazar; al oeste con los municipios de Cortazar, Villagrán y Santa Cruz de Juventino Rosas. El municipio cuenta con una superficie 580 km² que representa el 1.70% de la superficie del estado.

III.2.2 Orografía

La orografía del municipio está conformada por cinco cerros, cuatro de los cuales se concentran en la parte norte. En la región NE se localizan los cerros Santa Rosa y el Jocoque, que representan los puntos más elevados con 2,600 y 2,290 m.s.n.m. respectivamente; hacia el NO se ubica el cerro Potrero a una altura de 1,940 m.s.n.m., así como también el cerro Peña Colorada a 1,890 m.s.n.m. Finalmente, en la región SE se encuentra el cerro Pelón en una elevación de 2,110 m.s.n.m. La mayor parte de la superficie del municipio es una llanura con pendientes menores del 4% con suelos profundos.

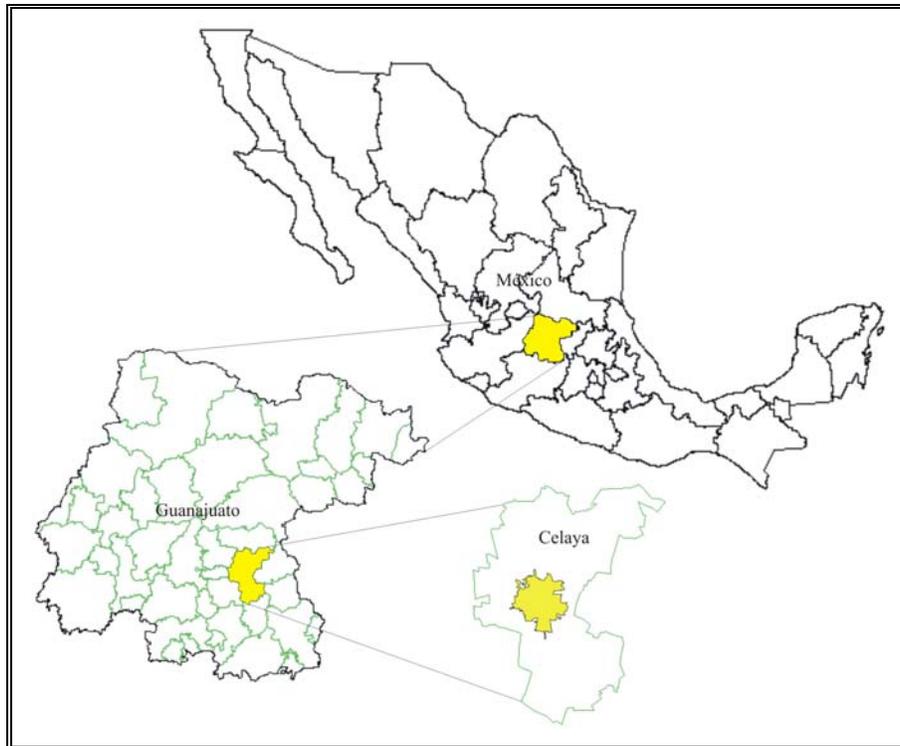


Fig. III.3. Localización de la Ciudad de Celaya en la República Mexicana.

III.2.3 Fisiografía

En la extensión del municipio se pueden localizar las provincias de la Mesa del Centro y del CVM, en la primera de ellas se presenta la subprovincia de Sierras y Llanuras del Norte de Guanajuato que es una meseta con cañadas y, representa el 3.43% de la superficie municipal. En lo que respecta a la segunda es posible identificar tres subprovincias, la del Bajío Guanajuatense conformada por una llanura que cubre la mayor parte del municipio con un porcentaje de 62.23%; la de Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo con 12.60% de la superficie municipal, en la cual se puede apreciar principalmente sierra, y en menor porcentaje lomerío con llanuras y; la de Sierras y Bajíos Michoacanos que cubre una superficie de 21.74% con sierra, sierra con lomeríos y llanura.

III.2.4 Hidrografía

El municipio de Celaya pertenece a la región hidrográfica No. 12 que recibe el nombre de Lerma-Santiago. Dicho municipio forma parte de las cuencas Laja y Lerma-Salamanca, específicamente en los distritos de riego Laja-Celaya y Apaseo en lo que respecta a la primera, y al distrito Solís-Salamanca que pertenece a la segunda. El 94.32% de la superficie municipal está cubierta por el distrito de riego Laja-Celaya. Las principales corrientes fluviales del municipio son los ríos Laja, Apaseo, Feo, Las Ánimas, El Varal, De Yeguas, Colorado. Su canal más importante es el Neutla.

III.2.5 Clima

El clima del municipio de Celaya es principalmente del subtipo semiseco semicalido y, hacia el sur es del subtipo semicalido subhúmedo, con lluvias en verano de menor humedad. 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. La precipitación media anual es de 600 mm, de la cual en el verano llega a ser de 140 mm/mes, mientras que en el invierno disminuye hasta 5 mm/mes.

IV. RESULTADOS

IV.1 Marco geológico

IV.1.1 Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán

IV.1.1.1 Geología regional

La Ciudad de Morelia se ubica dentro del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), en el cual se ha alojado el vulcanismo más reciente de México generado desde hace 12 Ma por la subducción de la Placa de Cocos. En la región de Morelia también se encuentra parte de la Sierra de Mil Cumbres (SMC), conformada por una serie de vulcanitas (rocas volcánicas) similares en composición a las de la Sierra Madre Occidental (SMO), donde destacan estructuras caldéricas y mesas de productos piroclásticos (ignimbritas). La diferencia entre la SMO y la SMC se basa en la edad de las mesas de ignimbritas, las primeras son del Eoceno, mientras que las segundas son del Oligoceno-Mioceno (Ferrari et. al., 1994). En la SMC y sobre todo al SE de la Ciudad de Morelia se puede reconocer una morfología típica de la SMO, con estructuras caldéricas (Atécuaro y La Escalera), y mesas de ignimbritas basculadas hacia el Norte y hacia el Sur.

Desde el punto de vista de la estructura regional, la SMC constituye un alto estructural (horts) que separa hacia el Norte las depresiones lacustres del CVM, y hacia el Sur da lugar a la depresión de Tierra Caliente. En ambos casos la deformación que se observa es generada por fallas lítricas con planos inclinados hacia el Sur y hacia el Norte. El basculamiento que se genera va de 20 a 30° en el límite sur del Lago de Cuitzeo, mientras que en el área de Morelia es entre 5 y 10°. En lo que se refiere al fracturamiento regional, se reconocen con claridad los fallamientos NE-SO y E-O, ambos labrando la morfología del valle sobre el cual se asienta la Ciudad de Morelia; no obstante en las unidades del Mioceno se aprecian estructuras NO-SE.

En 1996 Israde-Alcántara realizó un estudio a detalle de las secuencias lacustres del sector oriental de Morelia, en el cual se reconoce que tienen edades que van del Mioceno Superior al Plioceno. En el año 2001 Garduño-Monroy et. al., analizando la geología del subsuelo, encontraron que dichas secuencias aparecen en la mayoría de los pozos profundos empleados para la extracción del agua del subsuelo presentando espesores de 20 a 60 m, siendo más importantes los que se localizan en los bloques basculados por las fallas de dirección E-O.

IV.1.1.2 Geología local

En la Ciudad de Morelia, tanto en el subsuelo como en superficie se puede identificar la columna estratigráfica que se presenta en la figura IV.1.1, la cual se describe a continuación:

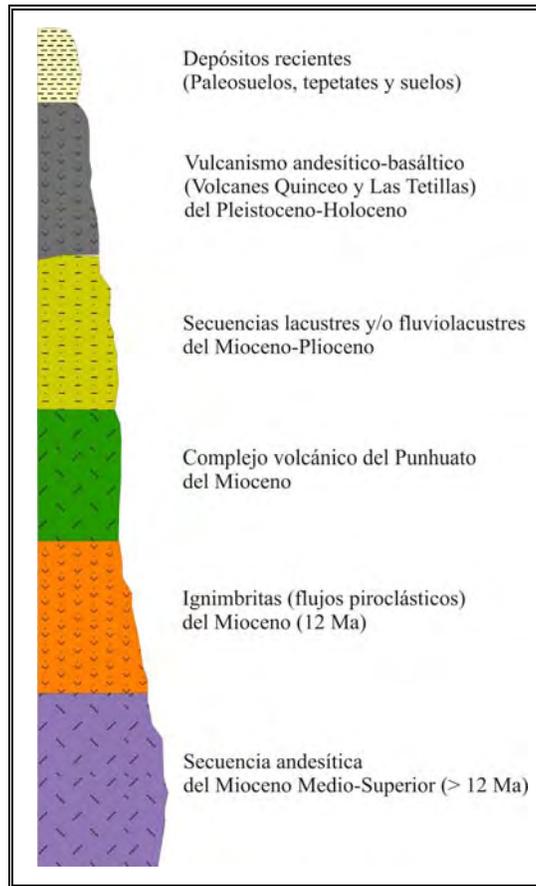


Fig. IV.1.1. Columna estratigráfica de la Ciudad de Morelia.

1. Complejo andesítico de Mil Cumbres, del Mioceno Medio-Superior (>12 Ma)
2. Secuencia de flujos piroclásticos del Mioceno “cantera de Morelia” (12 Ma)
3. Complejo volcánico del Punhuato (Mioceno)
4. Secuencia fluviolacustre Cuitzeo-Morelia del Mioceno-Plioceno
5. Vulcanismo del Corredor Tarasco, del Cuaternario
6. Paleosuelos y tepetates
7. Suelos

IV.1.1.2.1 Complejo andesítico de Mil Cumbres (>12 Ma)

Estas rocas volcánicas se encuentran aflorando en la zona de Ocolusen, donde se pueden observar estructuras de flujos de lava que se intercalan con brechas y productos piroclásticos de color rojo o bien amarillo. Las rocas se alteran a color gris o colores verdosos. Muchas de ellas tienen vetillas de calcita o de calcedonia. En el subsuelo esta andesita no ha sido atravesada por las perforaciones de sondeos o por pozos de agua y, en la superficie no se ha encontrado su base, por lo que se desconoce su espesor total, pero se considera que es mayor de 200 m.

Dichas andesitas configuraron el edificio volcánico que dio lugar a la Caldera de Atécuaro (Garduño Monroy et. al., 1999). Hacia el SE de la ciudad las andesitas se intercalan con niveles de flujos piroclásticos configurando otros centros volcánicos de tipo caldera como La Escalera; hacia el Norte forman parte de la loma que divide al valle de Tarímbaro con el de Morelia, en el cual se encuentran muy alteradas presentando mucho fracturamiento, con colores que varían del gris al verde y coloraciones blancas, amarillas y oscuras. En la zona de Atapaneo y de La Posta las andesitas presentan niveles rojos o color vino y, se componen de material piroclástico intercalado con lavas; específicamente en la zona de Atapaneo están cubiertas por las secuencias lacustres del Mioceno.

IV.1.1.2.2 Secuencia de flujos piroclásticos del Mioceno “Cantera de Morelia”

Esta secuencia está conformada por productos piroclásticos de composición riolítica de colores claros y sobre todo rosa, ricos en líticos de andesitas o de pómez, por lo que se clasifica como una roca piroclástica también denominada como ignimbrita, la cual se compone de diferentes niveles y variaciones laterales. En una columna compuesta se pueden observar los siguientes niveles:

1. Brechas de arrastre y flujos piroclásticos que solo se observan en las cercanías del edificio volcánico de Atécuaro, donde se puede observar una estructura caldérica de 5 km de diámetro. Su espesor es variable, pero se han llegado a observar hasta 10 m, sobre todo en la carretera Atécuaro-Morelia donde se aprecian fragmentos de lavas vítreas color oscuro.
2. Ignimbrita muy soldada de color vino con fiammes más oscuros y líticos. Se observa únicamente en la zona del Club Campestre.
3. Cantera color blanco o gris claro con grandes pómez; es la más abundante y aflora a todo lo largo del escarpe de la falla La Paloma.
4. Cantera con líticos y pómez blanca que a veces aparentan verdaderos conglomerados, solo que estos tienen una matriz con pómez. Este nivel podría ser una variación lateral del nivel de ignimbrita de Cointzio, la cual tiene un espesor de más de 40 m. En la actualidad es la cantera más usada en la industria de la construcción.
5. Flujos piroclásticos de cantera blanca o gris con grandes fragmentos de pómez. En este nivel se han encontrado grandes esferas formadas por un núcleo de concentración de sílice y una parte externa de material piroclástico de tipo riolítico. Estas esferas son ya un símbolo de la Ciudad de Morelia.
6. Ignimbrita soldada color vino con fiammes y líticos más oscuros que le dan una característica que ayuda a diferenciarla. Esta es la cantera con la que se construyeron las obras civiles durante el siglo XVII, ya que es la que configura la cima de la loma de Morelia, siendo visible en las colonias Obrera y Centro.

7. Cantera color blanco con micas, muchos fragmentos de pómez y eventuales líticos. Esta ignimbrita junto con el nivel anterior, son las que coronan la geología de la región; se observa en la parte alta de la loma de Santa Maria.

IV.1.1.2.3 Complejo volcánico del Punhuato (Mioceno)

Este complejo es una secuencia volcánica donde se han observado lavas y brechas que con su morfología y estructuras están más asociadas a un complejo de domos. En el flanco occidental de este edificio volcánico se observa una estructura en forma de herradura abierta en la misma dirección. En la salida de este cráter se observa claramente un lóbulo o abanico de depósito que seguramente es el material acumulado después de la destrucción del cono. En la región de Atapaneo se han observado otros domos aislados que podrían ser contemporáneos al complejo del Punhuato.

Desde el punto de vista de su composición, el aparato presenta alternancias de lavas y brechas a veces soldadas o también que se disgregan fácilmente, que son visibles en los cortes de las carreteras que van a Charo y a Mil Cumbres. Los productos volcánicos están sobreyacidos por secuencias fluviolacustres del Plioceno. Otros depósitos del Punhuato están asociados al colapso, de manera que forman un abanico de depósito ahora ya cubierto por la zona urbana.

IV.1.1.2.4 Secuencia fluviolacustre Cuitzeo-Morelia del Mioceno-Plioceno

En el trébol que forman el libramiento poniente y la calzada La Huerta, aflora sobre las ignimbritas una secuencia fluviolacustre de 7 a 10 m basculada 5° hacia el Sur, constituida de limos, arcillas y niveles de ceniza volcánica color blanco. Hacia la zona de La Huerta la secuencia muestra un aspecto más de epiclastitas, es decir cenizas volcánicas con matriz arcillosa o bien productos de pómez retrabajados, alternando eventualmente con niveles arcillosos o limosos dando el aspecto de tepetates. Estos lacustres y epiclastitas están coronados por un nivel de pómez de caída aérea de color amarillo, el cual ha sido denominado “Alegría” por su semejanza con el dulce del mismo nombre.

Sobre el libramiento norte a la altura del río Grande de Morelia, se observa una secuencia fluviolacustre formada de conglomerados y niveles de arena y limos, los cuales están fallados por una estructura de dirección NE-SO (falla Central Camionera). Hacia la zona industrial, dicha secuencia descansa sobre las brechas volcánicas y lavas del Punhuato y, se compone de arcillas y limos cafés, así como de cenizas blancas (ash). Cerca de esta localidad se encuentran restos de un *Rincoterium*, lo que permite fecharlos en el Plioceno (Carranza-Castañeda, 1976; Israde-Alcantara y Garduño-Monroy, 1999). Se ha considerado que los sedimentos en cuestión sean del Mioceno-Plioceno.

IV.1.1.2.5 Vulcanismo monogenético del Corredor Tarasco

La cima más importante de la Ciudad de Morelia la conforman los volcanes tipo escudo Quinceo y Las Tetillas, no obstante el volcán El Águila también forma parte de este vulcanismo. En las faldas de todos estos aparatos podemos reconocer volcanes de ceniza y lava (tipo Parícutín) que conforman los bancos de arena de Joyitas y del actual basurero de la ciudad, los cuales son conos que se forman por actividad explosiva tipo estromboliana, donde se alternan erupciones de ceniza, arenas, brechas y generalmente se termina con una ceniza de color amarillo (ash). Asociado a este vulcanismo se tienen pequeños domos con lavas donde sobresalen los cristales hornblenda. Las lavas y piroclastos que los componen son andesitas y eventualmente andesitas basálticas.

Los volcanes tipo escudo tienen bases con diámetros de más de 10 km y altura de edificios volcánicos de más de 800 m; en su cima siempre se desarrollan pequeños conos de ceniza o lava. El volcán El Águila ha sido fechado en 500,000 años, mientras que el Quinceo y Las Tetillas han presentado actividad en diferentes etapas del tiempo.

Por cartografía se aprecia muy claramente como las lavas de Las Tetillas son posteriores a las del Quinceo, mientras que las de este último fueron fechadas en 500,000 años y con reactivaciones en los últimos 10,000 años, debido a que se encontraron en el sector de Tarímbaro lavas que contienen impresiones de mazorcas de maíz. Tanto las lavas del

Quinceo como las de Las Tetillas se encuentran falladas por estructuras E-O y ENE-OSO (Connor, 1990).

Hacia la zona de Capula, se desarrolla un campo volcánico donde en base a la morfología de los conos podrían ser considerados como de edad Holocénica. De hecho el volcán Las Tetillas, que es el volcán con mayor diámetro, presenta una colada que cubre el sector norte del Quinceo, la cual podría estar relacionada con las lavas con impresiones de mazorcas reportadas por Martínez-Solórzano y Hobson (1907). Considerando la edad del maíz más primitivo, estas lavas no deben de ir más allá del Holoceno.

IV.1.1.2.6 Secuencia de pómez de caída aérea (Alegría)

Esta secuencia está conformada de diferentes niveles de pómez color amarillo con espesores variables, los cuales son más importantes en las cercanías de los volcanes Quinceo y Las Tetillas. Los mejores afloramientos están en la zona del Tecnológico de Morelia, donde se aprecian hasta 5 m de diferentes niveles. En las faldas de la falla La Paloma y con mayor precisión en la zona de Ocolusen, estos depósitos de pómez se encuentran descansando sobre el escarpe de la falla, poniéndose en contacto con las andesitas del Mioceno. En la loma de Tarímbaro, el Club Erandeni y Atapaneo, este flujo de caída descansa sobre andesitas, ignimbritas y sedimentos lacustres.

Los espesores más importantes de esta secuencia se encuentran cerca del club Erandeni, y en el valle de Tarímbaro, por lo que se tiene la hipótesis de que su fuente pudo haber sido una reactivación de los aparatos volcánicos Las Tetillas y/o Quinceo. En la zona de Tarímbaro estos niveles de pómez descansan sobre las lavas del volcán Quinceo. Considerando esta relación, los espesores, así como el hecho de que las lavas del volcán Las Tetillas cubran a las del Quinceo, hace inferir que estas lavas sean más recientes de 500,000 años, edad que se le ha asignado al Quinceo (Suter et al., 1995).

IV.1.1.2.7 Depósitos de epiclastitas (tepetates)

Al sur de la Ciudad de Morelia, siendo más precisos al sur de San Miguel del Monte y San José de las Torres, en la cota 2,100 m.s.n.m., sobre los depósitos piroclásticos relacionados con la caldera de Atécuaro se han desarrollado sedimentos de tipo detrítico, constituidos de conglomerados, microconglomerados, arenas arcillosas y limos de color café. Estos sedimentos tienen la característica de estar bien cementados y, su aspecto se asemeja al de un paleosuelo. En todas las columnas estudiadas sobresale una secuencia de rocas detríticas de granulometría gruesa (conglomerados), que se encuentran erosionando a las facies inferiores, sugiriendo hacia su parte somital un periodo de alta presencia de agua/energía que permitió su depósito (lluvia o deshielo).

IV.1.1.3 Geología del subsuelo

A través de la información obtenida por la CNA y el OOAPAS de los pozos perforados en la ciudad, se han podido identificar las siguientes unidades de la base a la cima:

1. Andesitas, brechas y piroclastos fracturados y alterados, del Mioceno Medio-Superior
2. Secuencias de flujos piroclásticos (cantera de Morelia), del Mioceno (200 m ?)
3. Secuencia de sedimentos lacustre, del Mioceno-Plioceno (40-60 m)
4. Andesitas y basaltos del Corredor Tarasco, del Cuaternario
5. Depósitos de pómez de caída (Alegría), del Cuaternario

Todas las unidades mencionadas están afectadas por el fallamiento de dirección E-O y NE-SO. En la figura IV.1.2 es posible apreciar la ubicación de los pozos mencionados, así como también la ubicación de las secciones que aparecen en las figuras IV.1.3, IV.1.4 y IV.1.5.

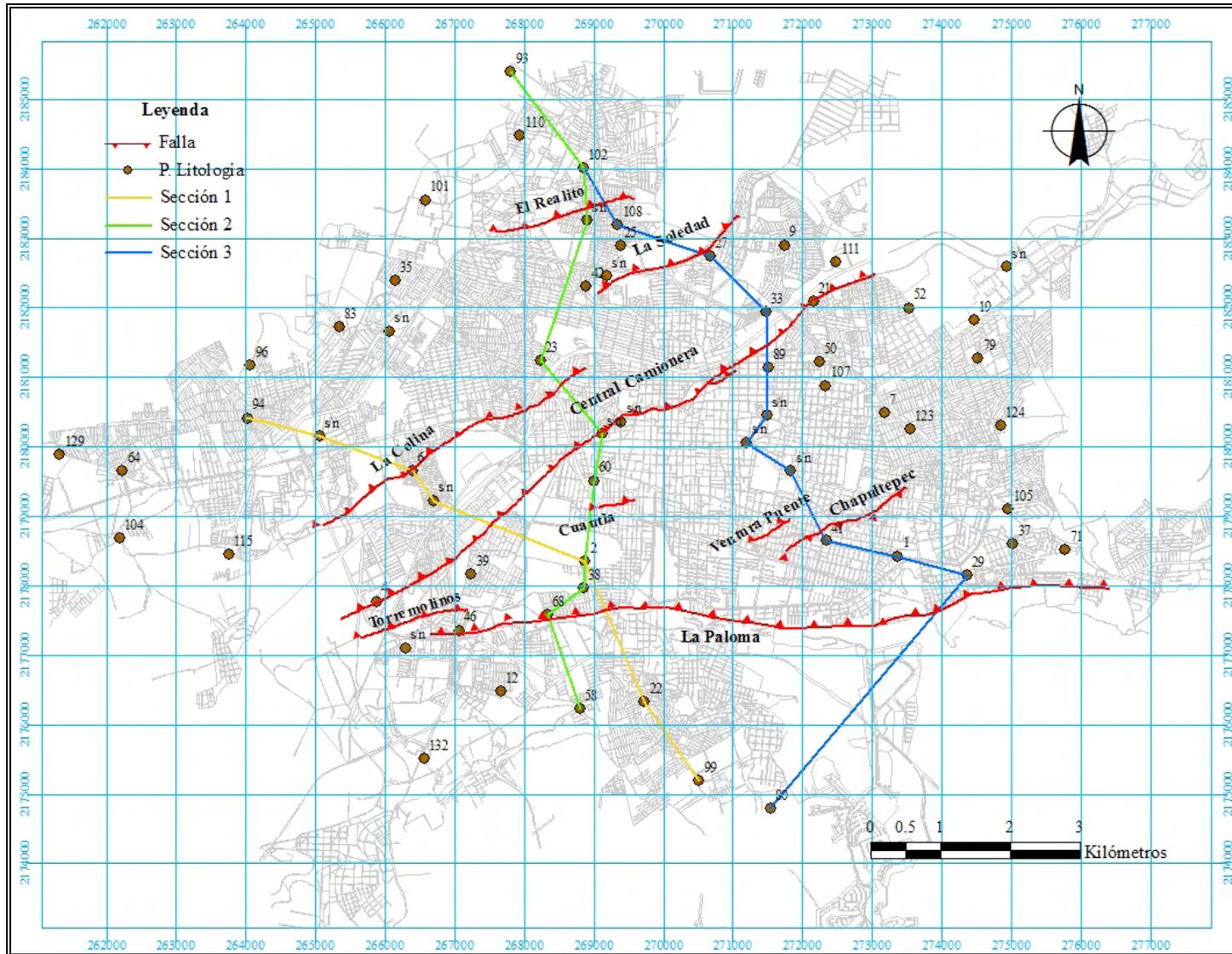


Fig. IV.1.2. Localización de los pozos profundos con información litológica y de las secciones geológicas de la Ciudad de Morelia.

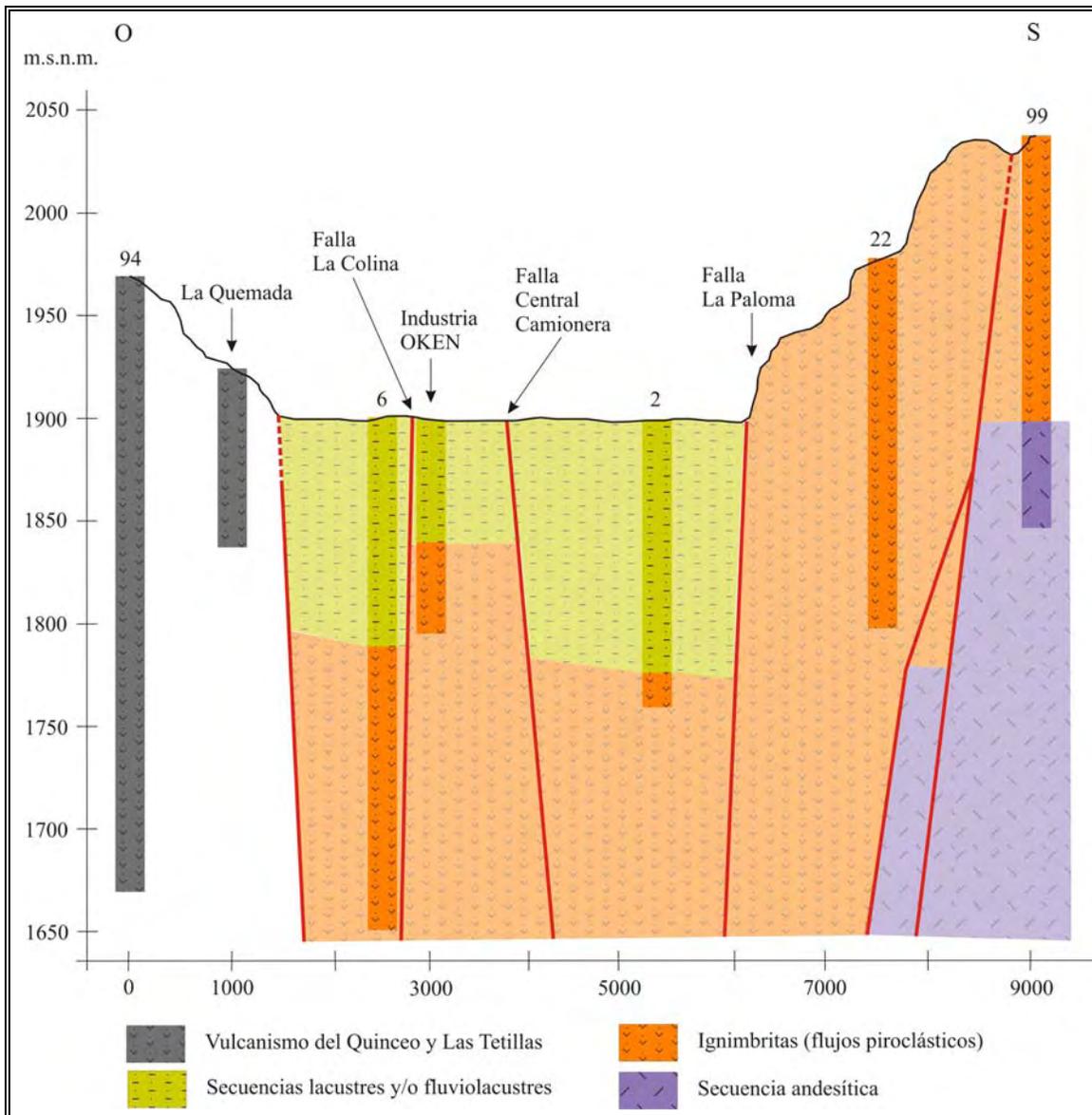


Fig. IV.1.3. Sección geológica 1 que muestra la configuración de las principales formaciones geológicas del subsuelo de la Ciudad de Morelia.

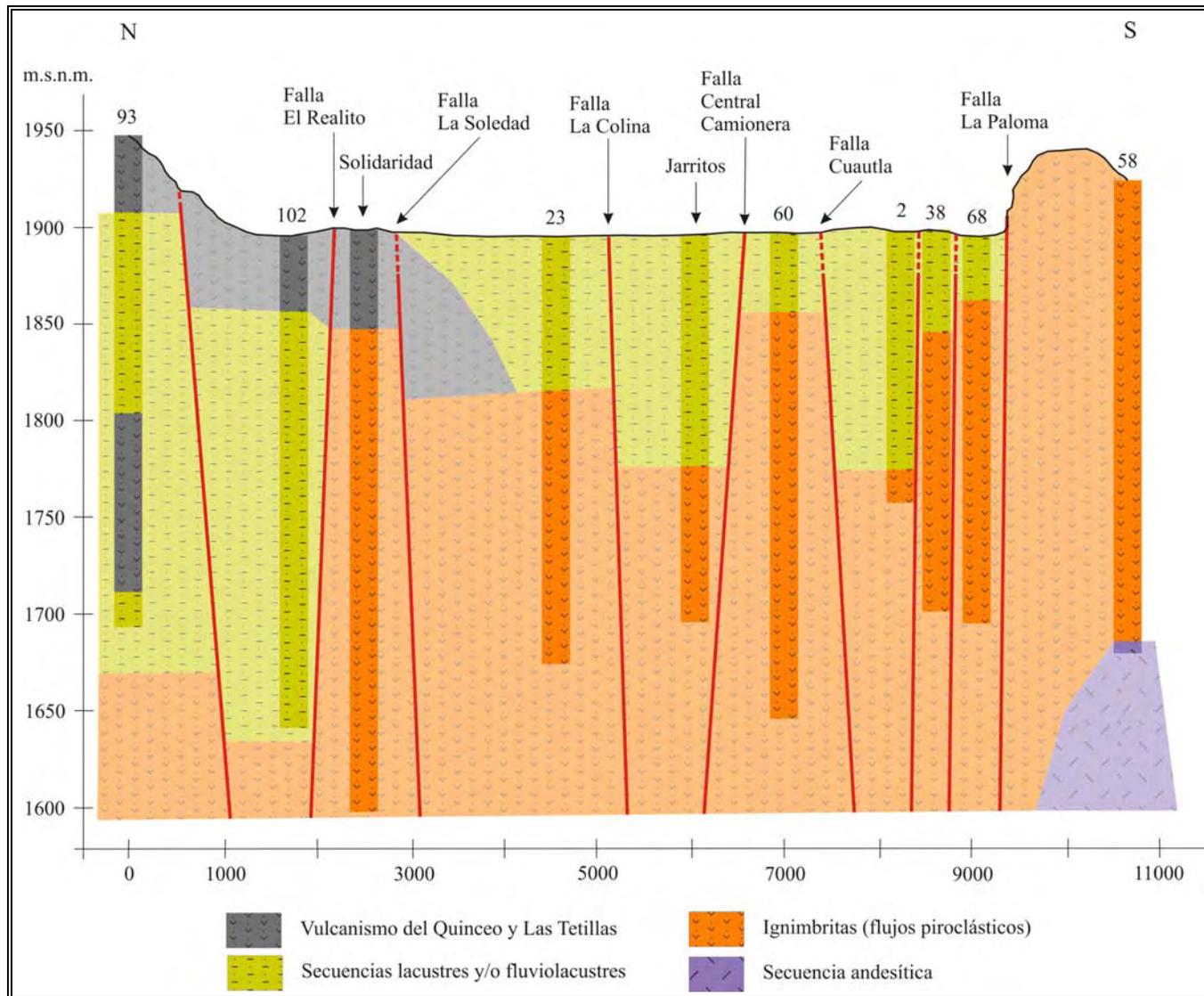


Fig. IV.1.4. Sección geológica 2 que muestra la configuración de las principales formaciones geológicas del subsuelo de la Ciudad de Morelia.

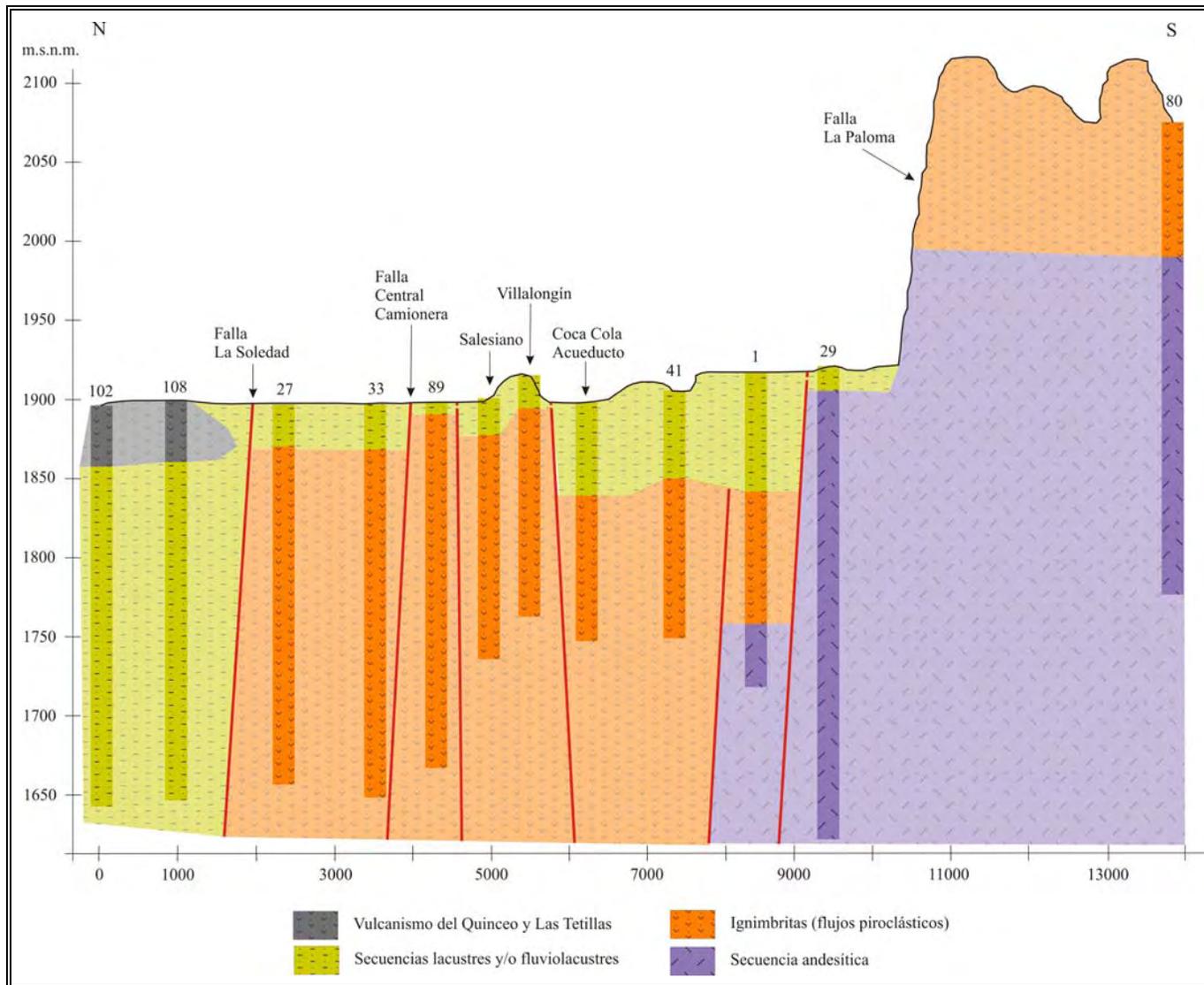


Fig. IV.1.5. Sección geológica 3 que muestra la configuración de las principales formaciones geológicas del subsuelo de la Ciudad de Morelia.

IV.1.1.4 Geología estructural

Dado que la zona de Morelia se localiza en dos provincias geológicas importantes, a través de estudios de mesoestructuras se ha podido obtener una reconstrucción de los sistemas más importantes, así como de la cinemática de ellos. En las rocas de la SMC se encontraron estructuras importantes con orientación NO-SE, NE-SO y E-O, estas últimas formando parte del sistema de fallas Morelia-Acambay, el cual está compuesto por fallas normales que se extienden por más de 300 km desde el estado de Michoacán hasta el estado de Querétaro. Más regionalmente el sistema anterior puede dividirse en dos sectores, uno es el de la depresión de Maravatio-Venta del Bravo, donde las fallas normales no han generado un basculamiento importante y; el otro sector sería el de Cuitzeo, donde el basculamiento es importante y va de unos 30° en la margen sur del lago de Cuitzeo a 10-5° en la zona de Morelia. Normalmente estas estructuras cortan a los sistemas NO-SE; en la zona de Maravatio-Venta del Bravo y en el área de Cuitzeo, reactivaciones del sistema NO-SE controlan la geometría del fallamiento del CVM.

IV.1.1.4.1 Fallas con dirección NO-SE

La estructura más clara dentro de este grupo es la que configura la cañada del río Chiquito; en una imagen de satélite se observa como esta estructura corta a todas las rocas volcánicas de la SMC y, como a su vez esta falla está cortada por estructuras con dirección E-O (falla La Paloma) y NE-SO (falla La Escalera). En cortes que se presentan en el libramiento sur, se observan fallas que cortan flujos piroclásticos (cantera de Morelia) formando fallas con planos sub-horizontales y estrías sobrepuestas de fallas normales e inversas. Este sistema de fallas tiene características de la tectónica de Cuencas y Sierras del Norte de México y, que dentro del CVM se manifiestan como estructuras reactivadas o bien haciendo un control de la distribución del vulcanismo del CVM, como es el caso de las fallas Taxco-Querétaro.

En la región de Morelia estas estructuras se observan claramente a escala mesométrica en la Cañada del río Chiquito y en las ignimbritas. Estos sistemas son los que permiten la explotación en bloques de la cantera de Cointzio. También este fracturamiento es el que

ocasiona una permeabilidad secundaria, cuando estos paquetes se encuentran en los acuíferos de Morelia, o bien estos planos son los que conforman bloques inestables. En las secuencias fluviolacustres estas fallas se observan como normales, generando basculamientos en ellas, así como en las ignimbritas de Morelia y Cuitzeo.

IV.1.1.4.2 Fallas con dirección NE-SO

Estas estructuras en la región de Morelia toman direcciones más bien ENE-OSO, formando parte del sistema de fallas Tula-Chapala. Dichas fallas labraron los márgenes de la depresión de Cuitzeo-Charo, o bien están afectando a las estructuras caldéricas de Atécuaro y La Escalera. Estas fallas tienen dos componentes, uno antiguo con el cual fungieron como fallas de tipo lateral izquierdo y, otro más reciente que hace que se comporten como fallas de tipo normal pero heredando la componente lateral izquierda. Hacia el poniente de la ciudad se localiza el Corredor Tarasco, el cual está constituido por un alineamiento de conos de tipo monogénico con edades inferiores a los 2 Ma y, que en ocasiones este magmatismo llega a ser histórico, como es el caso del volcán Las Tetillas, o bien el vulcanismo del sector de Joyitas.

Como ya se mencionó, estas estructuras son las responsables de la formación de las depresiones fluviolacustres de Cuitzeo y Charo, las cuales también fueron afectadas por un fallamiento más reciente con dirección E-O. En la ciudad, las estructuras ligadas a los PSCF presentan esta dirección.

IV.1.1.4.3 Fallas con dirección E-O

Son dos las fallas más espectaculares de la zona de estudio con dirección E-O, una de ellas es la falla La Paloma y la otra es la de Tarímbaro, ambas pertenecen al sistema de fallas Morelia-Acambay y, son las que presentan características sísmicas más potenciales. En la zona de Los Azufres, Maravatio y Tlalpujahuá, este sistema ha dado lugar a sismos históricos (Astiz, 1980; Suter et al., 1992; Langridge et al. 2000). Las estructuras con dirección E-O están afectando en el subsuelo a todas las unidades de la región de Morelia.

Considerando la geometría de la falla La Paloma y de lo reportado en los pozos profundos, se estiman desniveles de mas de 300 m en la parte oriental de la ciudad, los cuales se atenúan en el sector poniente. Otro aspecto a resaltar es que hacia el punto de pivote de la falla La Paloma, otras estructuras con dirección NE-SO tienden a juntarse con la falla de dirección E-O, como es el caso de las fallas Central Camionera y Torremolinos.

En la figura IV.1.6 se presenta un mapa que muestra la geología de la Ciudad de Morelia.

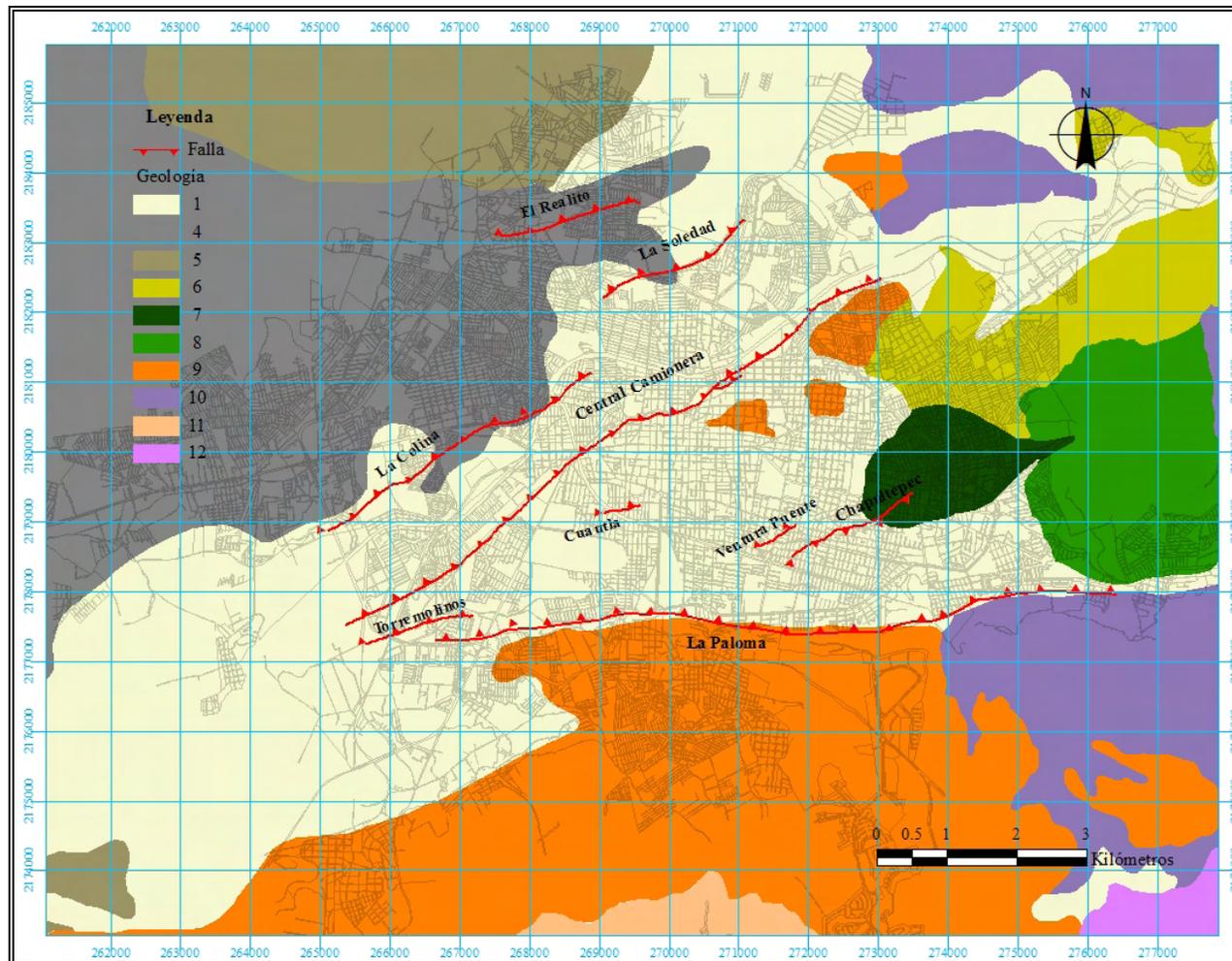


Fig. IV.1.6. Geología de la Ciudad de Morelia. 1. Depósitos recientes (suelos, piroclastos y tepetates); 4. Vulcanismo andesítico-basáltico del Pleistoceno-Holoceno (volcanes semiescudo); 5. Vulcanismo andesítico-basáltico del Pleistoceno (volcanes semiescudo, domos); 6. Secuencia fluviolacustre y flujos piroclásticos del Mioceno-Plioceno; 7. Flujos de detritos; 8. Andesitas y dacitas del Mioceno-Plioceno (domos, edificios volcánicos fallados); 9. Ignimbritas (flujos piroclásticos) de la caldera de Atécuaro del Mioceno; 10. Secuencia andesítica del Mioceno; 11. Secuencia volcánica de la caldera de Atécuaro (andesitas y dacitas); 12. Secuencia volcánica de la caldera La Escalera del Mioceno (andesitas e ignimbritas).

IV.1.2 Caso: Ciudad de Celaya, Guanajuato

IV.1.2.1 Geología regional

La Ciudad de Celaya al igual que la Ciudad de Morelia, también se localiza dentro de la provincia fisiográfica del CVM, más específicamente en la subprovincia denominada Bajío Guanajuatense, que se caracteriza por ser una llanura de gran extensión. La región de Celaya está conformada en su mayor parte por la provincia anteriormente mencionada, sin embargo hacia el norte de la ciudad se hace presente la subprovincia Sierras y Llanuras del Norte de Guanajuato, la cual pertenece a la provincia conocida como Mesa del Centro.

El CVM en la región de Celaya se caracteriza por ser un típico paisaje volcánico, en el cual coexisten mesetas formadas por coladas de lava, altos aparatos volcánicos de forma cónica, con extensos valles intermontañosos que están rellenos por grandes espesores de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres. En lo que se refiere a la Mesa del Centro, es una zona de gran variedad morfológica ya que existen tanto extensas llanuras como importantes sistemas montañosos formados por rocas ígneas, intrusivas, extrusivas y, rocas metamórficas.

IV.1.2.2 Geología local

La geología del CVM, específicamente en la Ciudad de Celaya, está conformada por un afloramiento principalmente de rocas volcánicas de tipo basáltico de color negro, fracturadas, las cuales provienen de grandes aparatos volcánicos de forma cónica que constituyen algunos de los cerros más prominentes de la zona; la edad de dichas rocas es del Terciario Superior al Cuaternario. El valle sobre el cual está asentada la ciudad, fue relleno por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres formados por gravas, arenas y arcillas que tienen espesores de hasta 300 m, los cuales se depositaron durante el Terciario Superior y el Cuaternario; dicha sedimentación le dio a la región el aspecto de una gran planicie.

La geología de la región de Celaya que pertenece a la Mesa del Centro, está constituida en su mayor parte de rocas volcánicas de tipo riolítico, que se presentan como tobas suaves de color gris rosado claro y/o como ignimbritas duras de color café rojizo. Dichas rocas conforman las principales elevaciones de la zona, tendiendo a formar altas mesetas por la manera en que se depositaron como lluvia de cenizas, algunas tan calientes que llegaron a soldarse formando ignimbritas. La edad de estas rocas es del Terciario Medio y Superior y, su espesor es de varios cientos de metros. La edad de los sedimentos lacustres y/o fluviolacustres de esta provincia, también es del Terciario Superior y Cuaternario.

IV.1.2.3 Geología del subsuelo

La Ciudad de Celaya se encuentra localizada en una gran planicie aluvional y fluviolacustre con un basamento de rocas cretácicas con origen vulcanosedimentario, y que afloran en la Sierra de Guanajuato. En el subsuelo es posible reconocer tres grandes secuencias, las cuales se describen a continuación de la base a la cima (fig. IV.1.7):

1. Secuencia de productos piroclásticos y terrígenos con espesores de mas de 50 m.
2. Alternancia de derrames de lavas que van desde unos metros hasta mas de 300 m de andesitas y basaltos con productos piroclásticos.
3. Secuencia granular del Plioceno-Pleistoceno constituida de alternancias de arcillas, arenas, conglomerados y productos piroclásticos con espesores que van de unos metros hasta los 200 m. En ella se alojan diferentes niveles de arcillas (acuitardos).

IV.1.2.4 Geología estructural

La geología estructural de la región de Celaya está caracterizada básicamente por la existencia de lineamientos correspondientes a dos tendencias principales: la primera de dirección SO-NE, que afectó a las rocas andesíticas y basálticas del Mioceno y, que además dio origen a la Depresión Central definida por Pasquaré et al. (1987); dicha depresión limita al poniente con el Lago de Chapala y al oriente con el sistema de fallas NNO-SSE de Querétaro, conocido en la literatura geológica como lineamiento Taxco-San Miguel de

Allende (Demant, 1978). Este lineamiento (SO-NE), quedó mejor expuesto en las rocas de los cerros Picacho, San Pedro, norte de Neutla y Juventino Rosas. Por otra parte al sur de la Depresión Central, el sistema de fallas en cuestión fue aprovechado por el ascenso de los magmas basálticos del Plioceno-Cuaternario, dando como resultado el alineamiento de los centros volcánicos en esa dirección. Ejemplo de lo anterior son los alineamientos de los volcanes Culiacán-La Gavia, y los pequeños conos alineados en dicha dirección, al sur de Apaseo el Alto. El segundo sistema estructural en importancia es el ya definido como NNO-SSE (casi norte-sur), de Querétaro. Este sistema se manifiesta a través de dos largas fallas, que como ya se comentó, delimitan la Depresión Central en su borde oriental.

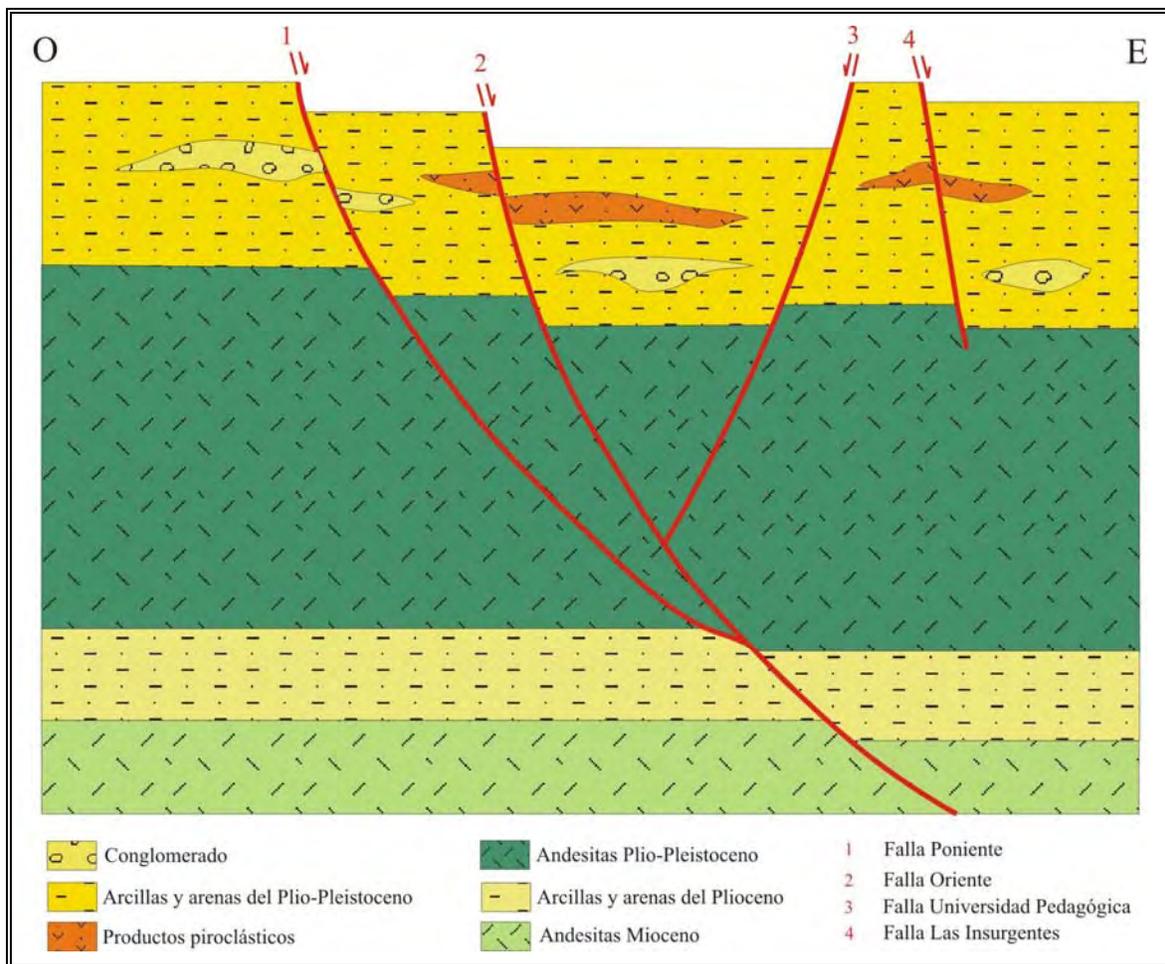


Fig. IV.1.7. Esquema de la estratigrafía de la región de Celaya.

IV. RESULTADOS

IV.2 Comportamiento piezométrico

IV.2.1 Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán

IV.2.1.1 Explotación del sistema acuífero

El suministro de agua potable de la Ciudad de Morelia se lleva a cabo a través de 105 pozos profundos que proporcionan un gasto de 1,618.56 LPS (43.93% del total); cuatro manantiales que proporcionan un gasto de 1,231 LPS (33.41% del total) y; la presa de Cointzio, la cual proporciona un gasto de 835 LPS (22.66% del total); en total se tiene una producción de 3,684.56 LPS (Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2006b, 2007). En la figura IV.2.1 se muestra la localización de los pozos mencionados, con su correspondiente radio máximo de influencia (500 m).

Es importante mencionar que en el año de 1998 la cantidad de pozos profundos era de 42, los cuales aportaban el 49.50% del gasto total demandado por la población; por lo que se puede decir que con 63 pozos de más, la captación de agua potable se redujo un 5.57%. Lo anterior refleja la poca producción que se tiene en la actualidad con más del doble de pozos, resultado de la explotación mal administrada del sistema acuífero de la ciudad que se ha llevado a cabo a través del tiempo.

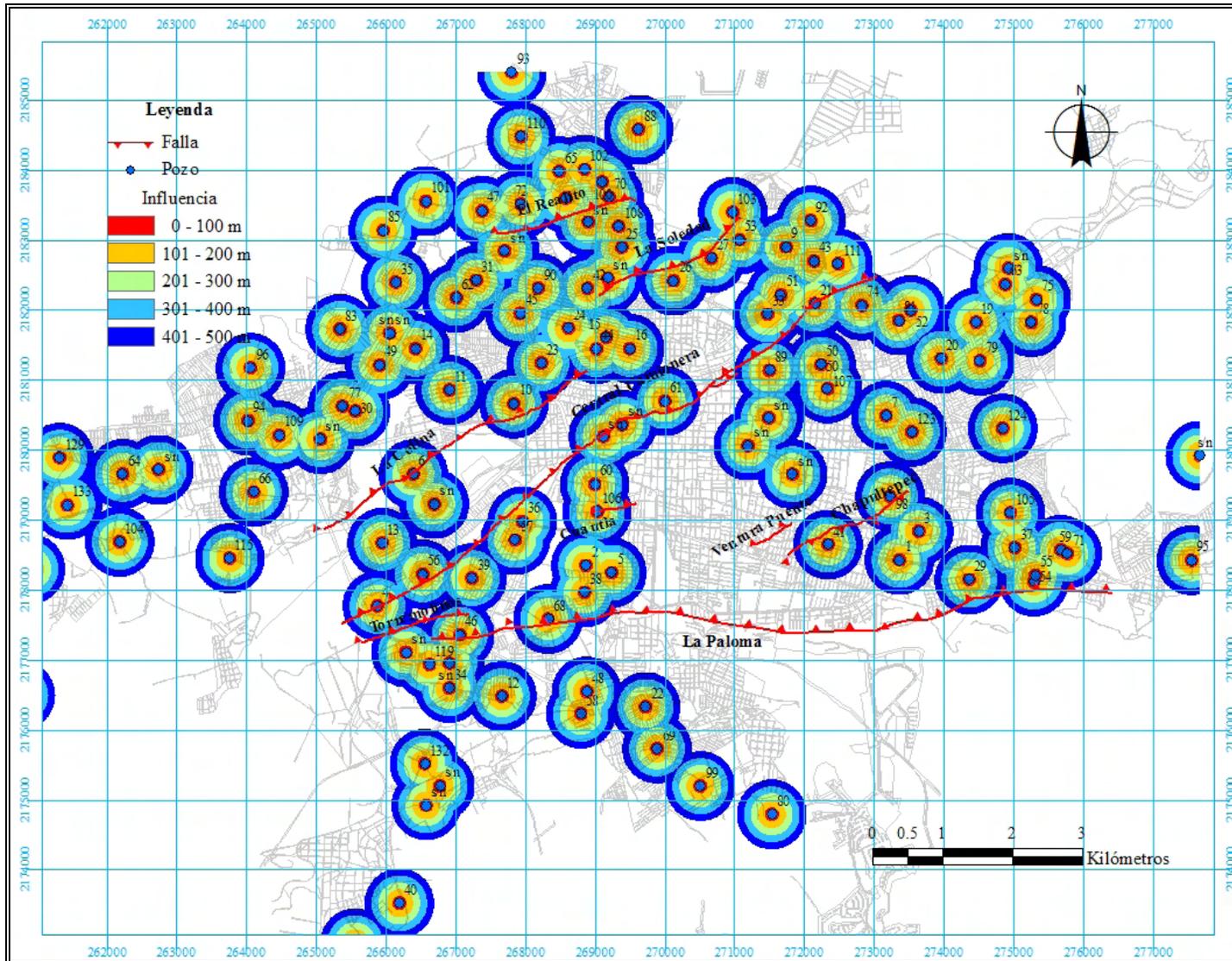


Fig. IV.2.1. Localización de los pozos profundos de la Ciudad de Morelia, con su correspondiente radio de influencia.

IV.2.1.2 Abatimiento del nivel piezométrico

Para determinar el abatimiento actual (2007) del nivel piezométrico del sistema acuífero de la Ciudad de Morelia, se recopiló la información disponible de los pozos profundos que se localizan en la ciudad (OOAPAS), los cuales se emplean para extraer el agua del subsuelo; haciendo énfasis en el comportamiento del nivel estático de cada uno de ellos, a través del tiempo en que han estado operando (figs. IV.2.2 y IV.2.3). En las figuras IV.2.4, IV.2.5 y IV.2.6 se presentan 3 secciones geológicas de la ciudad (ver fig. IV.1.2), en las cuales se muestra como ha evolucionado el nivel piezométrico con el transcurso de los años.

Con la información del nivel estático a través del tiempo, se realizó un análisis para conocer la situación actual (2007) del abatimiento del nivel piezométrico, así como también para estimar una proyección para el año 2010 (Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2006d, 2007). Para llevar a cabo lo anterior, el primer paso fue determinar el abatimiento anual que se presenta en cada uno de los pozos con suficiente información, con la primicia de que las extracciones se mantienen constantes durante los periodos en los cuales no se tienen datos registrados; a continuación se realizaron dos tipos de tendencias o regresiones para conocer los abatimientos actuales y proyectados en dichos pozos, una lineal y otra logarítmica, dejando en cada caso la que proporcionaba el valor más conservador (menor), para de esta manera tomar en cuenta las posibles recargas del sistema acuífero.

Para los pozos en los cuales no fue posible llevar a cabo este tipo de tendencias debido a su escasez de datos, se calculó una media del abatimiento anual igual a 3.67 m con la información determinada del 92% de los pozos con suficiente información (el 8% restante no se tomó en cuenta debido a que presentan valores muy elevados). Dicha media se empleó para conocer los niveles estáticos actuales (2007) y proyectados (2010) en los pozos donde no fue posible establecer su propio comportamiento. En la tabla IV.2.1 se presentan los resultados obtenidos del análisis realizado.

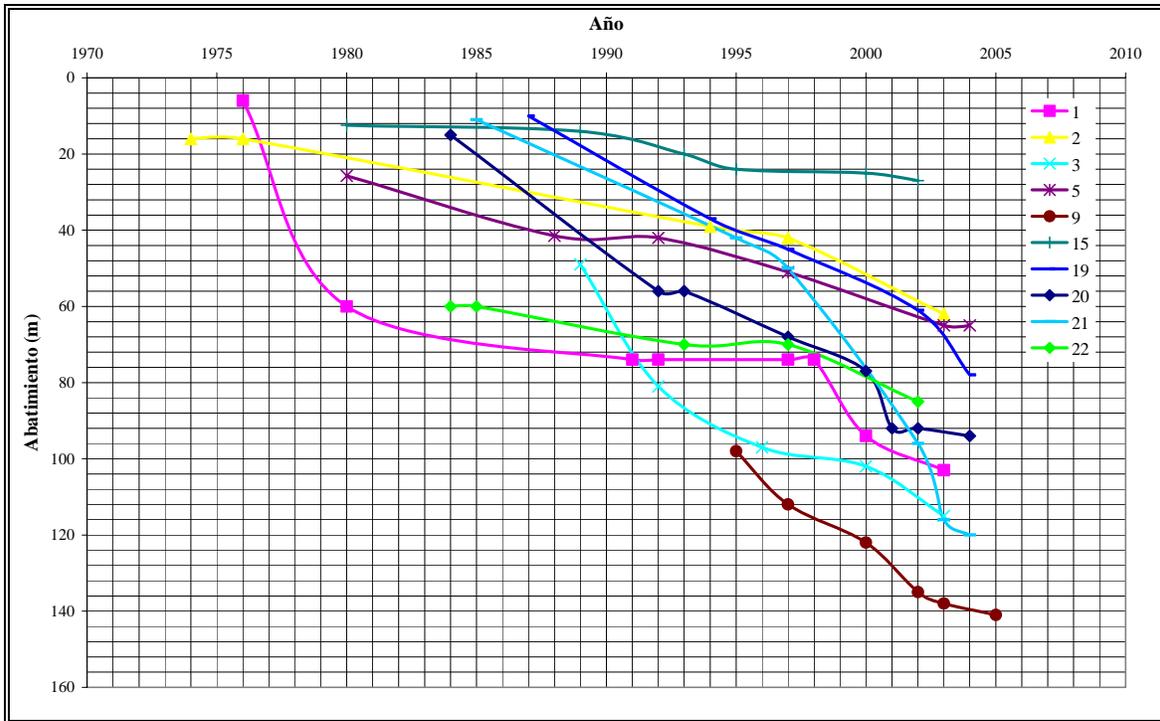


Fig. IV.2.2. Historial del abatimiento del nivel estático en los pozos 1, 2, 3, 5, 9, 15, 19, 20, 21 y 22.

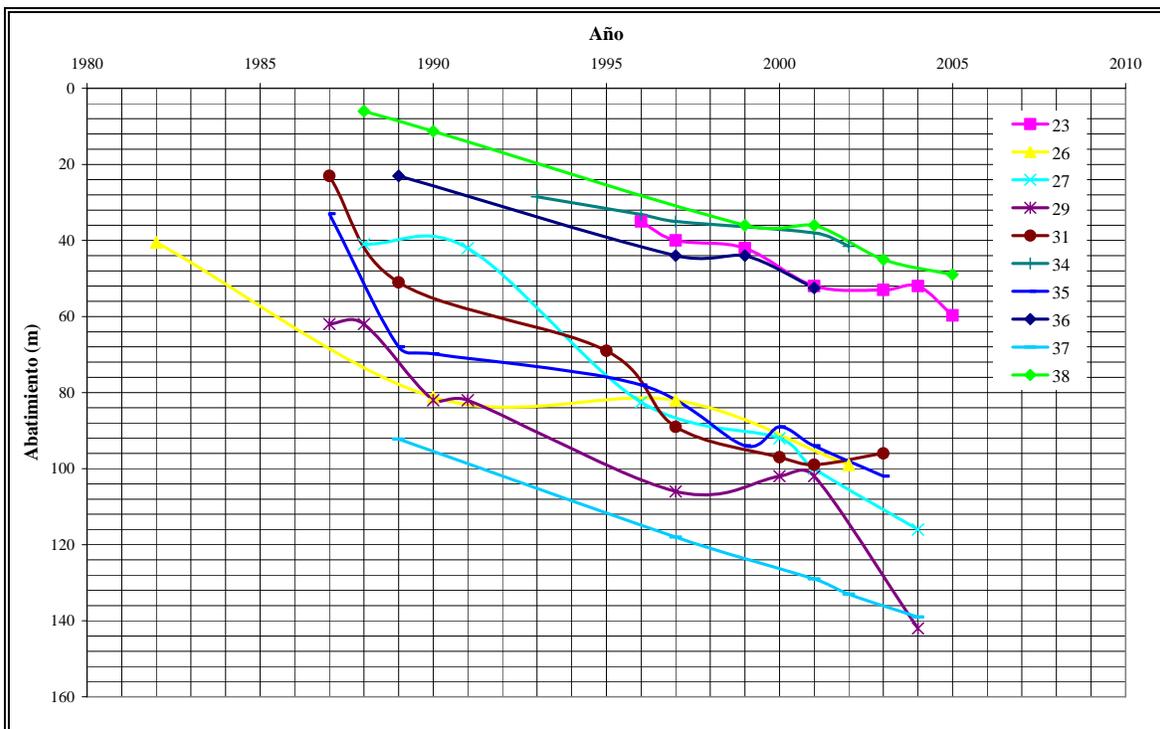


Fig. IV.2.3. Historial del abatimiento del nivel estático en los pozos 23, 26, 27, 29, 31, 34, 35, 36, 37 y 38.

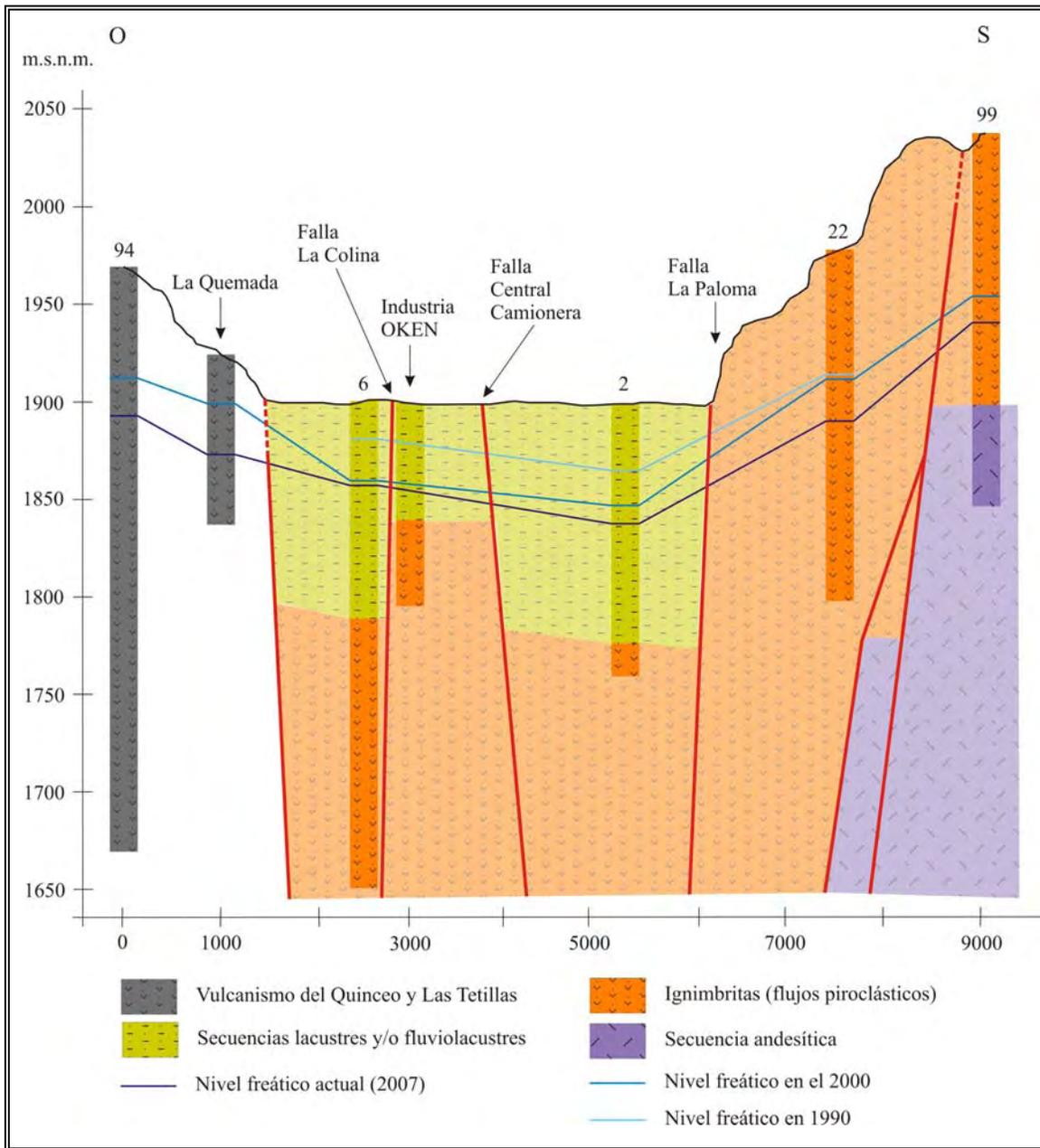


Fig. IV.2.4. Sección geológica 1 con la evolución del nivel piezométrico en la Ciudad de Morelia.

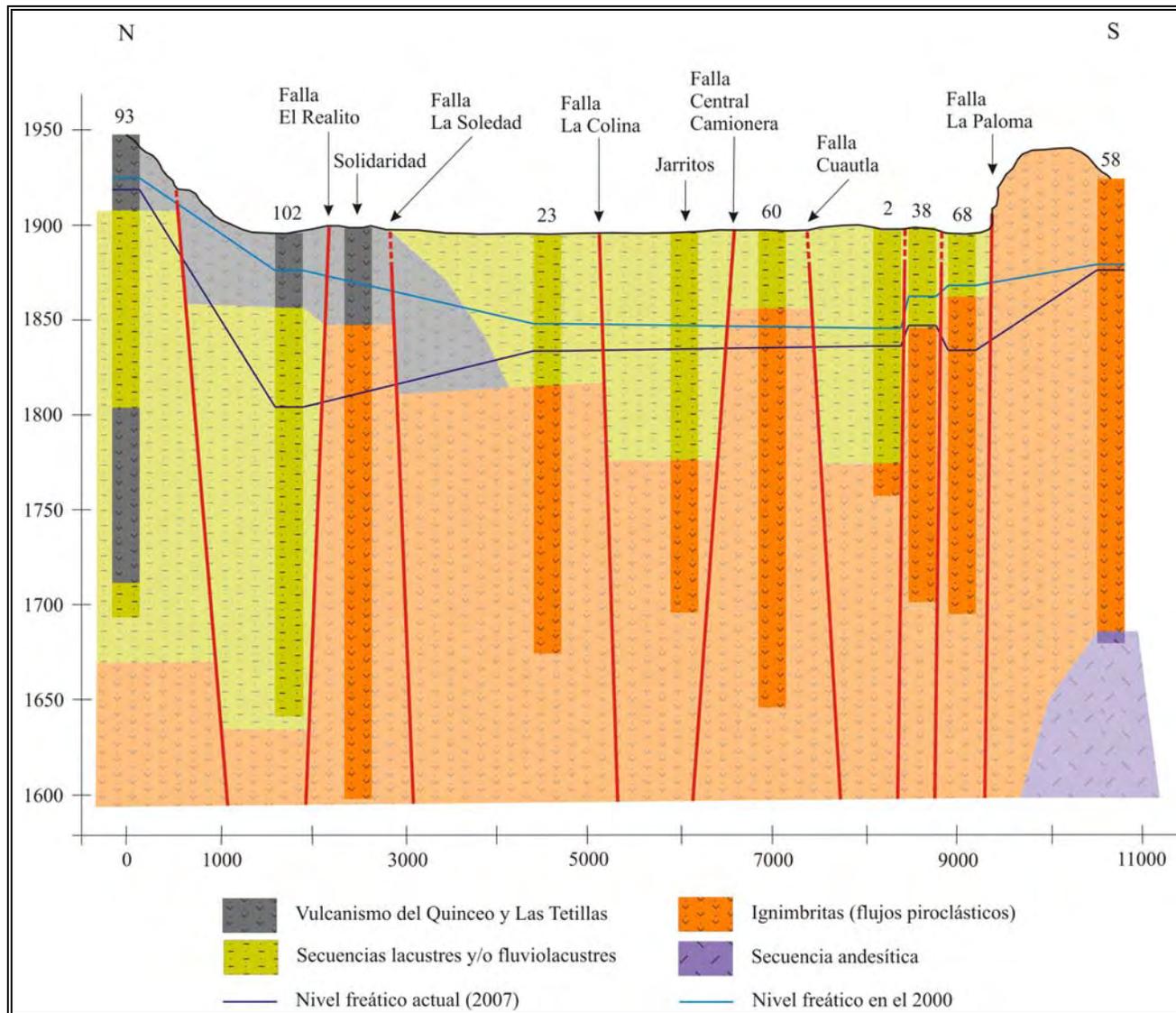


Fig. IV.2.5. Sección geológica 2 con la evolución del nivel piezométrico en la Ciudad de Morelia.

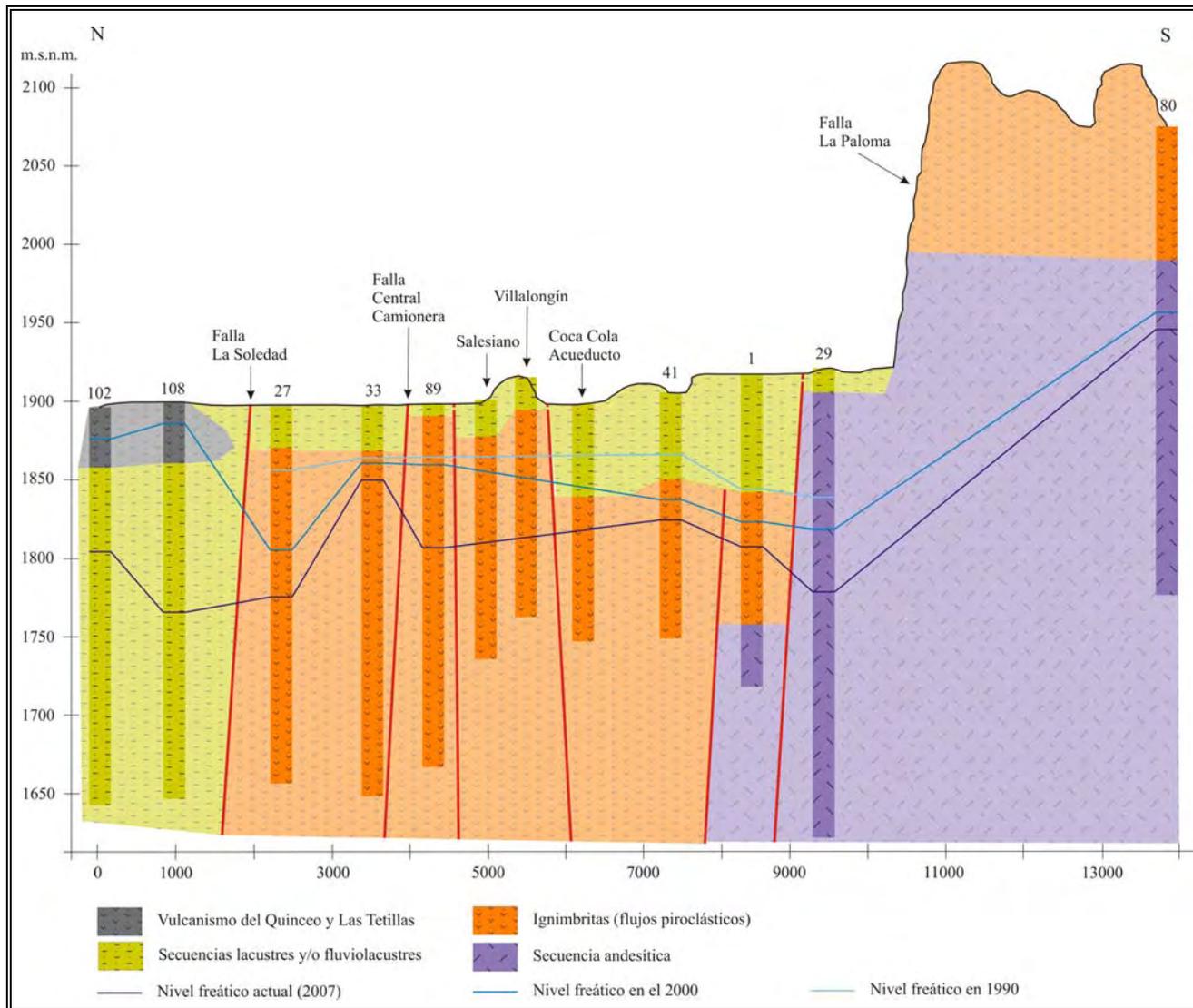


Fig. IV.2.6. Sección geológica 3 con la evolución del nivel piezométrico en la Ciudad de Morelia.

Tabla IV.2.1. Tendencia del abatimiento del nivel estático en algunos de los pozos de la Ciudad de Morelia.

No.	Nombre	Abatimiento (m)		No.	Nombre	Abatimiento (m)	
		2007	2010			2007	2010
1	Boulevard García de León	109.44	117.43	62	Tierra y Libertad	37.31	39.79
2	Ciudad Universitaria	62.00	65.83	63	Ciudad Industrial II	106.01	129.53
3	Las Américas	120.64	130.46	64	San Isidro Itz'icuaró	94.66	105.66
4	Policía y Transito (sust.)	25.00	25.60	65	Gertrudis Sánchez I	105.64	134.47
5	Villa Universidad	68.82	73.68	66	San Juanito Itz'icuaró	72.20	82.70
6	Adolfo López Mateos	43.02	45.85	68	Arboledas	61.32	77.15
7	Enrique Ramírez I	81.87	96.04	69	Peña Blanca	198.36	223.77
9	FOVISSTE Morelos II	153.59	166.75	70	Villas del Real III	43.99	54.99
11	Colonia Guadalupe	51.19	54.89	71	Cumbres de Morelia	167.33	178.32
12	La Huerta	65.16	74.54	72	El Lago II	16.11	16.57
13	Lomas del Valle	35.33	46.32	74	Aquiles Serdán	174.21	193.17
14	Jardines de Guadalupe	41.54	42.93	75	Ejido Isaac Arriaga I	99.32	110.32
15	Prados Verdes (Pirul)	26.53	28.05	76	Ampliación Torreón Nuevo	98.99	125.90
16	Prados Verdes (Galeanas)	27.72	30.81	77	Reforma	56.66	67.66
19	CONALEP (reposición)	84.48	95.74	78	Ejido Isaac Arriaga II	94.83	105.83
20	San Rafael	110.14	122.07	79	Ejido Isaac Arriaga III	110.16	126.39
21	Mercado de Abastos (sust.)	120.00	130.15	80	El Durazno	49.37	59.21
22	Santa Cecilia	87.36	91.11	81	Ampl. Primo Tapia Oriente	91.37	101.21
23	Delta de los ríos	61.37	68.31	83	Niños Héroe	157.02	168.02
24	Mariano Escobedo I	67.28	74.58	85	El Paraíso	92.45	108.50
25	El Realito	28.66	39.66	89	Plan de los Olivos	91.20	113.49
26	Lomas del Tecnológico	113.79	121.81	90	Mariano Escobedo III	128.11	156.49
27	La Soledad I	122.06	133.70	91	Emiliano Zapata II	56.33	67.32
29	Ocolusen	142.00	149.34	92	Jesús Romero Flores	61.33	72.32
30	La Quemada	40.88	42.17	93	Torreón Nuevo II	28.00	31.00
31	Eduardo Ruiz	124.83	138.40	94	Ricardo Flores Magón	77.26	85.80
33	El Retiro	47.74	50.07	95	Valle de las Flores	35.32	45.78
34	Fuentes de Valladolid	47.21	51.12	96	Lucio Cabañas	127.50	132.00
35	Leandro Valle	115.66	125.51	98	Casa Hogar	121.37	131.21
36	FOVISSTE La Huerta	65.60	72.63	99	Los Sauces	97.00	103.00
37	Jardines del Rincón	148.34	157.65	100	Gertrudis Sánchez II (reposic.)	30.37	40.21
38	Rincón Quieto	54.13	61.69	101	INFONAVIT Quinceo	35.33	46.32
39	Cosmos II	26.66	27.72	102	Ampliación Solidaridad	91.13	102.13
40	Emiliano zapata I	67.60	74.94	103	Ampliación la Soledad	94.00	104.99
41	6 de Julio	81.10	87.90	104	El Parían	45.33	56.32

42	Ignacio Zaragoza	167.33	178.33	105	Mil Cumbres	152.37	162.21
43	Precursores de la Revolución	148.40	172.65	106	Díaz Ordaz	175.75	189.96
44	Mariano Escobedo	51.20	55.70	107	Venustiano Carranza	61.03	72.02
45	Santa Cruz	117.33	128.33	108	El Realito II	133.25	154.54
46	Rinconada del Valle	33.87	36.61	109	23 de Marzo	35.99	46.99
47	El Lago I	23.99	34.99	110	Villas del Real IV	116.99	127.99
48	Fuentes de Morelia	91.05	112.00	111	Río Grande	116.99	127.99
49	Potrerrillos	114.62	137.34	115	Mariano Abasolo	28.66	39.66
50	Enrique Ramírez II	121.62	129.81	123	Guayangareo	147.37	155.37
51	Lomas de Santiaguito II	103.30	120.41	124	Punhuato	157.66	168.66
52	Primo Tapia Oriente	105.92	119.79	129	Frac. Ario 1815	124.66	135.66
53	La Soledad II	125.96	145.74	132	San José del Cerrito	56.66	67.66
54	Periodistas	146.00	151.59	133	Héroes Republicanos	57.66	68.66
55	Reserva Ocolusen	168.04	192.05	s/n	Casa Ejidal de la Quemada	50.66	61.66
56	Indeco III	15.37	17.37	s/n	El Cerrito Itzícuaró	43.66	54.66
58	Arroyo Agua Clara	49.00	52.12	s/n	Jardines de la Aurora	61.66	72.66

Con la información determinada del abatimiento anual (2007) y proyectado (2010) en los pozos profundos, se elaboraron dos mapas del nivel piezométrico del sistema acuífero de la ciudad (figs. IV.2.7 y IV.2.8), en los cuales se aprecia el comportamiento del flujo de agua subterránea en el momento en que se produce una recarga del sistema, así como también se identifica el hecho de que en la parte Norte de la ciudad el abatimiento es mayor, lo que puede ser un indicio de que en dicha zona el sistema este compuesto por dos acuíferos y, el líquido sea extraído del más profundo.

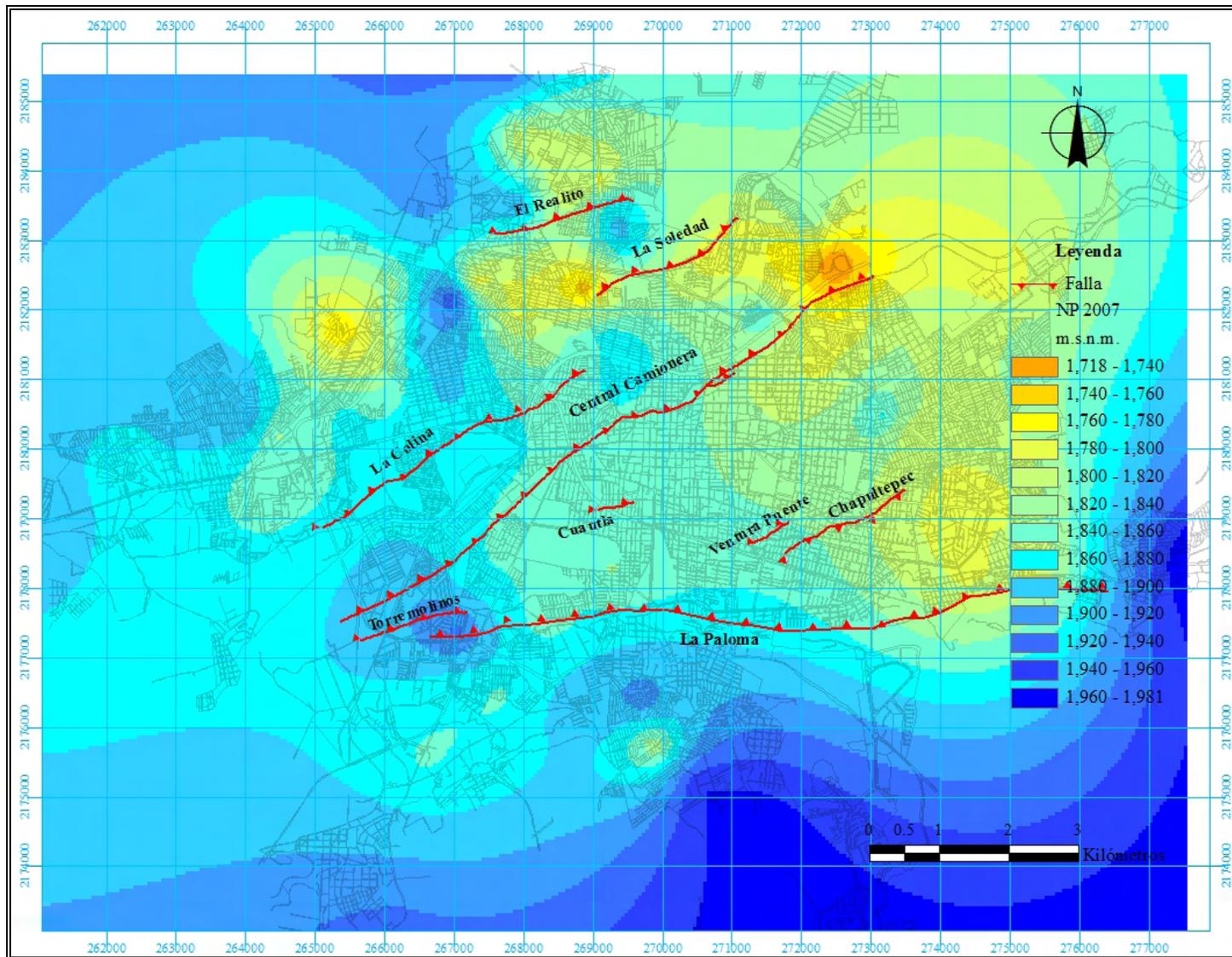


Fig. IV.2.7. Situación actual (2007) del nivel piezométrico de la Ciudad de Morelia.

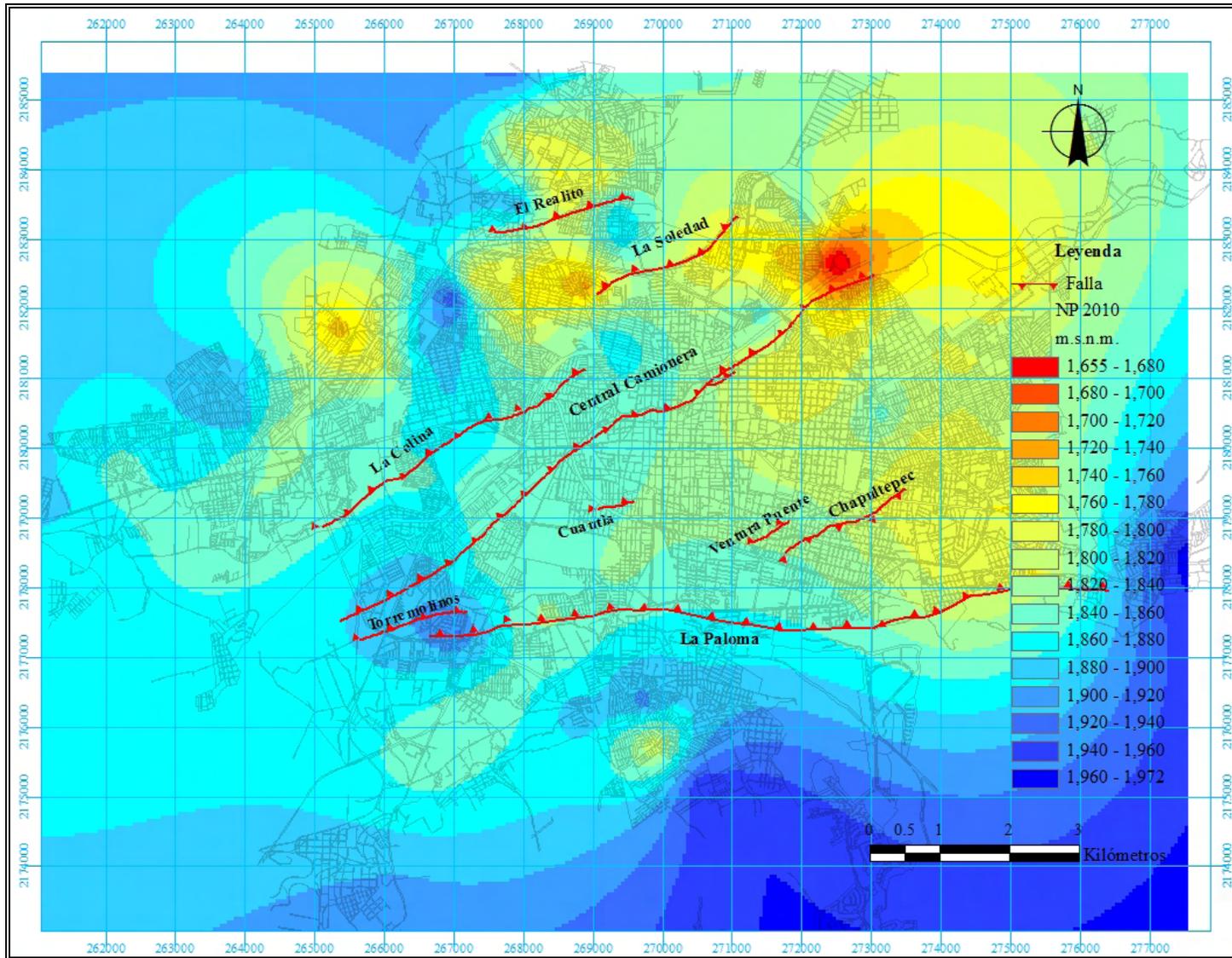


Fig. IV.2.8. Proyección para el año 2010 del nivel piezométrico de la Ciudad de Morelia.

IV.2.2 Caso: Ciudad de Celaya, Guanajuato

IV.2.2.1 Explotación del sistema acuífero

En el valle de Celaya la explotación del sistema acuífero 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). El suministro de agua potable de la Ciudad de Celaya se realiza principalmente con aproximadamente 100 pozos, en la figura IV.2.9 es posible apreciar su localización en un mapa de la ciudad, con su correspondiente radio máximo de influencia (500 m).

IV.2.2.2 Abatimiento del nivel piezométrico

Para determinar el abatimiento actual (2007) del nivel piezométrico del sistema acuífero de la Ciudad de Celaya y una proyección para el año 2010, se siguió el mismo procedimiento que se empleó en la Ciudad de Morelia; en la tabla IV.2.2 se presentan los resultados obtenidos. En este caso la información del comportamiento del nivel estático a través del tiempo de cada uno de los pozos profundos fue proporcionada por la Junta Municipal de Agua Potable y Alcantarillado de Celaya (JUMAPA). Al igual que para la Ciudad de Morelia, se determinó una media del abatimiento anual que fue de 1.56 m, menor que 2.50 m que se presentaba a principios de los 90's (Trujillo-Candelaria, 1991). También se elaboraron los respectivos mapas, los cuales se pueden apreciar en las figuras IV.2.10 y IV.2.11.

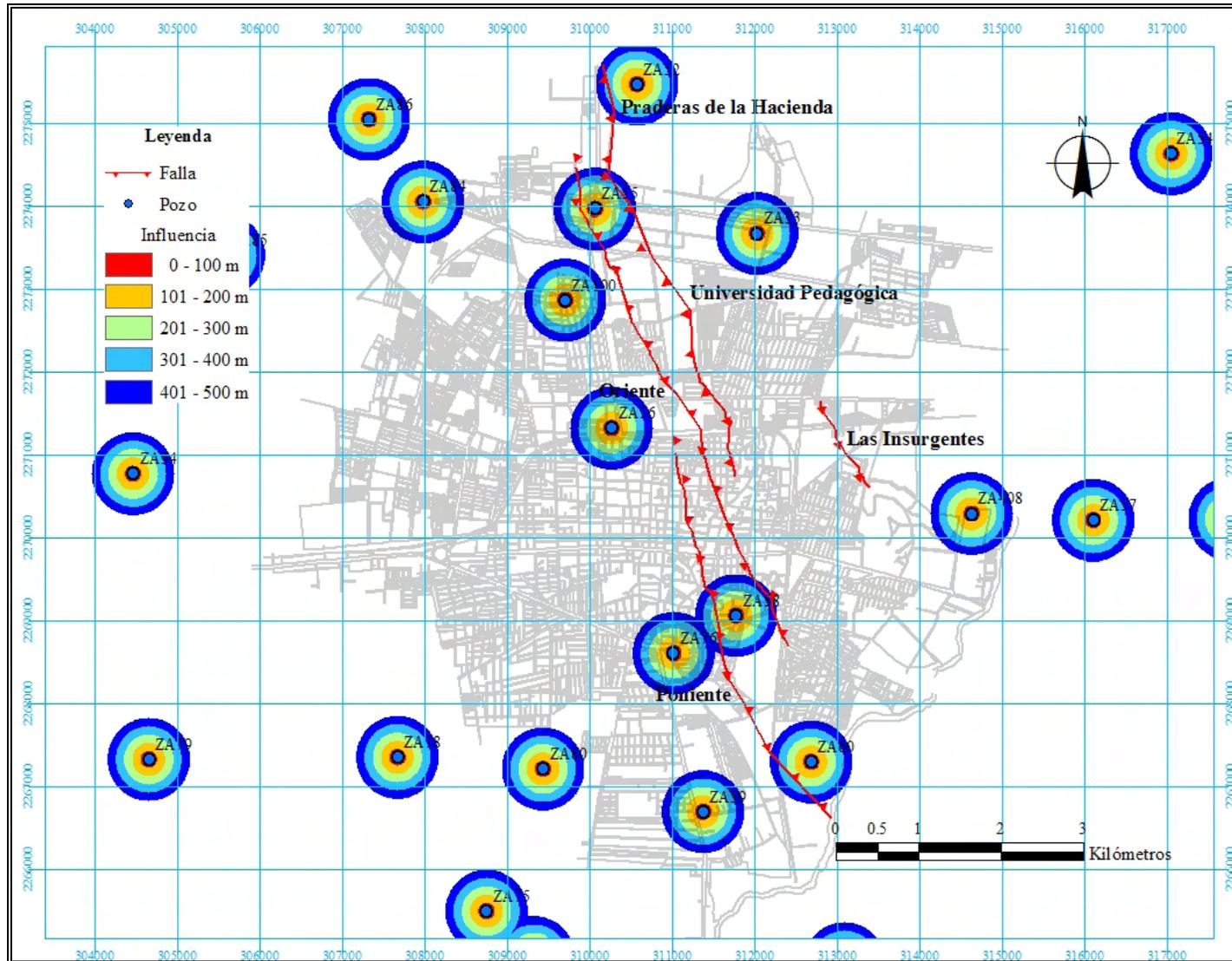


Fig. IV.2.9. Localización de los pozos profundos de la Ciudad de Celaya, con su correspondiente radio de influencia.

Tabla IV.2.2. Tendencia del abatimiento del nivel estático en algunos de los pozos de la Ciudad de Celaya.

Nombre	Abatimiento (m)		Nombre	Abatimiento (m)		Nombre	Abatimiento (m)	
	2007	2010		2007	2010		2007	2010
PP9	159.44	173.90	ZA46	115.75	123.23	ZA100	112.40	120.02
ZA6	36.53	38.89	ZA47	71.22	75.73	ZA104	89.81	96.51
ZA8	20.91	22.25	ZA48	83.65	89.69	ZA105	92.09	98.42
ZA9	64.39	69.91	ZA49	41.79	45.12	ZA106	77.19	80.86
ZA10	52.30	55.14	ZA50	46.55	50.43	ZA107	80.21	84.29
ZA11	50.04	54.82	ZA51	58.03	62.88	ZA108	118.58	127.37
ZA12	20.21	21.90	ZA52	54.15	59.64	ZA109	115.12	122.89
ZA13	17.47	18.50	ZA53	35.10	38.07	ZA111	85.34	90.16
ZA14	26.19	27.94	ZA54	49.50	54.00	ZA112	79.40	82.11
ZA15	17.75	19.18	ZA55	62.52	65.44	ZA113	88.10	90.78
ZA16	34.84	38.29	ZA56	86.88	92.48	ZA118	128.36	137.90
ZA17	33.11	33.97	ZA57	65.19	68.06	ZA128	114.78	121.33
ZA18	46.99	50.62	ZA58	56.19	59.03	ZA129	50.91	52.72
ZA19	45.61	49.77	ZA59	83.65	88.98	ZA130	84.29	90.15
ZA20	26.52	28.59	ZA60	75.20	79.48	ZA131	75.04	77.76
ZA21	61.58	67.45	ZA62	86.99	92.77	ZA137	108.45	114.92
ZA22	41.42	45.06	ZA75	52.62	56.68	ZA139	54.77	55.50
ZA24	95.97	101.48	ZA76	52.10	54.12	ZA141	80.92	83.57
ZA26	127.25	137.38	ZA78	103.52	111.15	ZA148	50.92	52.09
ZA27	91.06	96.88	ZA79	51.35	54.72	ZA150	65.58	68.57
ZA28	106.31	112.83	ZA80	79.67	84.84	ZA151	62.89	63.83
ZA29	112.43	121.06	ZA84	110.85	118.29	ZA397	66.75	69.56
ZA31	87.85	93.04	ZA85	63.25	66.04	ZA404	137.52	146.64
ZA34	112.78	120.40	ZA86	124.11	133.42	ZA408	84.04	90.24
ZA35	92.76	99.05	ZA88	46.97	50.05	ZA409	90.64	94.39
ZA37	134.49	143.82	ZA89	92.93	99.13	ZA410	81.92	88.18
ZA38	131.85	140.00	ZA91	45.48	49.21	ZA413	42.51	46.09
ZA39	68.11	70.18	ZA94	114.54	122.31	ZA414	35.69	38.32
ZA40	129.90	139.39	ZA95	61.57	61.80	ZA421	88.92	93.56
ZA43	95.20	100.99	ZA96	64.87	65.81	ZA423	102.29	108.07
ZA45	48.39	49.71	ZA97	66.99	68.36	ZA427	73.93	76.53

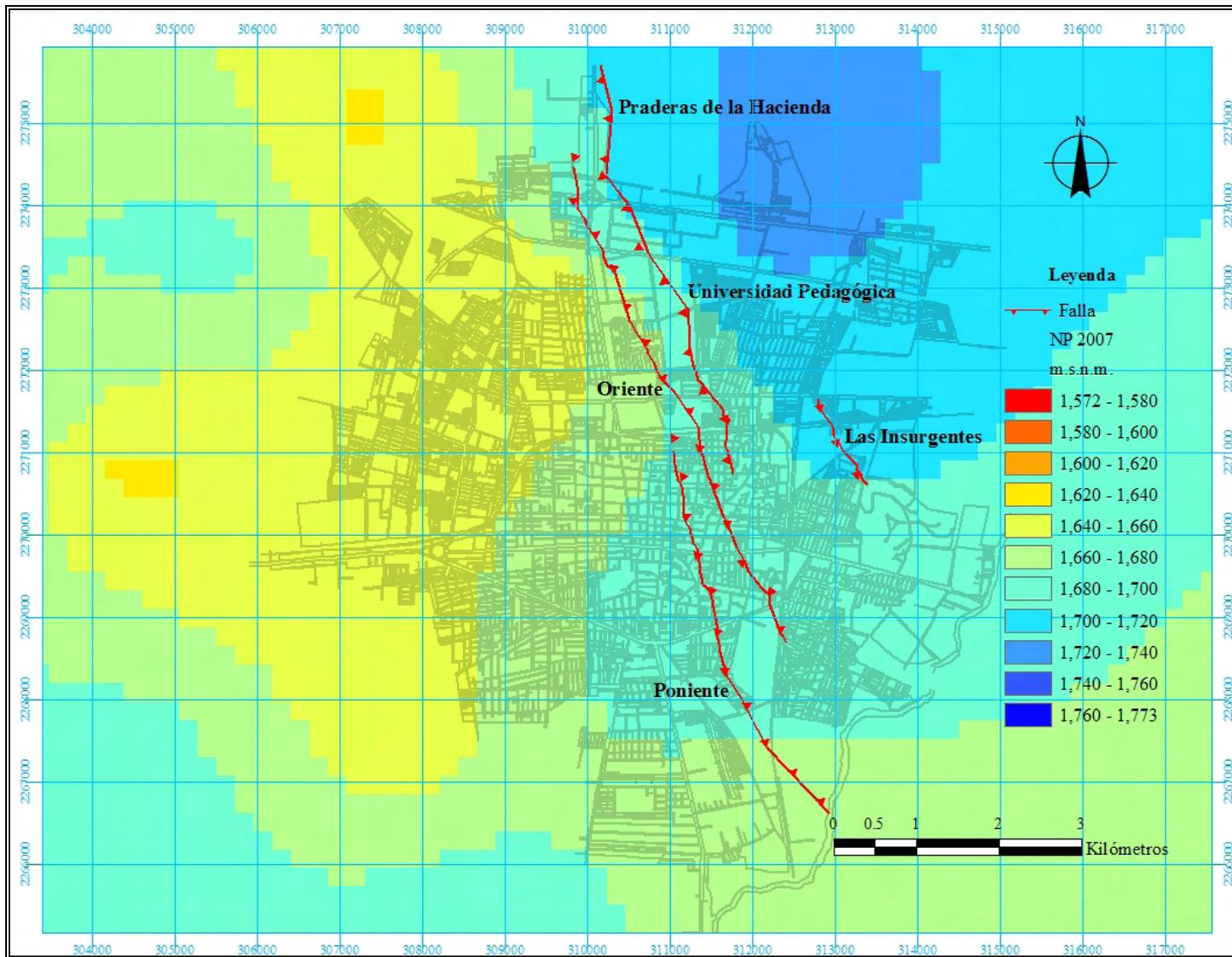


Fig. IV.2.10. Situación actual (2007) del nivel piezométrico de la Ciudad de Celaya.

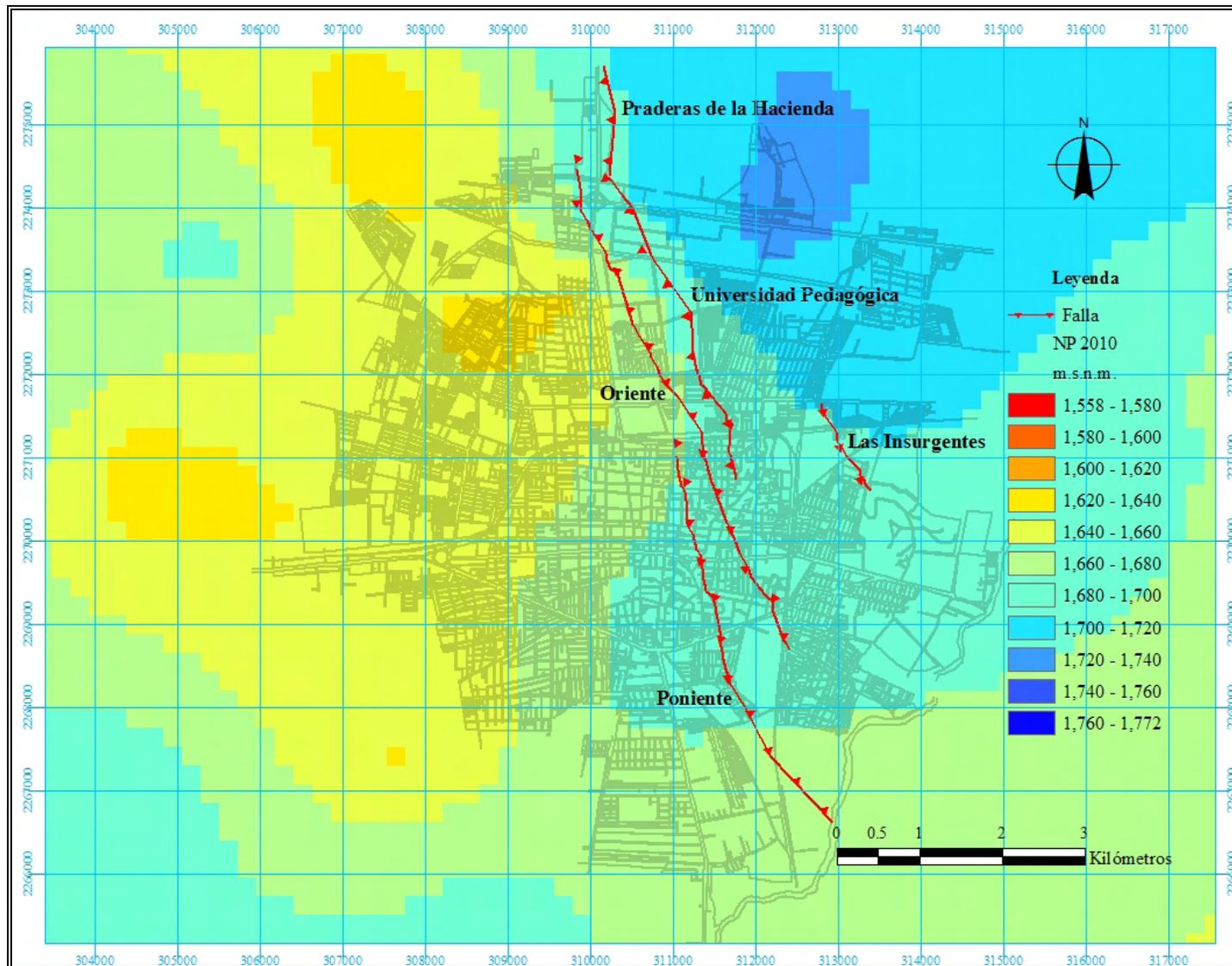


Fig. IV.2.11. Proyección para el año 2010 del nivel piezométrico de la Ciudad de Celaya.

IV. RESULTADOS

IV.3 Espesor deformable

Como se comento en un principio, para que se generen y desarrollen los PSCF es necesario que se conjugue una subsidencia por la explotación del sistema acuífero de una determinada región, con la presencia de fallas geológicas sepultada por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres. En este capítulo se analiza precisamente dicho espesor de sedimentos que es susceptible de sufrir deformaciones, en este caso hundimientos, por la extracción del agua subterránea que genera un abatimiento del nivel freático, con su correspondiente disminución de la presión de poro; dicha presión se transfiere a la fase sólida del suelo, ocasionando una disminución del volumen de vacíos y por consiguiente una reducción de su espesor.

IV.3.1 Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán

Para determinar el espesor de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres que es capaz de sufrir una deformación en la Ciudad de Morelia, se recopiló la información litológica disponible de los pozos profundos que se localizan en la ciudad (OOAPAS), los cuales se emplean para extraer el agua del subsuelo (fig. IV.3.2). El análisis del espesor deformable que se llevó a cabo en la ciudad se dividió en dos tipos, en el primero únicamente se tomó en cuenta el espesor de sedimentos superficiales hasta encontrar un material indeformable (roca); mientras que en el segundo se tomaron en consideración todos los sedimentos presentes a lo largo de cada una de las columnas litológicas analizadas, es decir se separaron los materiales deformables de aquellos que no lo son, para de esta manera determinar un espesor deformable total; en la tabla IV.3.1 se presentan los resultados obtenidos de cada tipo de análisis para cada pozo analizado. Con la información de la mencionada tabla se elaboraron dos mapas, los cuales se presentan en las figuras IV.3.1 y IV.3.2, en los cuales es posible apreciar como varían ambos espesores en la ciudad (espesor de sedimentos deformables superficiales y espesor de sedimentos deformables totales), así como también localizar las zonas con mayores espesores, y por consiguiente con la posibilidad de presentar las deformación más grandes.

Tabla IV.3.1. Espesores de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres deformables superficiales y totales de los pozos profundos de la Ciudad de Morelia.

No.	Nombre	Esp. Sup. (m)	Esp. Total (m)	No.	Nombre	Esp. Sup. (m)	Esp. Total (m)
1	Boulevard García de León	76.00	76.00	89	Plan de los Olivos	8.00	8.00
2	Ciudad Universitaria	123.00	123.00	91	Emiliano Zapata II	0.00	0.00
4	Policía y Transito (sust.)	124.00	124.00	93	Torreón Nuevo II	0.00	122.00
6	Adolfo López Mateos	112.00	112.00	94	Ricardo Flores Magón	0.00	0.00
7	Enrique Ramírez I	0.00	0.00	96	Lucio Cabañas	0.00	174.00
9	FOVISSTE Morelos II	84.00	84.00	99	Los Sauces	0.00	0.00
12	La Huerta	34.00	34.00	101	INFONAVIT Quinceo	0.00	0.00
19	CONALEP (reposición)	0.00	0.00	102	Ampliación Solidaridad	2.00	216.00
21	Mercado de Abastos (sust.)	12.00	12.00	104	El Parían	4.00	96.00
22	Santa Cecilia	0.00	0.00	105	Mil Cumbres	0.00	0.00
23	Delta de los ríos	80.00	80.00	107	Venustiano Carranza	38.00	38.00
25	El Realito	2.00	2.00	108	El Realito II	2.00	216.00
27	La Soledad I	28.00	28.00	110	Villas del Real IV	0.00	12.00
29	Ocolusen	16.00	16.00	111	Río Grande	5.00	5.00
33	El Retiro	30.00	30.00	115	Mariano Abasolo	130.00	130.00
35	Leandro Valle	1.00	168.00	123	Guayangareo	0.00	0.00
37	Jardines del Rincón	10.00	10.00	124	Punhuato	0.00	0.00
38	Rincón Quieto	112.00	112.00	129	Fracc. Ario 1815	0.00	153.00
39	Cosmos II	76.00	76.00	132	San José del Cerrito	58.00	58.00
41	6 de Julio	80.00	80.00	s/n	Casa Ejidal de la Quemada	0.00	0.00
42	Ignacio Zaragoza	40.00	40.00	s/n	Coca Cola (acueducto)	60.00	60.00
46	Rinconada del Valle	54.00	54.00	s/n	IMSS	12.50	12.50
50	Enrique Ramírez II	0.00	0.00	s/n	Industria OKEN	69.00	69.00
52	Primo Tapia Oriente	44.00	44.00	s/n	Jarritos	120.00	120.00
58	Arroyo Agua Clara	0.00	0.00	s/n	La Cartonera	2.00	2.00
60	IMJUDE	42.00	42.00	s/n	Pepsi Cola I	105.00	105.00
64	San Isidro Itzícuaró	14.00	158.00	s/n	Salesiano	24.00	24.00
68	Arboledas	34.00	34.00	s/n	Solidaridad	4.00	4.00
71	Cumbres de Morelia	0.00	0.00	s/n	S.C.T.	2.00	120.00
79	Ejido Isaac Arriaga III	34.00	34.00	s/n	S.O.P.	46.00	46.00
80	El Durazno	0.00	0.00	s/n	Villalongín	21.00	21.00
83	Niños Héroes	4.00	4.00				

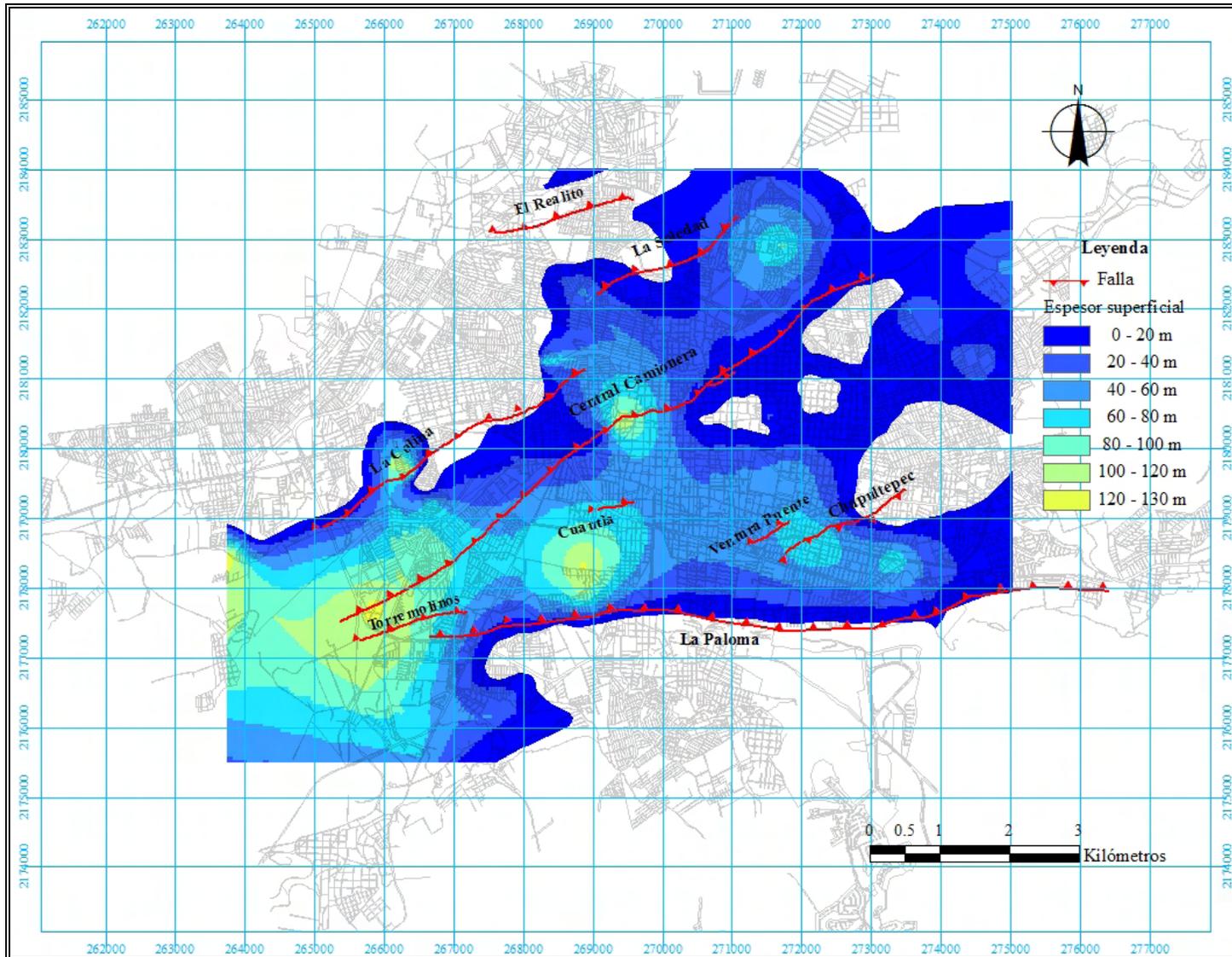


Fig. IV.3.1. Espesor de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres deformables superficiales de la Ciudad de Morelia.

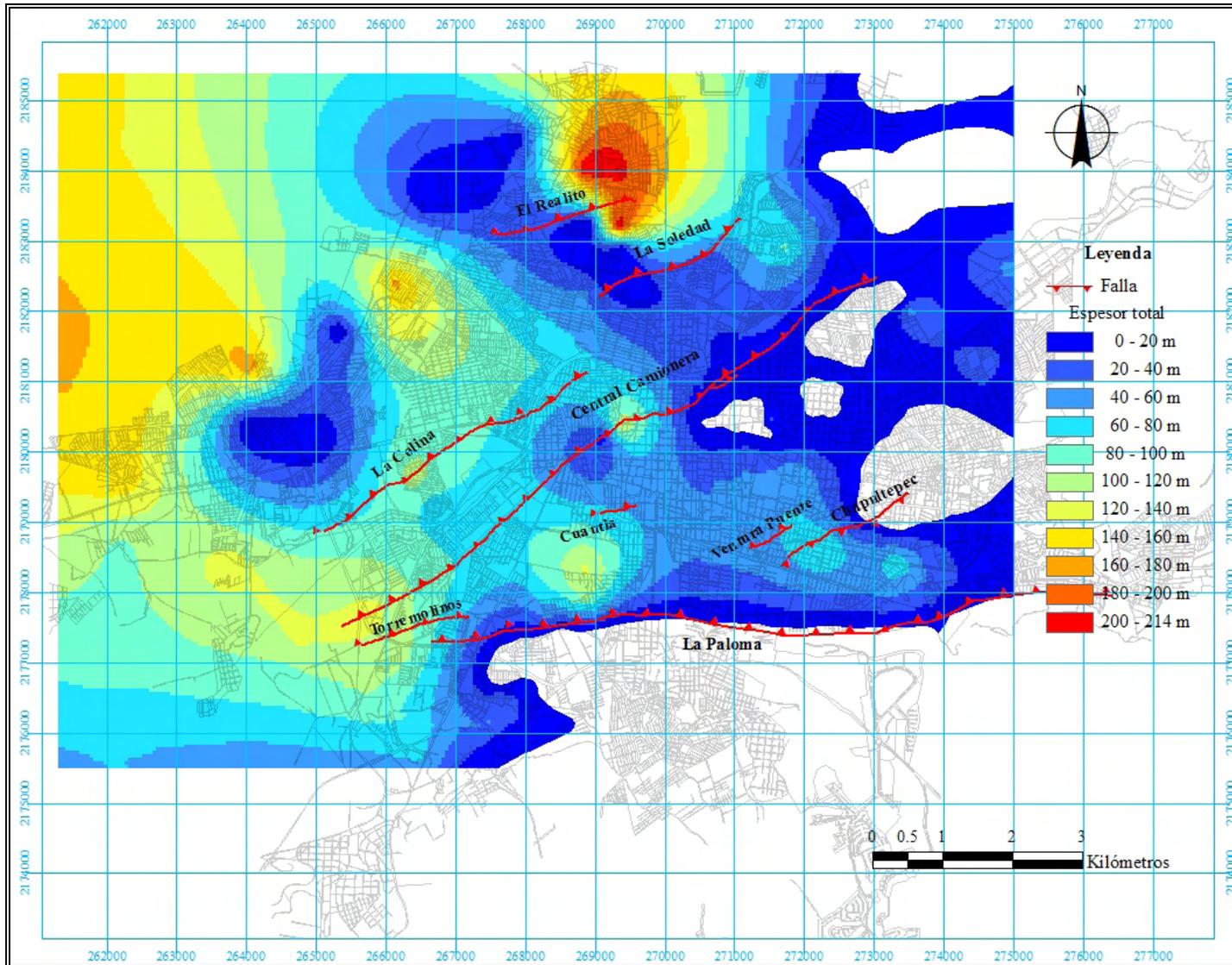


Fig. IV.3.2. Espesor de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres deformables totales de la Ciudad de Morelia.

IV.3.1.1 Factibilidad de deformación

Una vez que se conoce la distribución del espesor de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres capaz de sufrir una deformación, así como la situación actual y a futuro del abatimiento del nivel piezométrico del sistema acuífero de la ciudad, se está en la posibilidad de determinar que zonas de la ciudad presentan la factibilidad de continuar deformándose (de acuerdo con el marco teórico y la hipótesis de este trabajo de investigación expuestos ampliamente en el capítulo II), siempre y cuando el ritmo de las extracciones de agua del subsuelo se comporte como hasta ahora lo ha venido haciendo.

Para determinar la mencionada factibilidad es necesario comparar el espesor deformable de sedimentos con el abatimiento del nivel piezométrico que se presentan en toda el área que representa la traza urbana de la ciudad. Si el abatimiento no ha rebasado el espesor de sedimentos, entonces dicha zona todavía tiene la posibilidad de continuar deformándose, en este caso continuar hundiéndose a causa de la transferencia de la presión que soportaba el agua intersticial a la fase sólida de los sedimentos lacustres y/o fluviolacustres (subsistencia). Lo anterior es de gran utilidad ya que dichas zonas representan áreas de riesgo latente de sufrir hundimientos uniformes e incluso hundimientos diferenciales, agrietamientos y fallas en la superficie en caso de que los demás elementos que dan origen a los PSCF estén presentes.

En cambio si en el zona de análisis, el abatimiento ha rebasado por completo el espesor deformable, entonces los sedimentos han desarrollado por completo la deformación posible en cuanto a consolidación primaria se refiere, quedando la posibilidad de incrementos en la deformación como resultado de la consolidación secundaria, la cual generalmente presenta magnitudes pequeñas en comparación con las que se generan durante la consolidación primaria.

En la figura IV.3.3 se presenta un mapa que contiene los pozos profundos con información litológica de la Ciudad de Morelia, los cuales se han clasificado de tal manera que es posible apreciar en cada uno de ellos, la unidad litológica en la que se ubica el nivel

piezométrico en la actualidad (2007). En las figuras IV.3.4 y IV.3.5, se muestran los mapas de factibilidad de deformación para los años 2007 y 2010 respectivamente, en los cuales se pueden identificar claramente las zonas de la ciudad que se encuentran bajo los riesgos mencionados. En ambas figuras se aprecia como hacia el Norte y SO de la ciudad existen áreas con un espesor de 100 m de sedimentos susceptibles de sufrir deformaciones. El área en blanco que se aprecia hacia el NO de la ciudad, la cual coincide con las áreas en tonos azules de la misma zona del mapa de la figura IV.3.2, se pueden considerar también como zonas riesgosas. Lo anterior se debe a un problema del modelo que proviene de la determinación del espesor deformable total de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres en dicha zona, que surge a raíz de que en el área en cuestión los sedimentos no se encuentran superficialmente, si no que se encuentran interdigitados con productos andesítico-basálticos del Pleistoceno-Holoceno de los volcanes Quinceo y Las Tetillas, por lo tanto al analizar las columnas litológicas de los pozos en dicha zona se tiene gran variabilidad en el espesor lo que da lugar a las mencionadas áreas en tonos azules de la figura IV.3.2.

Con base en lo anteriormente señalado y apoyándose en las figuras IV.3.4 y IV.3.5, se puede decir que las fallas Central Camionera y La Paloma presentan las condiciones necesarias para incrementar su longitud hacia el SO, mientras que las fallas El Realito, La Soledad, La Colina, Cuautla y Torremolinos, están en la posibilidad de hacerlo en ambas direcciones. En lo que se refiere a las fallas Ventura Puente y Chapultepec, de acuerdo a este análisis ya no pueden desarrollar más deformación, por lo que su alargamiento (incremento en su longitud) es improbable.

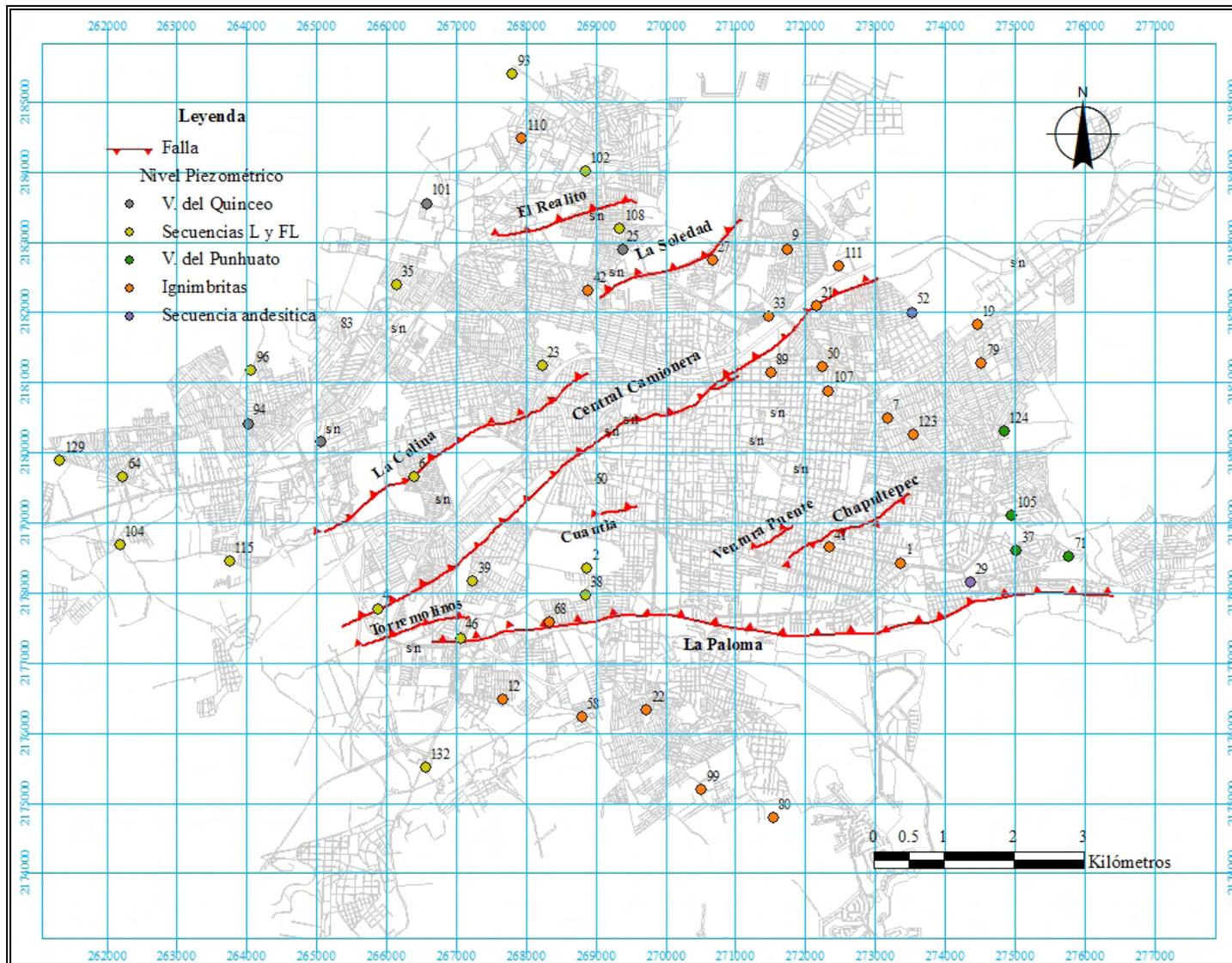


Fig. IV.3.3. Ubicación del nivel piezométrico actual (2007) en los pozos profundos con información litológica de la Ciudad de Morelia.

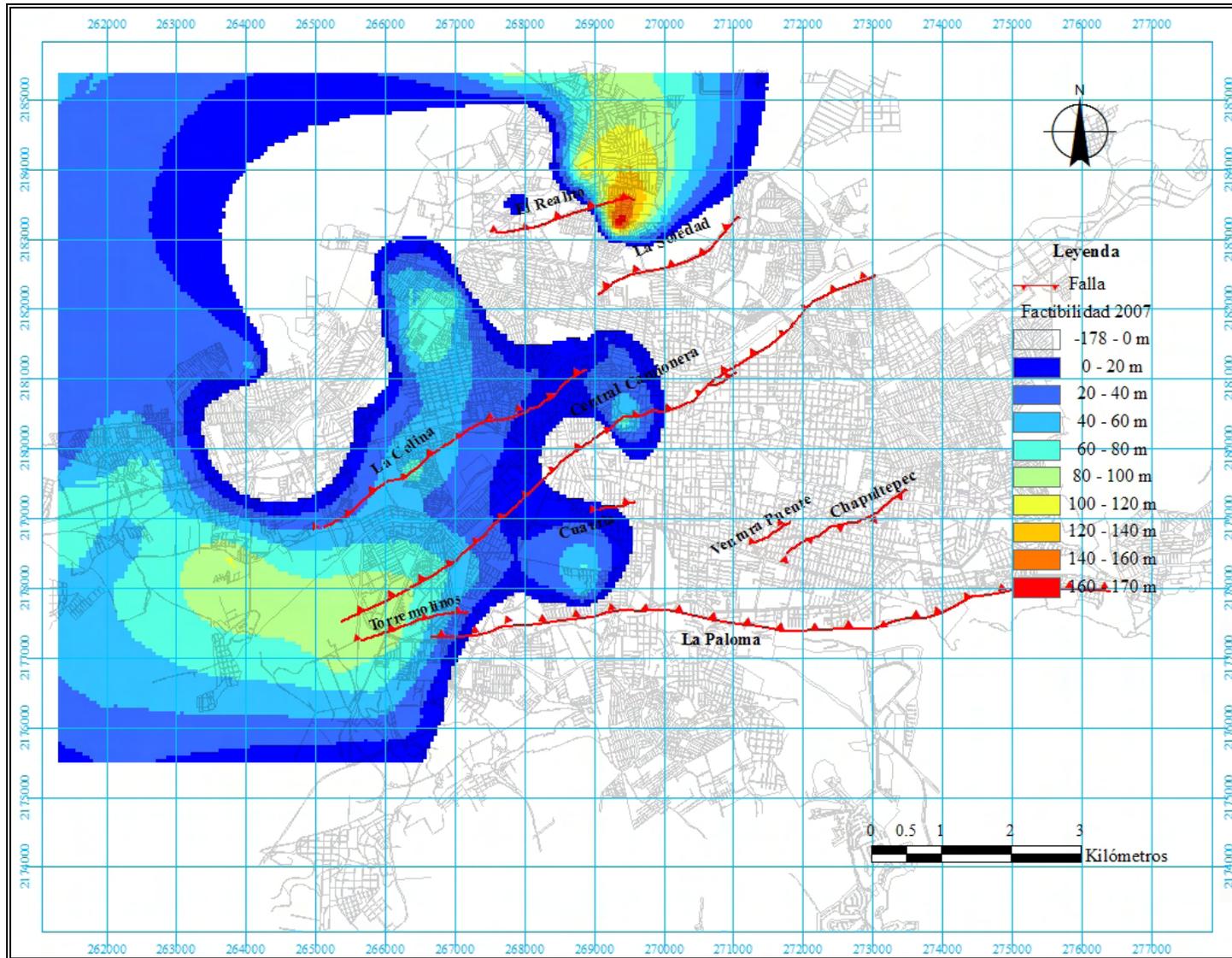


Fig. IV.3.4. Factibilidad de deformación de los sedimentos lacustres y/o fluviolacustres de la Ciudad de Morelia en el año 2007.

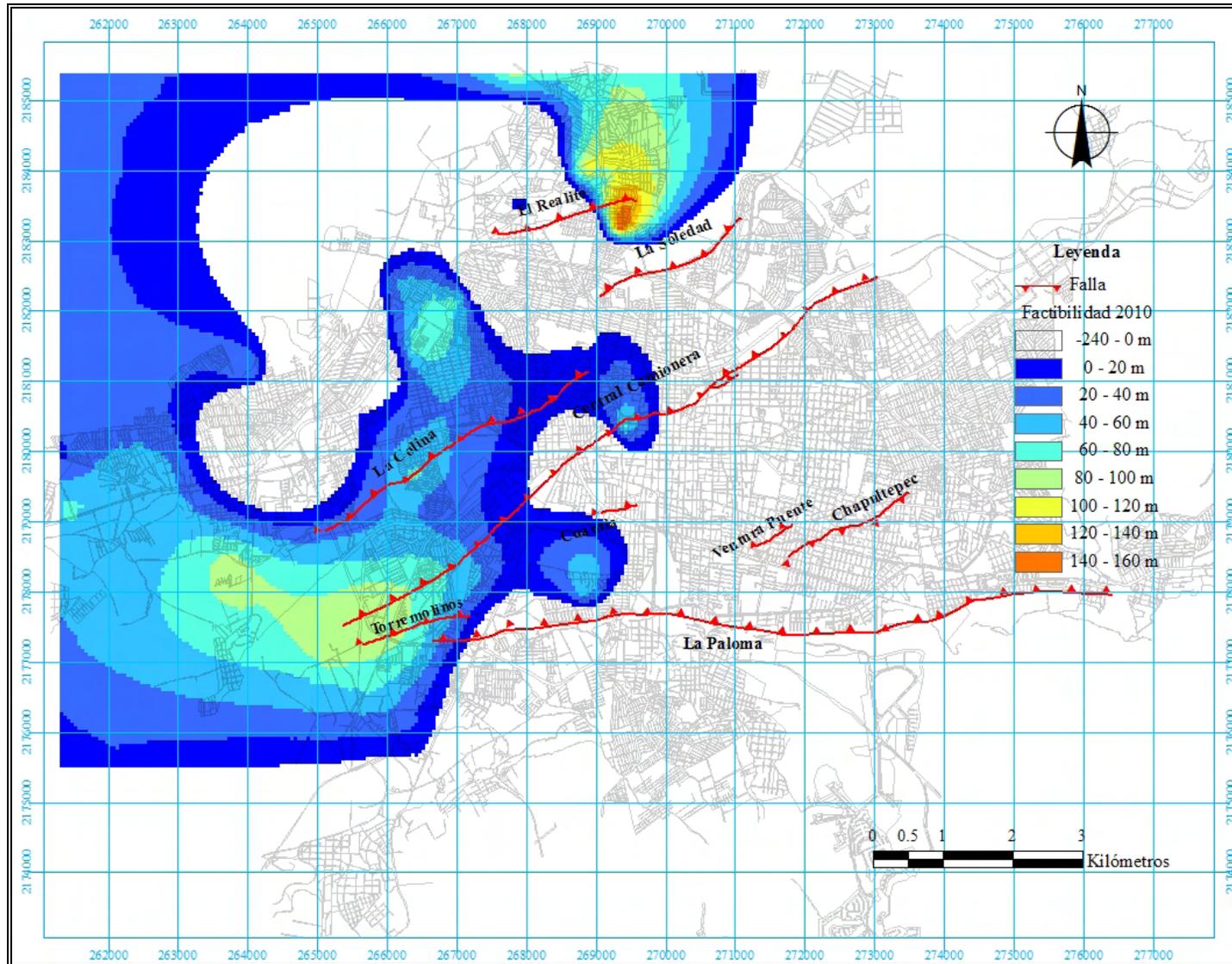


Fig. IV.3.5. Factibilidad de deformación de los sedimentos lacustres y/o fluviolacustres de la Ciudad de Morelia para el año 2010.

IV. RESULTADOS

IV.4 Estudio con GPR

El estudio de los PSCF a través del GPR tiene la finalidad principal de verificar las fallas superficiales que se generan a causa de este tipo de procesos, sin la necesidad de llevar a cabo técnicas destructivas como la excavación de PCA (Pozos a Cielo Abierto) o trincheras, las cuales son difíciles de realizar dentro de las manchas urbanas de las ciudades dado que todos los espacios se encuentran prácticamente construidos.

IV.4.1 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 se basa en la emisión y recepción de pulsos electromagnéticos desde la superficie, para detectar contrastes en las propiedades electromagnéticas causadas por objetos o cambios de estratificación y, de esta manera determinar su localización y forma.

IV.4.1.1 Funcionamiento

El funcionamiento del GPR es como se explica a continuación: la unidad central toma energía de la batería y a través de un circuito eléctrico genera voltajes a una determinada frecuencia, los cuales son enviados al emisor y a su vez hacia la antena emisora, donde la señal eléctrica se convierte en ondas electromagnéticas. Dichas ondas se propagan a través del medio, reflejando hacia la superficie parte de su energía en el caso de encontrar una anomalía, mientras que la energía restante es absorbida por el medio; los pulsos reflejados son captados por la antena receptora que se encarga de transformarlos en corriente eléctrica, la cual es enviada al receptor y a su vez a la unidad central donde se mide. Los resultados se pueden observar en una computadora portátil, que también se conecta a la unidad central, empleando el software del equipo.

IV.4.2 GPR empleado

Para la elaboración de este estudio se empleo un equipo Pulse Ekko biestático de Sensors and Software, el cual consta de una unidad central que tiene las funciones de controlar la generación de los pulsos electromagnéticos, la recepción de las reflexiones en función del tiempo, así como de coordinar el almacenamiento de los datos, que generalmente se lleva a cabo en una computadora portátil; una antena que emite dichos pulsos, independiente de otra encargada de recibirlos. Una de las ventajas de contar con un sistema biestático es que es posible variar la separación entre las antenas, permitiendo por ejemplo, la estimación de la velocidad de propagación de las ondas a través del medio de interés.

El equipo también está conformado por un transmisor electrónico que tiene la función de emitir un pulso de alto voltaje de corta duración hacia la antena transmisora, mientras que un receptor electrónico (idéntico en apariencia) se encarga de transformar la señal recibida por la antena receptora, en un pulso eléctrico que es enviado a la unidad central. Todos los elementos anteriores están comunicados entre si a través de cables metálicos o de fibra óptica, prefiriéndose estos últimos para el caso de emisión de pulsos en frecuencias bajas (por debajo de los 100 MHz), donde los primeros generan corrientes parásitas que se registran como ruido de fondo. El sistema es alimentado por una batería de 12 V (fig. IV.4.1).

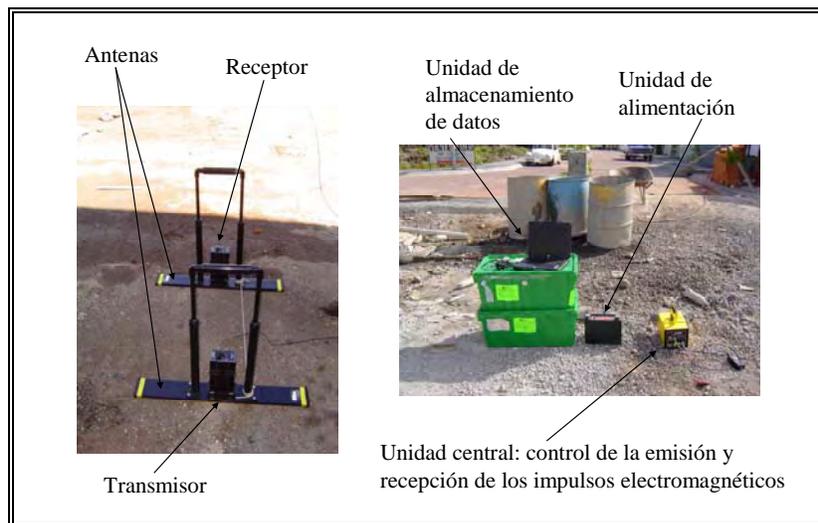


Fig. IV.4.1. Elementos que conforman el equipo Pulse Ekko biestático de Sensors and Software.

IV.4.3 Método empleado

Para llevar a cabo el estudio de los PSCF empleando el GPR se utilizó el método de reflexión de punto fijo, debido a que es el que genera amplitudes de reflexión más altas y coherentes, lo que proporciona una buena resolución y calidad de los resultados. El método consiste en desplazar un determinado arreglo de las antenas sobre la superficie a lo largo de una línea recta, tomando lecturas en puntos equidistantes (fig. IV.4.2). En dicho arreglo se colocan las antenas paralelas entre si y perpendicular a la línea de prospección, con una separación mínima entre ellas igual a la mitad de la longitud de onda de la frecuencia central seleccionada (tabla IV.4.1), para evitar la saturación de la señal que se origina cuando el transmisor está próximo al receptor, captando señales directas durante el intervalo de tiempo de transmisión del pulso; si se quiere calcular la separación adecuada se emplea la ecuación IV.4.1 (Sensors and Software Inc., 1993).

$$S = \frac{2h}{\sqrt{\epsilon - 1}} \quad (\text{IV.4.1})$$

donde:

S = Separación de las antenas (m).

h = Profundidad de exploración (m).

ϵ = Constante dieléctrica o permitividad dieléctrica (adimensional).

Tabla IV.4.1. Separación mínima de las antenas, intervalo de muestreo espacial y temporal máximo, para diferentes frecuencias centrales (Annan, 1996).

Frecuencia central (MHz)	Separación mínima (m)	Muestreo espacial (m)	Muestreo temporal (ns)
50	2.00	0.50	3.30
100	1.00	0.25	1.67
200	0.50	0.10	0.83

La separación mínima que se empleó en todos los perfiles levantados fue S = 1.00 m.

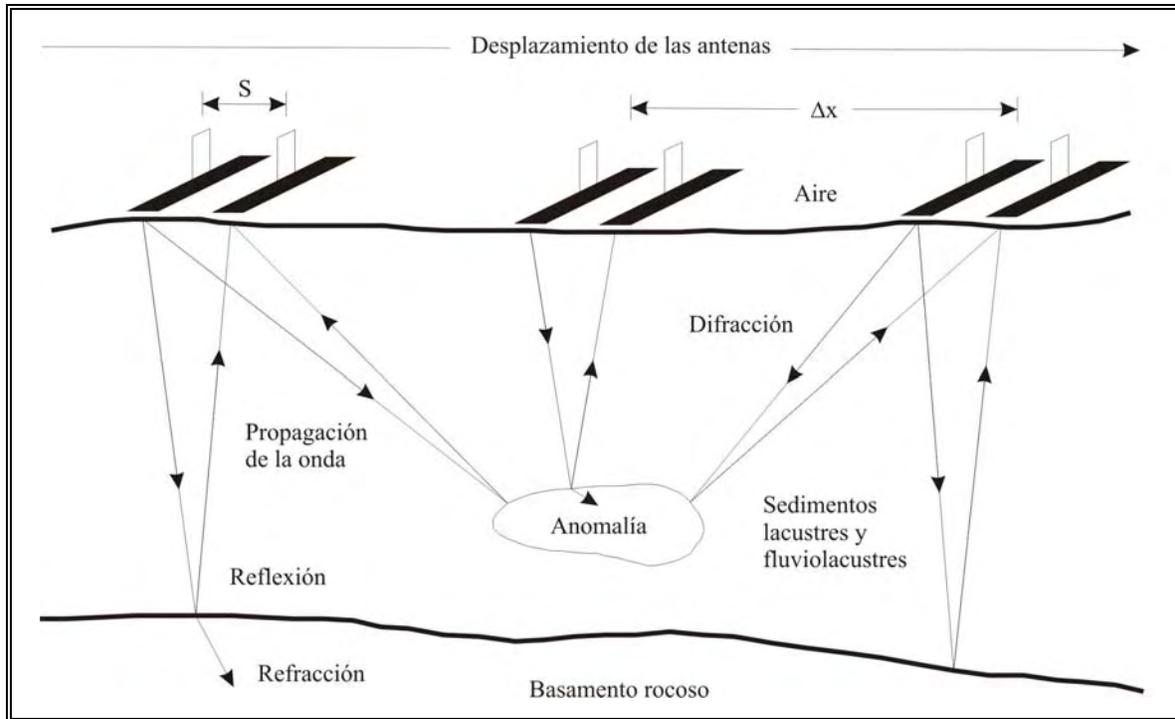


Fig. IV.4.2. Disposición del arreglo de las antenas empleando el método de reflexión de punto fijo (Ibáñez-Garduño, 1998).

El intervalo de muestreo espacial, es decir la distancia a la cual se toman lecturas, es un parámetro que sirve para evitar que las respuestas se superpongan, así como también para asegurar que el objetivo sea identificado adecuadamente. Generalmente el valor es de un cuarto a un medio de la longitud de onda de la frecuencia central (tabla IV.4.1); si es más grande se pierde detalle. También se puede determinar mediante la ecuación IV.4.2 (Sensors and Software Inc., 1993).

$$\Delta x = \frac{c}{4 f_c \sqrt{\epsilon_r}} = \frac{75}{f_c \sqrt{\epsilon_r}} \quad (\text{IV.4.2})$$

donde:

Δx = Muestreo espacial (m).

c = Velocidad de propagación de una onda electromagnética en el vacío.

f_c = Frecuencia central (MHz).

ϵ_r = Constante dieléctrica relativa o permitividad dieléctrica relativa (adimensional).

El intervalo de muestreo espacial que se empleó en todos los perfiles levantados fue $\Delta x = 0.50$ m.

El apilado es un proceso que consiste en promediar las respuestas de los pulsos enviados en un mismo punto, para de esta manera minimizar el ruido y enfatizar las señales reflejadas. El equipo empleado permite un apilado de 1 a 2,048, sin embargo entre mayor sea este, mayor es el tiempo de recolección de datos; para los estudios realizados se empleó un valor de 64 que proporciona resultados aceptables (Ibáñez-Garduño, 1998).

La ventana de tiempo es un parámetro que corresponde a la ventana de despliegue de datos, y se determina a partir de la ecuación IV.4.3 (Sensors and Software Inc., 1993).

$$W = 1.3 \left(\frac{2h}{v} \right) \quad (\text{IV.4.3})$$

donde:

W = Ventana de tiempo (ns).

v = Velocidad mínima de propagación de la onda electromagnética en el medio (m/ns).

Cuando se calcula el tamaño de la ventana de tiempo, se debe exceder aproximadamente en un tercio la profundidad de exploración. También se debe tener en cuenta que entre más grande sea dicha ventana, se procesan más datos y por lo tanto se incrementa el tiempo de prospección. La ventana de tiempo que se empleó en todos los perfiles levantados fue $W = 250$ ns.

En lo que se refiere al intervalo de muestreo temporal, el cual es el tiempo en que se registra la señal en cada punto, en la tabla IV.4.1 aparecen los valores máximos para las frecuencias centrales empleadas. También se puede calcular con la ecuación IV.4.4 (Sensors and Software Inc., 1993).

$$t = \frac{1,000}{6 f_c} \quad (\text{IV.4})$$

donde:

t = Intervalo de muestreo temporal (ns).

La profundidad de exploración que se empleó en la mayoría de los casos fue de 10 m con excepción del perfil que se levantó sobre la falla superficial Central Camionera donde dicha profundidad fue de 15 m.

El proceso que se realizó a los datos obtenidos en campo fue un filtro pasa bajas, aplicando una frecuencia de corte de 93.5 MHz, correspondiente al 30% de la frecuencia de Nyquist. Lo anterior permitió eliminar componentes de alta frecuencia o ruido, conservando las señales con información representativa.

Dado que el estrato superficial que cubre la mayor parte de la Ciudad de Morelia corresponde a una arcilla que sobreyace a una secuencia de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres, se consideró una velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas $v = 0.10$ m/ns y una atenuación del medio $\alpha = 1$ dB/m, de acuerdo a valores establecidos (Ulriksen, 1982; Davis y Annan, 1989; Lorenzo, 1994; Smemoe, 2000).

Todos los perfiles que se llevaron a cabo, se realizaron perpendicularmente al eje de la traza de las fallas en la superficie ocasionadas por los PSCF que afectan a la ciudad. En la mayoría de los casos se trató de enriquecer dichos perfiles con información adicional como sondeos profundos (pozos litológicos), sondeos superficiales (pozos a cielo abierto, PCA), trincheras, etc.; de esta manera se facilita en gran medida su interpretación.

IV.4.4 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.

IV.4.4.1 Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán

De la campaña de prospección geofísica que se llevó a cabo en la Ciudad de Morelia para el estudio de los PSCF, a continuación se muestran los radargramas que presentaron mejores resultados, acompañados de un diagrama que facilita su interpretación, los cuales se elaboraron empleando toda la información disponible de trincheras, PCA y sondeos litológicos. En la figura IV.4.3 se muestra la ubicación de dichos estudios.

IV.4.4.1.1 Falla Central Camionera

En la falla Central Camionera el perfil realizado se llevó a cabo en las instalaciones del IMSS, con una dirección N-S. En el radargrama resultante se puede observar un plano de falla con una inclinación hacia el NO, así como la afectación que sufren las secuencias lacustres y/o fluviolacustres de la ciudad producto de los PSCF, la cual es de aproximadamente 40 m en el bloque que se hunde (NO) (fig. IV.4.4).

Con la información existente de dos sondeos profundos que se llevaron a cabo para el estudio del subsuelo en dichas instalaciones (S-11 y S-12), se complementó lo observado en el radargrama. En el sondeo S-11 la ignimbrita (cantera de Morelia), se encontró a una profundidad de 12.50 m, mientras que en el S-12 la exploración llegó a los 20 m sin localizarla. Lo anterior es un indicio de la presencia de una falla geológica de tipo normal sepultada por las secuencias mencionadas y localizada entre los dos sondeos. La geometría de la hipérbola que se aprecia en el radargrama puede ser la respuesta de una estratificación de canal fluvial, por debajo del cual se localiza la falla normal.

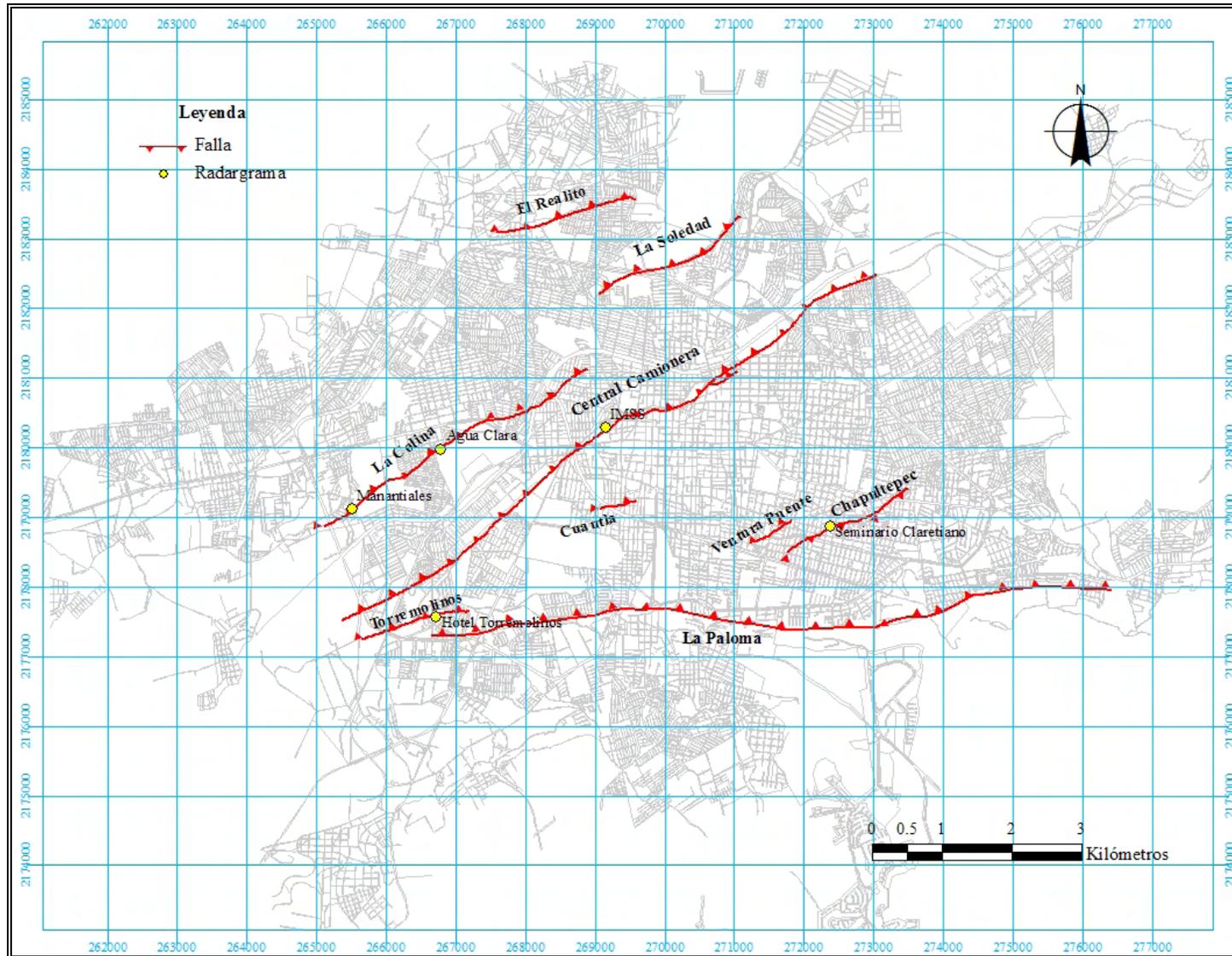


Fig. IV.4.3. Localización de los perfiles realizados con el GPR en la Ciudad de Morelia.

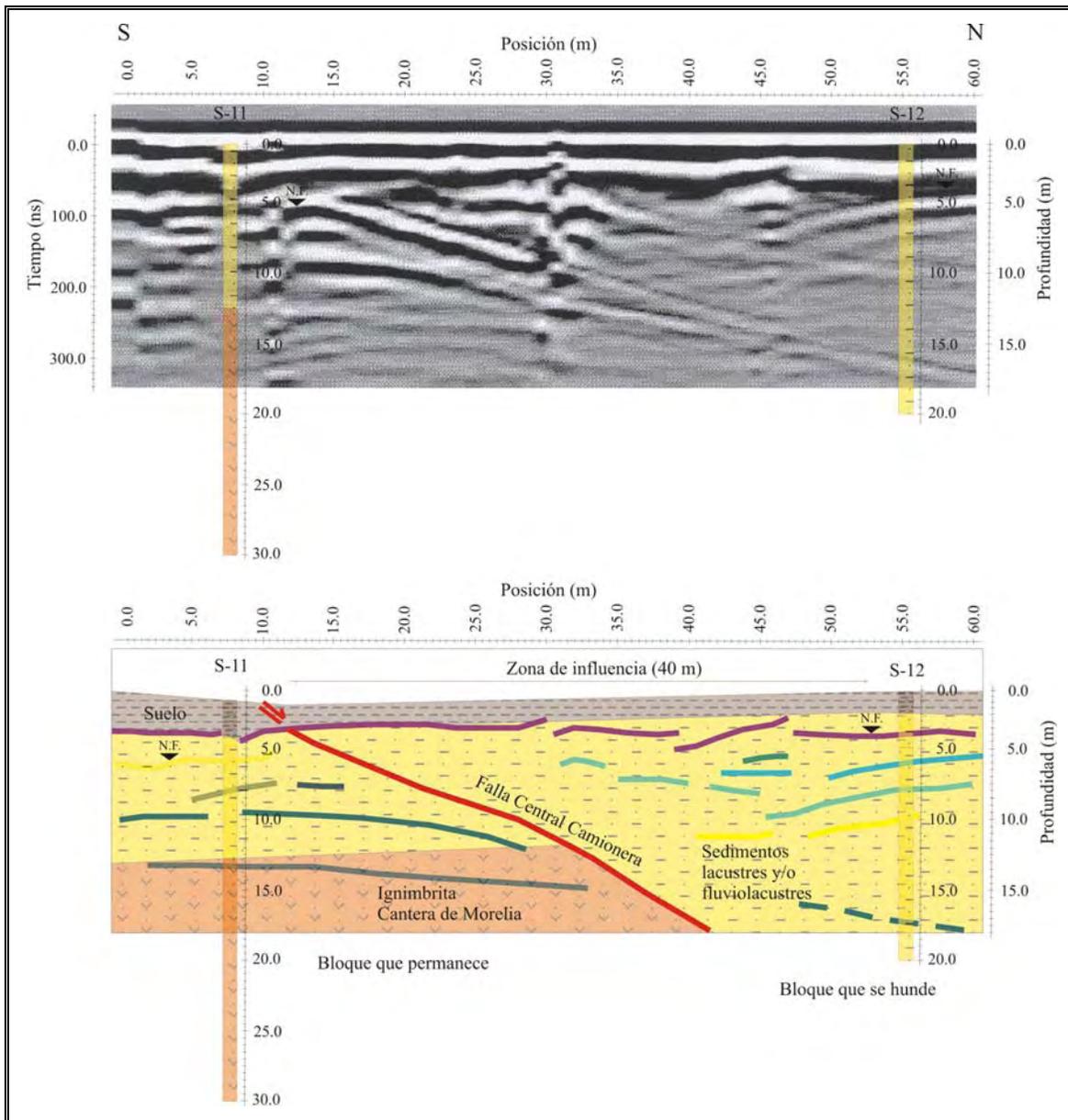


Fig. IV.4.4. Radargrama de la falla Central Camionera y su diagrama de interpretación.

S = 1 m; $\Delta x = 0.50$ m; Apilado = 64; W = 250 ns; Prof. de exploración = 15 m; $v = 0.10$ m/ns; $\alpha = 1$ dB/m.

IV.4.4.1.2 Falla Chapultepec

La prospección que se llevó a cabo en la falla Chapultepec se realizó en el Seminario Claretiano, donde los PSCF han dañado a tres edificios, uno de los cuales tuvo que ser demolido; con una dirección N-S. En la superficie la evidencia de la falla (hundimiento de 50 cm de un labio de la grieta con respecto del otro), se localiza entre las posiciones 3 y 5

m del radargrama que se aprecia en la figura IV.4.5, en el cual se observa un reflector que se inclina de 15 a 20° hacia el SE con su punto más superficial directamente debajo de donde se presenta dicha evidencia (posición de 3 m), por lo que se considera al mencionado reflector como un plano de falla principal; también es posible identificar otro plano antitético al anterior que se interpreta como el contacto entre el espesor de arcilla con el de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres; una zona de influencia de 20 m en el bloque que se hunde (SE), así como un “salto real” o desnivel (desfasamiento de los estratos de un mismo material ocasionado por la presencia de una falla geológica) de 2 m entre un bloque y otro. Por debajo del contacto señalado, el plano de falla principal no es tan visible, posiblemente por la atenuación de la señal.

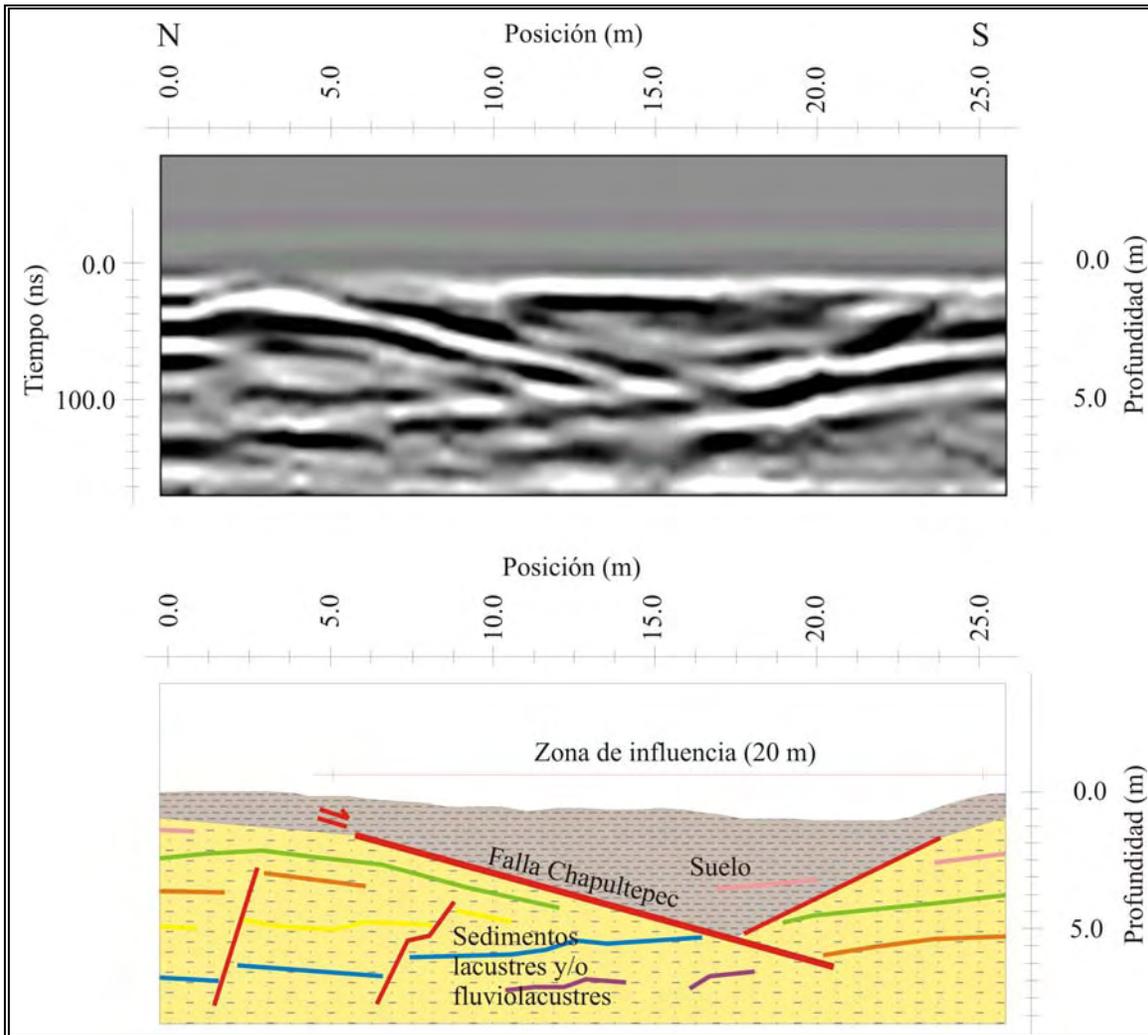


Fig. IV.4.5. Radargrama de la falla Chapultepec y su diagrama de interpretación.

S = 1 m; $\Delta x = 0.50$ m; Apilado = 64; W = 250 ns; Prof. de exploración = 10 m; $v = 0.10$ m/ns; $\alpha = 1$ dB/m.

IV.4.4.1.3 Falla Torremolinos

El perfil que se realizó para estudiar la falla Torremolinos presentó una dirección N-S. El radargrama que arrojó esta exploración, el cual se puede apreciar en la figura IV.4.6, presenta la particularidad de que en él se puede identificar una zona propiamente de colapso de las arcillas hacia el NO (bloque que se hunde) ente las posiciones 14 y 23 m en forma de depresión formada por dos reflectores inclinados; a dicha zona de colapso se le suma un área de influencia, para resultar en una afectación del orden de los 25 m. En la superficie la evidencia de la falla se localiza entre las posiciones 16 y 19 m, coincidiendo con la zona de mayor deformación que se observa en el radargrama (zona de influencia de la falla). También se pueden observar algunos planos de fallas secundarias, que van de sub-verticales a los 30° que presenta el plano principal, el cual es el reflector inclinado que es posible apreciar con mayor claridad. Finalmente entre las posiciones 25 y 30 m a una profundidad aproximada de 6 m, se visualiza un reflector que no tiene continuidad del otro lado del plano de falla principal, que se interpreta como el contacto entre las arcillas y los sedimentos lacustres y/o fluviolacustres. En este caso es difícil determinar un desnivel entre los bloques, dada la gran deformación presente. A escasos metros de donde se levanto el perfil con el GPR se excavó una trinchera, que permitió una interpretación más sencilla del radargrama en cuestión.

IV.4.4.1.4 Falla La Colina

En lo que respecta a la falla La Colina, dos fueron las prospecciones geofísicas que proporcionaron buenos resultados; la primera de ellas se llevó a cabo en la colonia Agua Clara, mientras que la segunda en el fraccionamiento conocido como Manantiales.

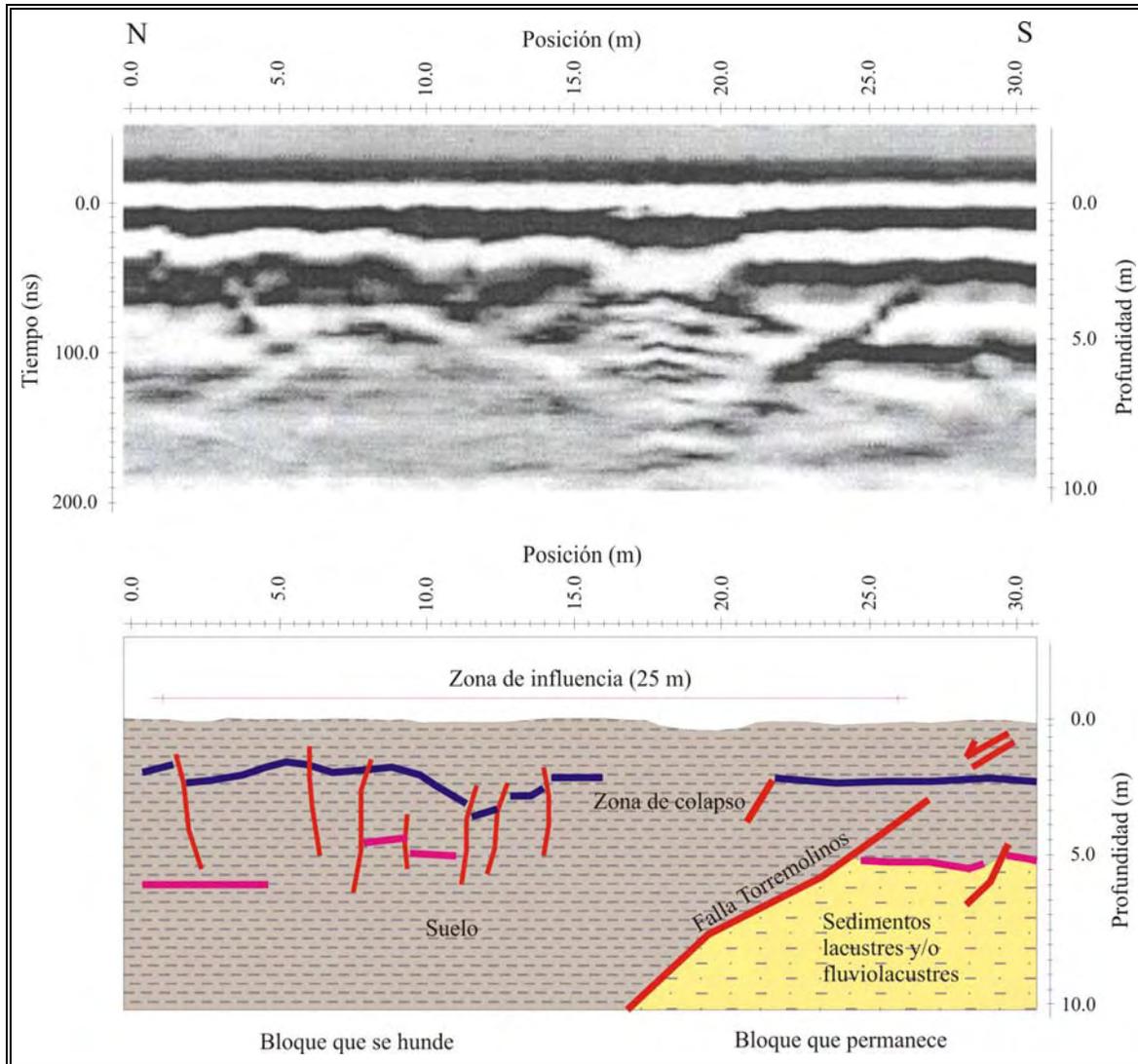


Fig. IV.4.6. Radargrama de la falla Torremolinos y su diagrama de interpretación.

S = 1 m; $\Delta x = 0.50$ m; Apilado = 64; W = 250 ns; Prof. de exploración = 10 m; $v = 0.10$ m/ns; $\alpha = 1$ dB/m.

IV.4.4.1.4.1 Exploración Agua Clara

La dirección del perfil que se llevó a cabo en esta exploración fue NO-SE, su radargrama aparece en la figura IV.4.7, en el cual se aprecia con claridad un reflector inclinado que representa un plano de falla asociado a la falla denominada La Colina, que es posible observar en superficie a escasos metros de donde se levantó el perfil, con la afloración de los basaltos del volcán Quinceo, los cuales se representan en la interpretación realizada. A la izquierda de dicho plano se aprecia un bloque que se hunde (hacia el Norte) generando una zona de influencia de alrededor de 23 m, dentro de la cual se visualizan otros dos

reflectores inclinados, el primero y más pequeño entre las posiciones 3 y 5 m, y el segundo entre las posiciones 9 y 14 m formando una depresión con el plano de falla principal que en un futuro si la deformación continua puede llegar a convertirse en una zona de colapso; ambos reflectores se interpretan como planos de falla antitéticos al principal producidos por el basculamiento de algunos bloques de basalto. El hundimiento mencionado genera un “salto real” aproximado de 5 m. El plano de falla principal también representa el contacto entre las arcillas que se encontraron con ayuda de un PCA (pozo a cielo abierto) realizado aproximadamente en la posición 14 m, y los basaltos señalados.

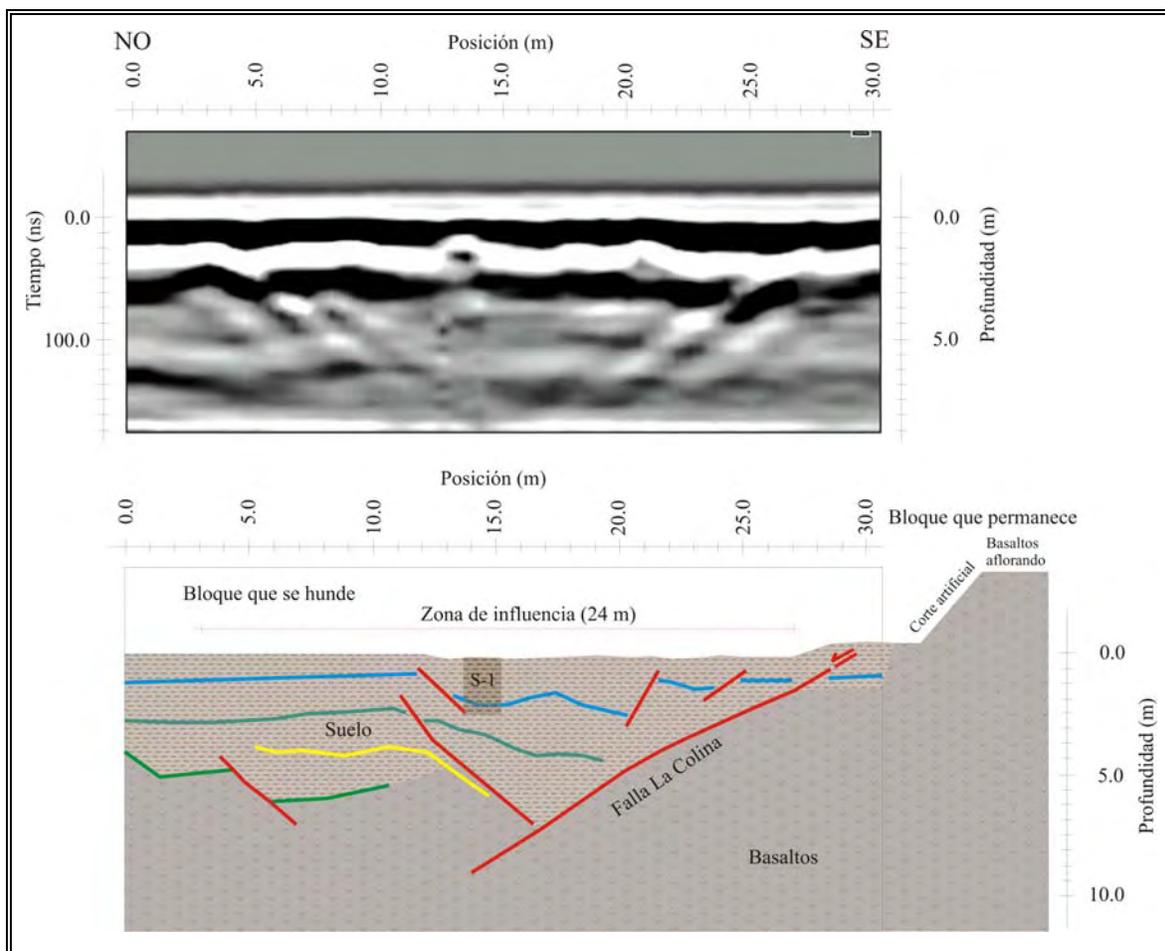


Fig. IV.4.7. Radargrama de la falla La Colina (exploración Agua Clara) y su diagrama de interpretación.
 $S = 1 \text{ m}$; $\Delta x = 0.50 \text{ m}$; Apilado = 64; $W = 250 \text{ ns}$; Prof. de exploración = 10 m; $v = 0.10 \text{ m/ns}$; $\alpha = 1 \text{ dB/m}$.

IV.4.4.1.4.2 Exploración Manantiales

Para el caso de esta exploración, el perfil realizado presentó la misma dirección que el caso anterior, es decir NO-SE. En la figura IV.4.8 se muestra el radargrama resultante donde se pueden apreciar dos reflectores inclinados que forman una depresión en la cual se concentra la mayor parte de la deformación, dando como resultado una zona de influencia de aproximadamente 25 m. En la superficie la evidencia de la falla se localiza entre las posiciones 18 y 20 m del radargrama, por lo que el reflector de la derecha se interpreta como un plano de falla principal que se inclina hacia el NO, mientras que el de la izquierda es un plano antitético al anterior. Para reforzar lo mencionado se cuenta con la información de dos PCA que se ubican entre las posiciones 27 y 30 m, en el S-1 se excavaron 2 m de arcillas mientras que en el S-2 a los 60 cm se encontró una secuencia de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres altamente consolidada, lo que es un indicio claro del diferente espesor de arcillas entre ambos bloques de la falla, el cual se produjo a causa de la presencia de una falla geológica sepultada. También entre los 7 y 8 m de profundidad en el radargrama, se aprecia un reflector más o menos horizontal que se interpreta como el contacto entre los sedimentos y las coladas de basalto del volcán Quinceo. Finalmente, en dicho radargrama es posible visualizar un “salto real” de 3 m entre ambos bloques de la falla.

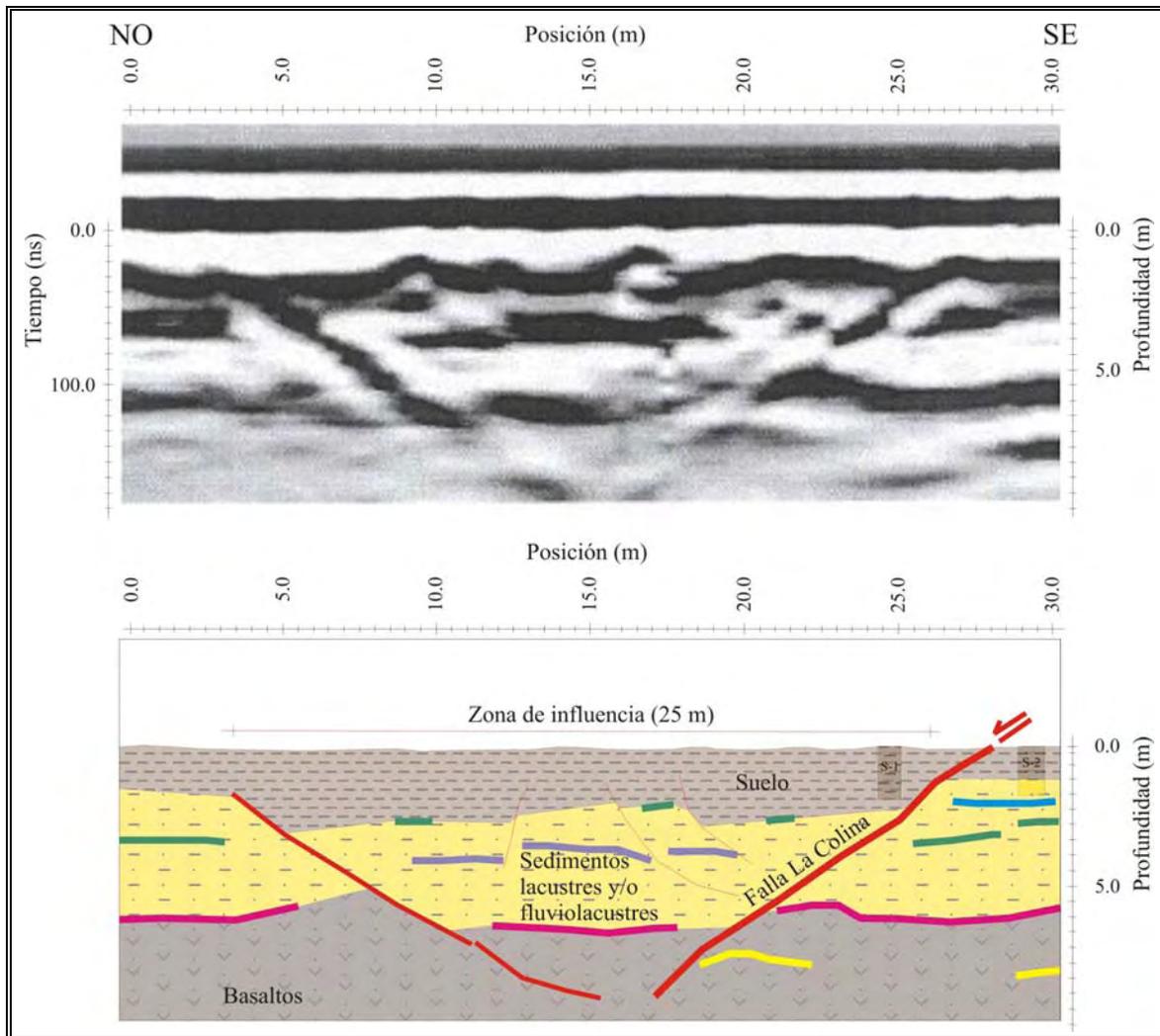


Fig. IV.4.8. Radargrama de la falla La Colina (exploración Manantiales) y su diagrama de interpretación.
 $S = 1 \text{ m}$; $\Delta x = 0.50 \text{ m}$; Apilado = 64; $W = 250 \text{ ns}$; Prof. de exploración = 10 m; $v = 0.10 \text{ m/ns}$; $\alpha = 1\text{dB/m}$.

IV. RESULTADOS

IV.5 Monitoreo con GPS

El monitoreo de los PSCF a través de mediciones con GPS tiene la finalidad de determinar el comportamiento de la superficie terrestre en una zona donde se lleven a cabo este tipo de procesos, es decir calcular los hundimientos o levantamientos generados en un tiempo determinado a través de la instalación de una red de testigos permanentes.

IV.5.1 GPS

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS), o de manera más correcta NAVSTAR GPS, es un Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS) desarrollado por el Departamento de la Defensa de los Estados Unidos para apoyar los requerimientos de navegación y posicionamiento precisos con fines militares. El sistema está conformado por una constelación de satélites (fig. IV.5.1) que transmite rasgos de señales utilizados para el posicionamiento y localización en cualquier parte del globo terrestre, ya sea por tierra, mar o aire, de un objeto, una persona, un vehículo o una nave, con una precisión hasta de centímetros (GPS diferencial o DGPS), aunque lo habitual son unos pocos metros. En la actualidad se cuenta con tres sistemas de este tipo, el GPS estadounidense, el GLONASS ruso y, el Galileo europeo.



Fig. IV.5.1. Satélite NAVSTAR GPS (Wikipedia).

IV.5.1.1 Componentes

El GPS está integrado por tres segmentos o componentes:

1. El espacial
2. El de control
3. El usuario

El segmento espacial consiste en los satélites GPS que emiten señales de radio desde el espacio, formando una constelación de 24 satélites (21 operativos y 3 de respaldo) distribuidos en 6 órbitas sincronizadas para cubrir toda la superficie terrestre (4 satélites por órbita), con un período de rotación de 12 horas, a una altitud aproximada de 20,200 km y, a una inclinación de 55° respecto al plano ecuatorial. Esta distribución espacial permite al usuario disponer de 5 a 8 satélites visibles en cualquier momento.

El segmento de control está conformado por una estación maestra de control (MCS) situada en la base aérea Falcon en Colorado Spring en los Estados Unidos y, cinco estaciones monitoras (MS) distribuidas en la superficie terrestre, que continuamente monitorean a cada satélite analizando las señales emitidas por estos y, a su vez actualizan los datos de los elementos y mensajes de navegación, así como también las correcciones de reloj de los satélites. Dichas estaciones se ubican estratégicamente cercanas al plano ecuatorial (Hawai, Kwajalein, Diego García, Ascensión y Colorado Spring) y, en todas se cuenta con receptores con relojes de muy alta precisión.

El segmento usuario lo integran los receptores GPS que registran las señales emitidas por los satélites para el cálculo de su posición, tomando como base la velocidad de la luz y el tiempo de viaje de la señal, de esta manera se obtienen las pseudodistancias entre cada satélite y el receptor en un tiempo determinado. Para que el receptor tenga la posibilidad de determinar las coordenadas X, Y, Z, así como el tiempo, es necesario que observe cuatro satélites en tiempo común.

IV.5.1.2 Funcionamiento

El sistema GPS tiene la finalidad de calcular la posición de un punto cualquiera, para ello el receptor a través de un software integrado calcula las distancias de dicho punto a un mínimo de tres satélites, cuya posición es conocida por el receptor en función de las efemérides (cinco parámetros orbitales) que los mismos satélites transmiten. Dichas distancias se miden multiplicando el tiempo de viaje de la señal emitida desde el satélite, por su velocidad de propagación; para lo que es necesario que los relojes tanto de los satélites como de los receptores estén sincronizados, ya que deben generar simultáneamente el mismo código. Sin embargo existe un error de sincronización debido a que los relojes de los receptores son osciladores de cuarzo imprecisos, por lo que estas distancias se denominan pseudodistancias. Lo anterior añade una incógnita más para poder determinar la posición exacta del punto deseado, por lo que resulta imprescindible un mínimo de cuatro satélites para lograrlo.

IV.5.1.3 Aspectos de la señal GPS

El elemento clave de la precisión del sistema, es el hecho de que los componentes de la señal están controlados por relojes atómicos muy precisos. Los satélites tienen a bordo cuatro normas de tiempo: dos relojes de Rubidio y dos relojes de Cesio. Estas normas de frecuencia altamente precisas constituyen el corazón de los satélites GPS, produciendo la frecuencia fundamental en la banda L (10.23 MHz). A partir de dicha frecuencia se derivan coherentemente dos señales, las ondas portadoras L1 y L2 que se generan al multiplicar la frecuencia fundamental por 154 y 120 respectivamente, por lo que $L1 = 1,575.42$ MHz (19 cm) y $L2 = 1,227.60$ MHz (24 cm). Estas frecuencias duales son esenciales para eliminar el error causado por la refracción ionosférica. Además los satélites transmiten una señal de 50 Hz en ambas ondas portadoras L1 y L2, que incluye las efemérides y las correcciones por desviación de sus relojes.

Las pseudodistancias que se obtienen a partir del tiempo de viaje de la señal, medido desde cada satélite al receptor, emplean dos códigos de ruido pseudo aleatorios (PRN) modulados

(sobrepuestos) sobre las frecuencias L1 y L2. Existen además dos códigos que viajan a través de dichas frecuencias, el primero de ellos es el C/A (código de adquisición imprecisa) con frecuencia 1.023 MHz, designado también como servicio estándar de determinación de la posición (SPS: Standar Position Service), el cual se emplea para usos civiles; este código tiene una longitud de onda de 293.1 m y está modulado solamente sobre L1, omitido a propósito de L2. El segundo código es el P (código de precisión) con una frecuencia 10 veces superior al código C/A, también designado como servicio preciso de determinación de la posición (PPS: Precise Position Service), reservado para uso militar de los Estados Unidos, así como para otros usuarios autorizados; este código tiene una longitud de onda de 29.31 m y está modulado sobre ambas frecuencias portadoras L1 y L2.

IV.5.1.4 Fuentes de error

Las fuentes de error que afectan de manera significativa las medidas realizadas con el GPS son las que se mencionan a continuación.

Perturbación ionosférica

La ionosfera está formada por una capa de partículas cargadas eléctricamente que modifican la velocidad de propagación de las señales de radio que la atraviesan.

Fenómenos meteorológicos

En la troposfera, cuna de los fenómenos meteorológicos, el vapor de agua afecta a las señales electromagnéticas disminuyendo su velocidad. Los errores generados son similares en magnitud a los ocasionados por la ionosfera, sin embargo su corrección es prácticamente imposible.

Imprecisión en los relojes

Los relojes atómicos de los satélites presentan ligeras desviaciones a pesar de su cuidadoso ajuste y control; lo mismo sucede con los relojes de los receptores.

Interferencias eléctricas imprevistas

Las interferencias eléctricas pueden ocasionar correlaciones erróneas de los códigos pseudoaleatorios o un redondeo inadecuado en el cálculo de una órbita. Si el error es grande resulta fácil detectarlo, sin embargo no sucede lo mismo cuando las desviaciones son pequeñas y causan errores de hasta un metro.

Error multisenda

Las señales transmitidas desde los satélites pueden sufrir reflexiones antes de llegar al receptor. Los receptores modernos emplean técnicas avanzadas de proceso de señal, así como antenas de diseño especial para minimizar este error que resulta muy difícil de modelar al ser dependiente del entorno en el cual se ubique la antena GPS.

Interferencia "Disponibilidad Selectiva S/A"

Constituye la mayor fuente de error y es introducida deliberadamente por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos.

Topología receptor-satélite

Los receptores deben considerar la geometría receptor-satélites visibles empleada en el cálculo de las distancias, ya que una determinada configuración espacial puede aumentar o disminuir la precisión de las mediciones. Los receptores más avanzados utilizan un factor multiplicativo que modifica el error de medición de la distancia (dilución de la precisión geométrica).

IV.5.1.5 GPS Diferencial

El GPS diferencial (DGPS) es un sistema que proporciona a los receptores correcciones de los datos obtenidos de los satélites. Dichas correcciones una vez aplicadas, generan una mayor precisión en el cálculo de la posición. Para poder emplear este sistema es necesario ubicar un receptor en una posición conocida de la superficie terrestre (estación base), el cual calcula su posición en función de las distancias a los satélites que observa; la diferencia entre la posición calculada y la exacta constituye el error en la medición, que se

puede transmitir en un código predefinido y, de esta manera cualquier otro receptor con capacidad de corrección diferencial puede acceder a él para corregir su posición. La técnica DGPS elimina prácticamente los errores S/A siempre y cuando el receptor diferencial se localice próximo a la base emisora de la corrección (a menos de 1,000 km). Las correcciones pueden enviarse desde una estación base, una estación virtual (Internet), estaciones de radio comerciales, así como desde un sistema de satélites diseñado para tal efecto (WAAS-Estados Unidos, EGNOS-Europa y MSAS-Japón). Existen dos tipos de sistemas DGPS, los de área local (LADGPS) y, los de área amplia (WADGPS); la diferencia entre ambos, como su nombre lo indica es el área de cobertura del sistema.

IV.5.1.6 Aspectos externos para el buen funcionamiento del GPS

Para lograr un levantamiento exitoso con GPS, es necesaria una recepción clara de las señales de los satélites; por lo tanto los receptores deben instalarse en sitios libres de obstrucciones: no deben de existir árboles, edificios altos, montañas, etc., que puedan interferir la línea de visibilidad entre la antena GPS y los satélites. Lo anterior se aplica con mayor rigor para los receptores que trabajan como estación de referencia.

Las características necesarias para lograr una buena precisión de los puntos medidos, depende del número de satélites observados o enganchados, de la señal de ruido, de la elevación de la máscara, de la línea base, de la geometría de la constelación de satélites (PDOP: Position Dilution of Precision), del tiempo de observación del punto o vértice por posicionar, de las efemérides, de las perturbaciones atmosféricas (ionosféricas y troposféricas), del efecto multitrayectoria y, de la resolución de ambigüedades. La temperatura ambiental para la operación es similar en todos los instrumentos GPS, con un promedio de -20 a 55° C.

IV.5.2 GPS empleado

Para esta investigación se empleó un par de GPS 500 de Leica Geosystems, el cual está conformado por un receptor GPS (RS500) que tiene 12 canales en L1 y 12 canales en L2 y, trabaja en código y fase, para recibir en este caso las señales de los satélites NAVSTAR y determinar la distancia a aquellos que se encuentren visibles; una antena microstrip L1/L2 AT502 con plano de tierra integrado, para captar dichas señales; una Terminal GPS (TR500) compuesta por teclado y pantalla para controlar al receptor y; un programa de post-proceso de los datos GPS (SKI-Pro), que permite procesar las observaciones realizadas con el receptor, a fin de determinar las líneas base y las coordenadas (fig. IV.5.2). El software estático, cinemático SKI-Pro es el programa estándar de post-proceso para los receptores de doble frecuencia.



Fig. IV.5.2. Elementos del sistema GPS 500; a). Antena microstrip L1/L2 AT502; b). Batería externa; c). Receptor GPS RS500 y terminal GPS TR500.

IV.5.3 Método empleado

Existen principalmente tres modos de llevar a cabo una medición con GPS: el estático, el dinámico y en tiempo real; el primero de ellos tiene la variante denominada estático rápido. La precisión de una medición depende del tiempo de observación y, este a su vez está en función de la longitud de línea base, del número de satélites disponibles, de la geometría de dichos satélites (GDOP) y, de las condiciones atmosféricas. En el caso de mediciones en modos estático y estático rápido, la antena debe tener total estabilidad durante toda la ocupación en un punto, de lo contrario la calidad de las coordenadas durante el post-proceso se ve afectada. Dado que para el monitoreo de los PSCF es necesaria una precisión del orden de milímetros, se optó por el modo estático rápido que se caracteriza por tiempos cortos de observación.

Las observaciones en modo estático rápido deben presentar cuatro o más satélites con un $GDOP \leq 8$ y, un ángulo de elevación mayor a 15° , tanto en la estación de referencia como en el punto de interés. Sin embargo las condiciones ideales son en la presencia de cinco o más satélites con un $GDOP \leq 5$ y, un ángulo de elevación mayor a 20° .

La medición con GPS es un método diferencial, el cual consiste en observar y calcular una línea base entre dos receptores. Cuando dichos receptores observan el mismo conjunto de satélites en forma simultánea, los efectos atmosféricos se anulan en gran parte; por lo tanto entre más corta sea la línea base, mayor es la probabilidad de que la transmisión de señales a los dos receptores se lleve a cabo en condiciones atmosféricas idénticas.

IV.5.4 Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán

El monitoreo de los PSCF que se presentan en la Ciudad de Morelia está integrado de cinco etapas, la primera de ellas fue la instalación de una red de testigos permanentes que consiste de un punto base y 54 puntos de control (tornillos) en ambos bloques de las fallas superficiales (fig. IV.5.3). La función del punto base es acortar la longitud de las líneas base y de esta manera reducir los tiempos de observación, por lo que dicho punto se colocó en un área estratégica dentro del área de estudio.

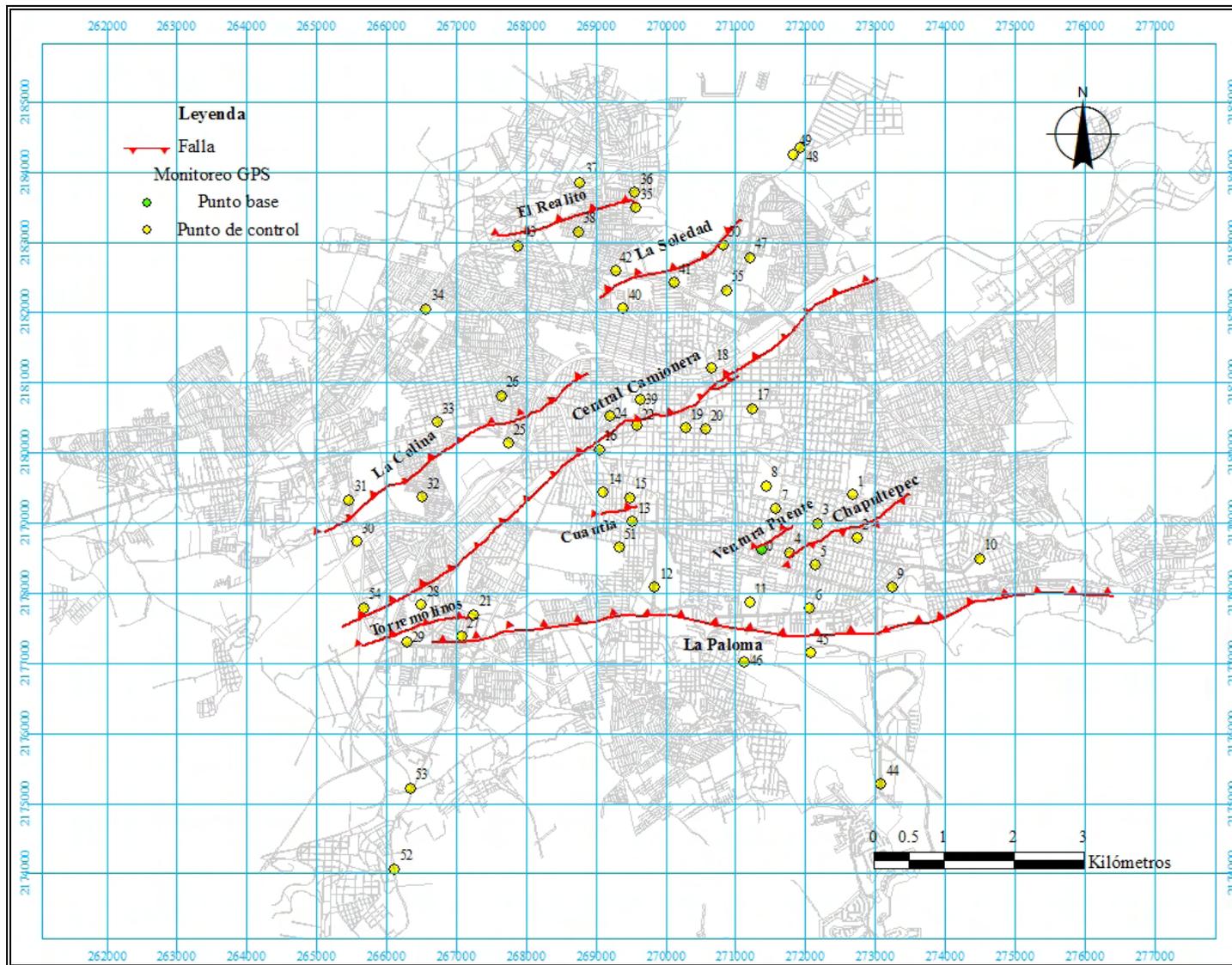


Fig. IV.5.3. Localización del punto base y de los puntos de control, empleados para el monitoreo con GPS de los PSCF que se presentan en la Ciudad de Morelia.

La segunda etapa (verano 2005) consistió en una primera medición de los mencionados puntos, para lo cual el primer paso fue determinar la posición exacta del punto base empleando el modo estático, así como la información de la Red Nacional Geodésica Activa (RGNA) instalada y operada por el INEGI, específicamente de la estación Toluca que es la más cercana a la Ciudad de Morelia. A continuación se realizaron las mediciones de todos los puntos de control empleando el modo estático rápido, para lo cual se emplearon dos GPS, uno fijo en el punto base y otro con el que se posicionó en cada uno de los puntos de control.

En las etapas restantes (tercera, verano 2006; cuarta, invierno 2006 y; quinta, verano 2007), se llevaron a cabo una segunda, una tercera y una cuarta medición de los puntos de control respectivamente, para lo cual se siguió el mismo procedimiento realizado en la primera medición. En la tabla IV.5.1 se presentan los desplazamientos totales observados durante todo el periodo de monitoreo (dos años), es decir el resultado de hacer la diferencia entre las coordenadas del último monitoreo (verano 2007) y del primero (verano 2005).

Para su mejor apreciación y para poder analizar el desplazamiento que sufre la superficie terrestre en la Ciudad de Morelia, los resultados del monitoreo se dividieron en dos periodos, cada uno de un año (verano 2005 - verano 2006 y verano 2006 – verano 2007); así como también se separaron los desplazamientos verticales de los horizontales para su presentación. En las figuras IV.5.4 y IV.5.5 se muestran dos mapas con los resultados del primer periodo de monitoreo (verano 2005 - verano 2006), en la primera de ellas se pueden apreciar los desplazamientos verticales que experimentaron cada uno de los puntos de control, así como el punto base; mientras que la segunda hace referencia a los desplazamientos horizontales, para lo cual fue necesario determinar la resultante de los desplazamientos en longitud y latitud de cada uno de los puntos de control medidos. Los resultados del segundo periodo de monitoreo (verano 2006 – verano 2007), se presentan de la misma manera que para el periodo anterior y, estos se pueden apreciar en las figuras IV.5.6 y IV.5.7, donde se muestran mapas de desplazamientos verticales y horizontales respectivamente. En las figuras IV.5.4 y IV.5.6 se aprecian algunos puntos negros que representan levantamientos de los cuales no se ha identificado su causa o fuente de error.

Tabla IV.5.1. Resultados del monitoreo con GPS de los PSCF que se presentan en la Ciudad de Morelia (verano 2005 - verano 2007).

No.	Nombre	Desplazamiento (cm)		
		X	Y	Z
0	Base	-1.03	-0.73	-3.95
1	Venustiano Carranza	-1.51	-1.11	-2.51
2	Fantasma Figueroa	-1.93	-1.17	-3.05
3	Glorieta Peña y Peña	-1.48	-1.45	-3.39
4	SEDESOL	-0.88	-0.99	-3.50
5	Secundaria "Santos Degollado"	0.23	-0.30	-3.65
6	IMSS Camelinas	-1.55	-0.27	-6.87
7	Cruz Roja (Ventura Puente)	-3.37	-1.44	0.27
11	Centro de Convenciones	-1.87	-0.20	-3.83
12	Zoológico	-2.25	-0.59	-3.54
13	Cancha de Básquet (Av. Solidaridad)	-0.24	-0.11	-3.54
14	Unidad Deportiva IMJUD	-1.37	1.21	-0.48
15	Comercial Mexicana Centro	1.24	-0.06	-11.45
16	Obelisco Niños Héroe	-1.36	-0.52	-6.10
17	Deportivo 1° de Mayo	0.62	-2.44	-7.05
18	Gasolinera (Av. Morelos vs Río Grande)	-0.35	-1.81	-5.90
20	Templo San José	-1.06	-0.29	-6.53
21	Cinépolis La Huerta	-0.46	-1.19	-2.02
22	Guadalupe Victoria vs Santiago Tapia	-2.14	-2.09	-0.24
24	Glorieta Av. Michoacán	-2.75	-1.06	-10.24
25	Aurrera Av. del Pedregal	-0.30	-1.41	-7.52
26	Mercado Av. del Pedregal	0.20	-2.38	-10.33
27	Centro Estatal de Estudios Municipales	-0.24	-1.50	-5.83
28	Deportivo INDECO	-0.75	-0.17	-3.57
29	Protección Civil del Estado	0.11	-0.28	1.19
30	Jardín Manantiales	-1.23	-1.22	-4.51
31	Obras Públicas del Municipio	0.43	-1.84	-4.09
32	López Mateos	-1.08	-2.42	-3.71
33	La Corona (Av. Madero Poniente)	-1.11	-1.30	-6.01

34	Central Camionera	-0.53	-1.29	-3.02
35	Gasolinera (Camino a Torreón Nuevo)	1.39	-0.45	-5.24
36	Super 10 (Camino a Torreón Nuevo)	0.63	-1.42	-12.58
37	Fin del pavimento	0.71	-1.54	-10.69
38	Jardín	-0.18	-0.33	-6.26
39	CFE Colonia Industrial	-2.08	-1.24	-6.35
40	NADRO	-0.56	0.10	-5.79
41	Cancha	-1.99	0.62	-7.45
42	Gasolinera Cantera	-3.50	-0.94	-8.74
43	El Realito	-2.92	6.00	-16.91
44	Tecnológico de Monterrey	-1.07	-0.76	-6.44
45	La Bandera	-1.80	-0.48	-4.24
46	Valladolid Prepa	-1.68	-1.66	-3.75
47	Pabellón Don Vasco	-0.64	-0.64	-4.94
48	Gasolinera Salida a Salamanca (salida)	-2.09	-1.16	-7.16
50	Hacienda La Soledad	-7.35	0.38	-9.52
51	Radio Nicolaita	-1.92	0.33	-4.75
52	UNAM	-3.46	-2.34	0.60
53	CBTA 7	-2.29	-1.99	-7.06
54	Barandilla	-0.43	-1.50	-3.17
55	Tecnológico de Morelia	-1.33	-0.61	-4.63

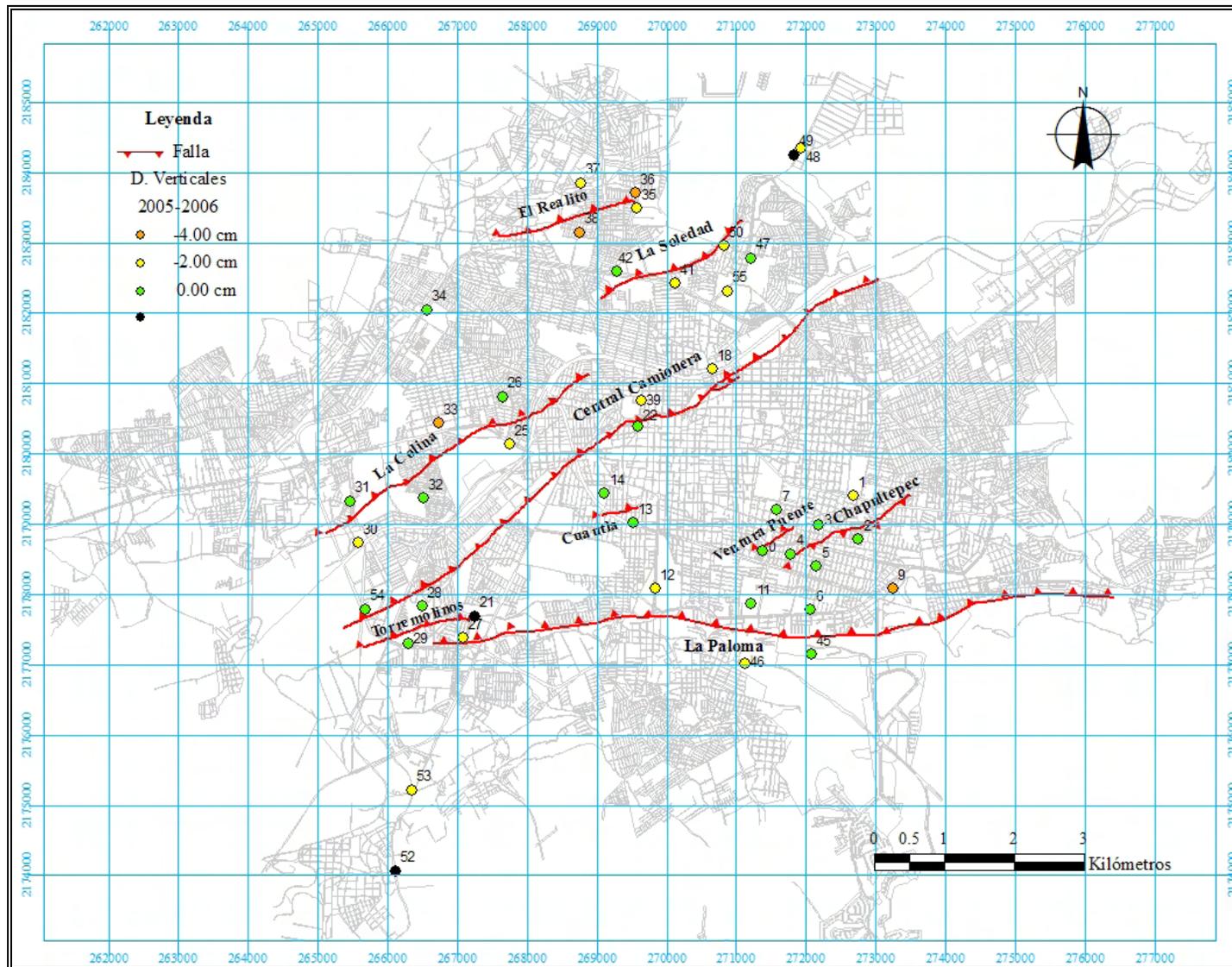


Fig. IV.5.4. Desplazamientos verticales de los puntos de control del monitoreo con GPS en la Ciudad de Morelia (verano 2005 - verano 2006).

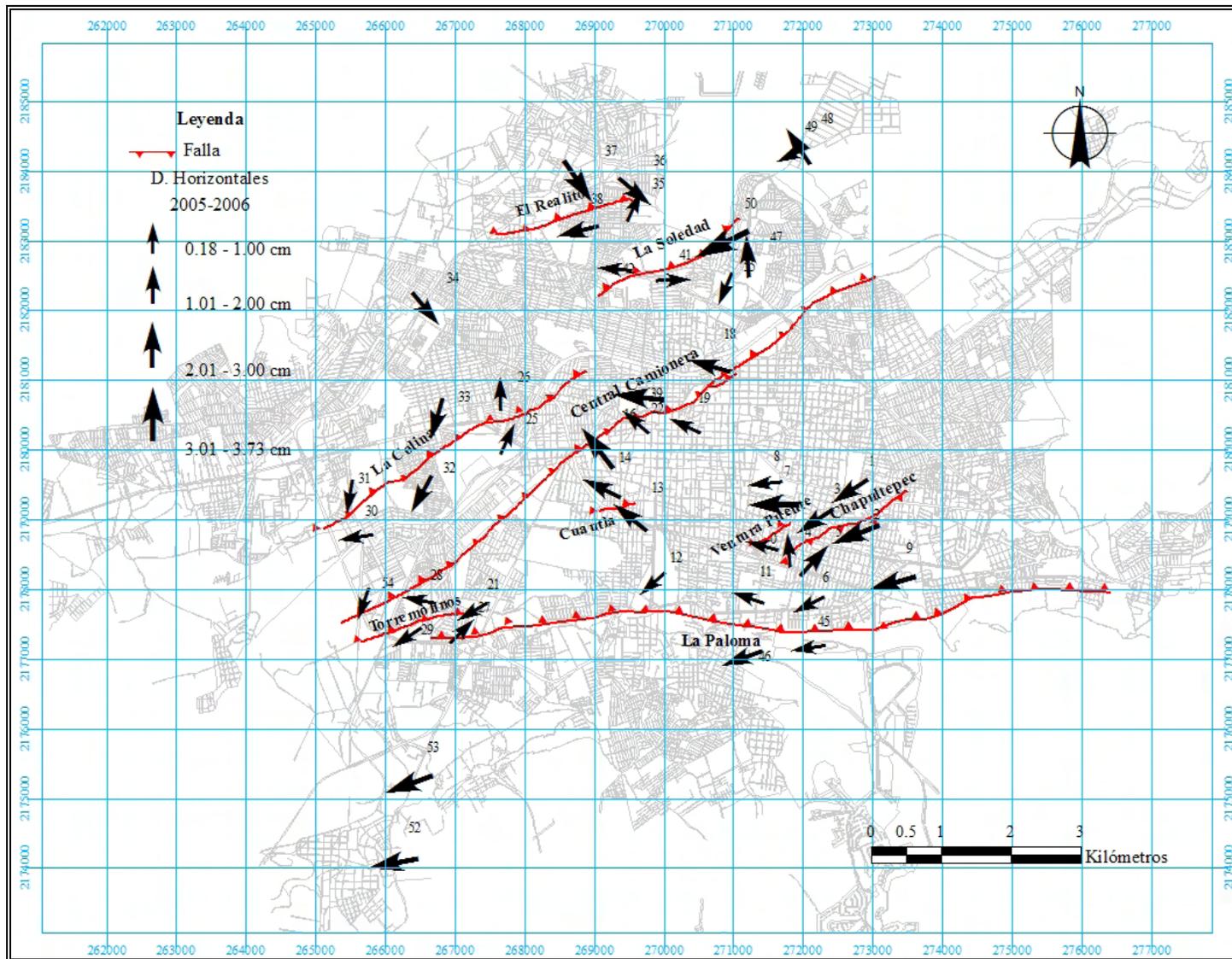


Fig. IV.5.5. Desplazamientos horizontales de los puntos de control del monitoreo con GPS en la Ciudad de Morelia (verano 2005 - verano 2006).

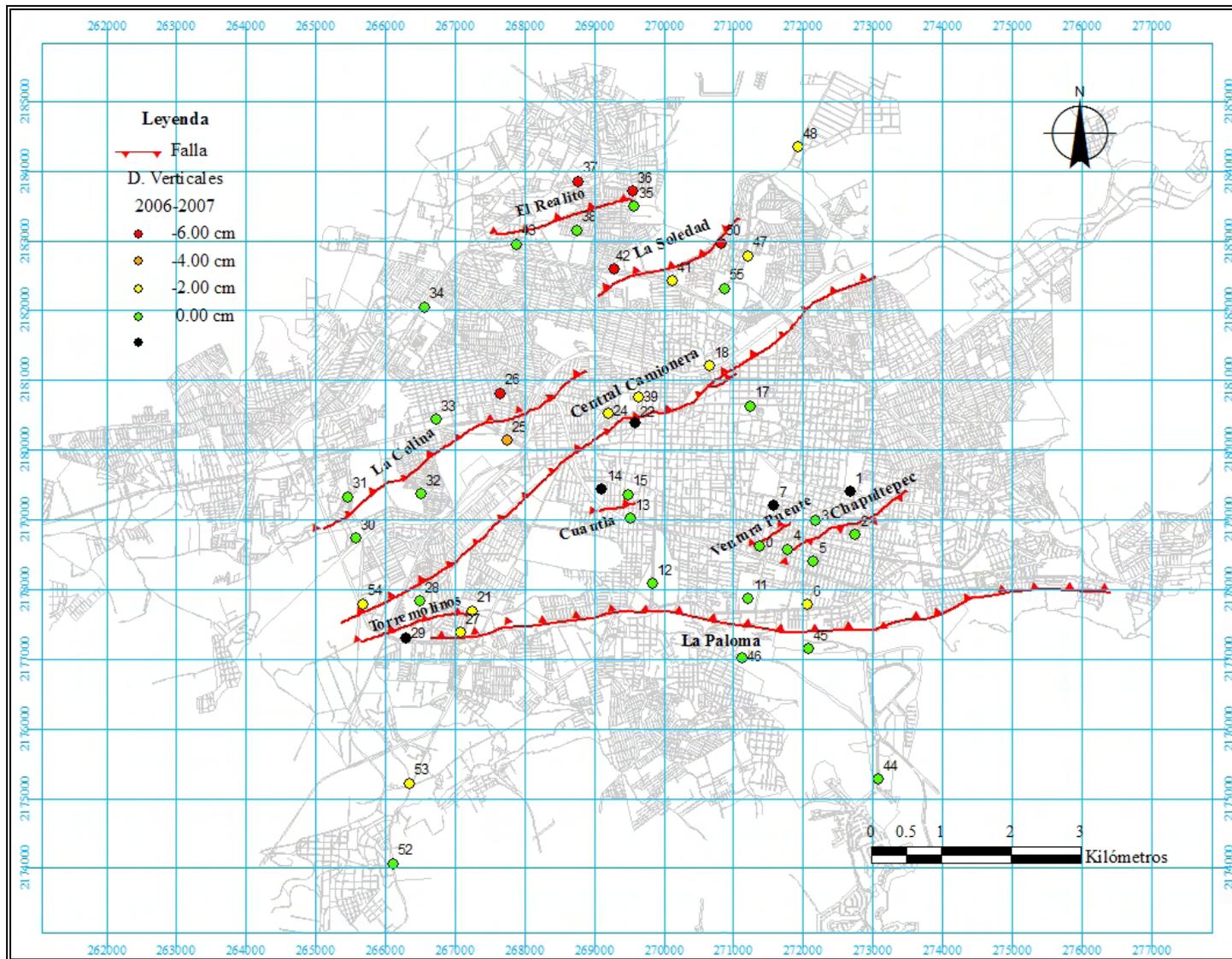


Fig. IV.5.6. Desplazamientos verticales de los puntos de control del monitoreo con GPS en la Ciudad de Morelia (verano 2006 - verano 2007).

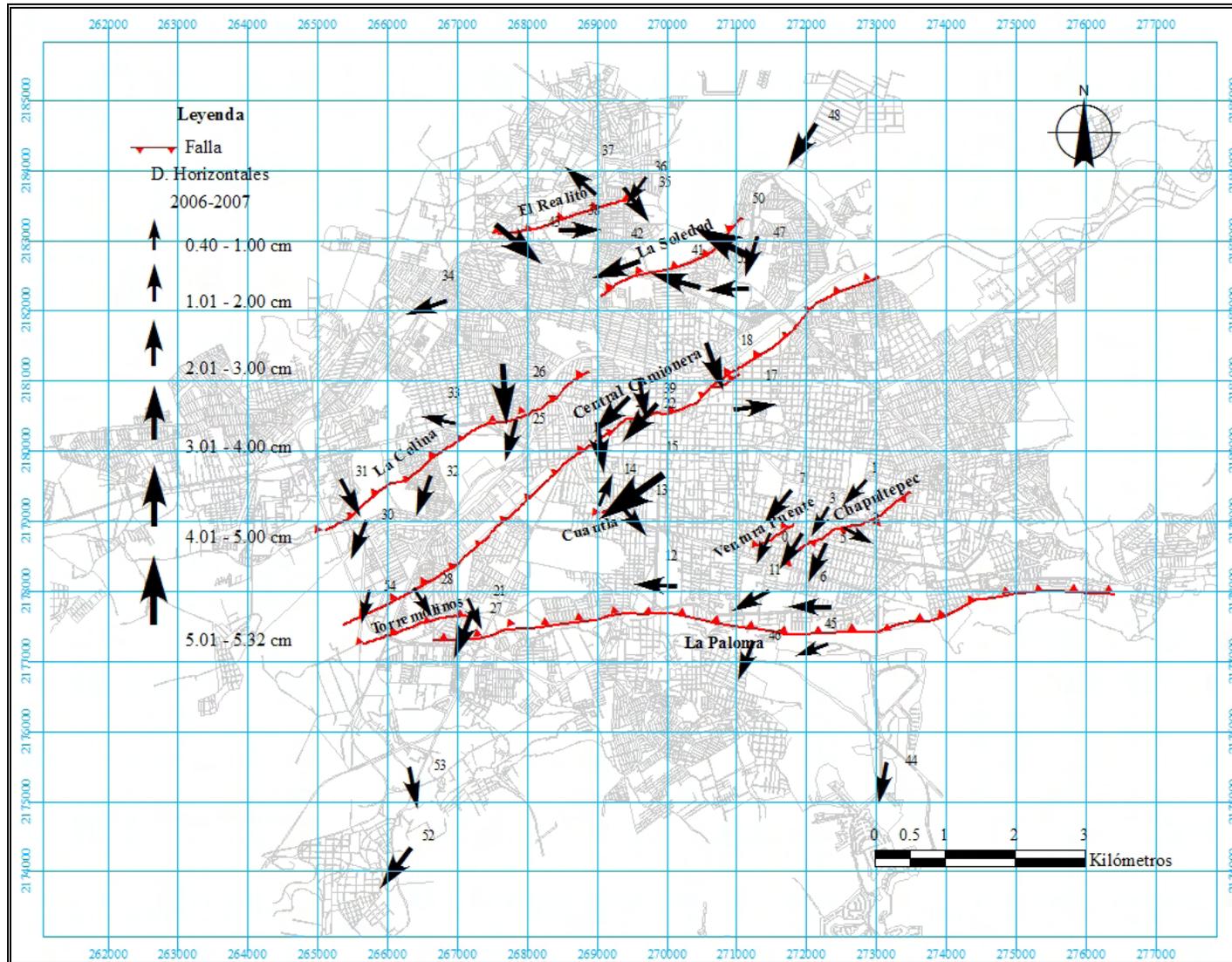


Fig. IV.5.7. Desplazamientos horizontales de los puntos de control del monitoreo con GPS en la Ciudad de Morelia (verano 2006 - verano 2007).

A pesar de que los mapas que se muestran en las figuras IV.5.4, IV.5.5, IV.5.6 y IV.5.7 permiten apreciar con mayor facilidad los resultados del monitoreo que si estos se presentaran únicamente en tablas; aún es difícil tratar de identificar un patrón de comportamiento de los puntos de control. Para resolver el punto anterior y, para de esta manera tener una idea de la dinámica de la superficie terrestre en la Ciudad de Morelia ocasionada por los PSCF; a partir de los mapas de desplazamientos verticales puntuales se derivaron mapas de subsidencia a través de la interpolación de los datos conocidos (figs. IV.5.8 y IV.5.9), en los cuales se presenta una zonificación de la ciudad en función de magnitudes de subsidencia.

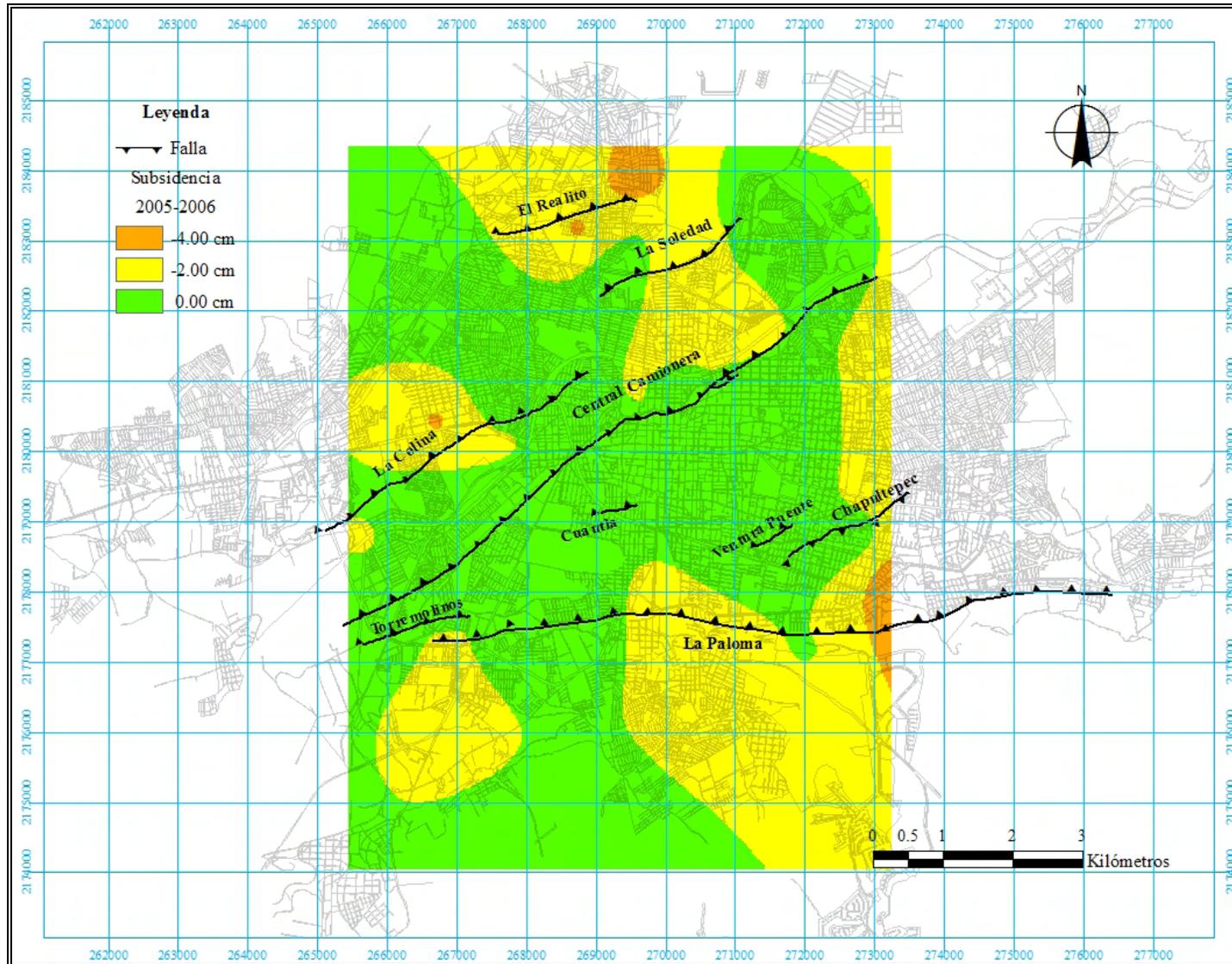


Fig. IV.5.8. Mapa de la subsidencia que se presentó en la Ciudad de Morelia en el primer periodo de monitoreo con GPS (verano 2005 – verano 2006).

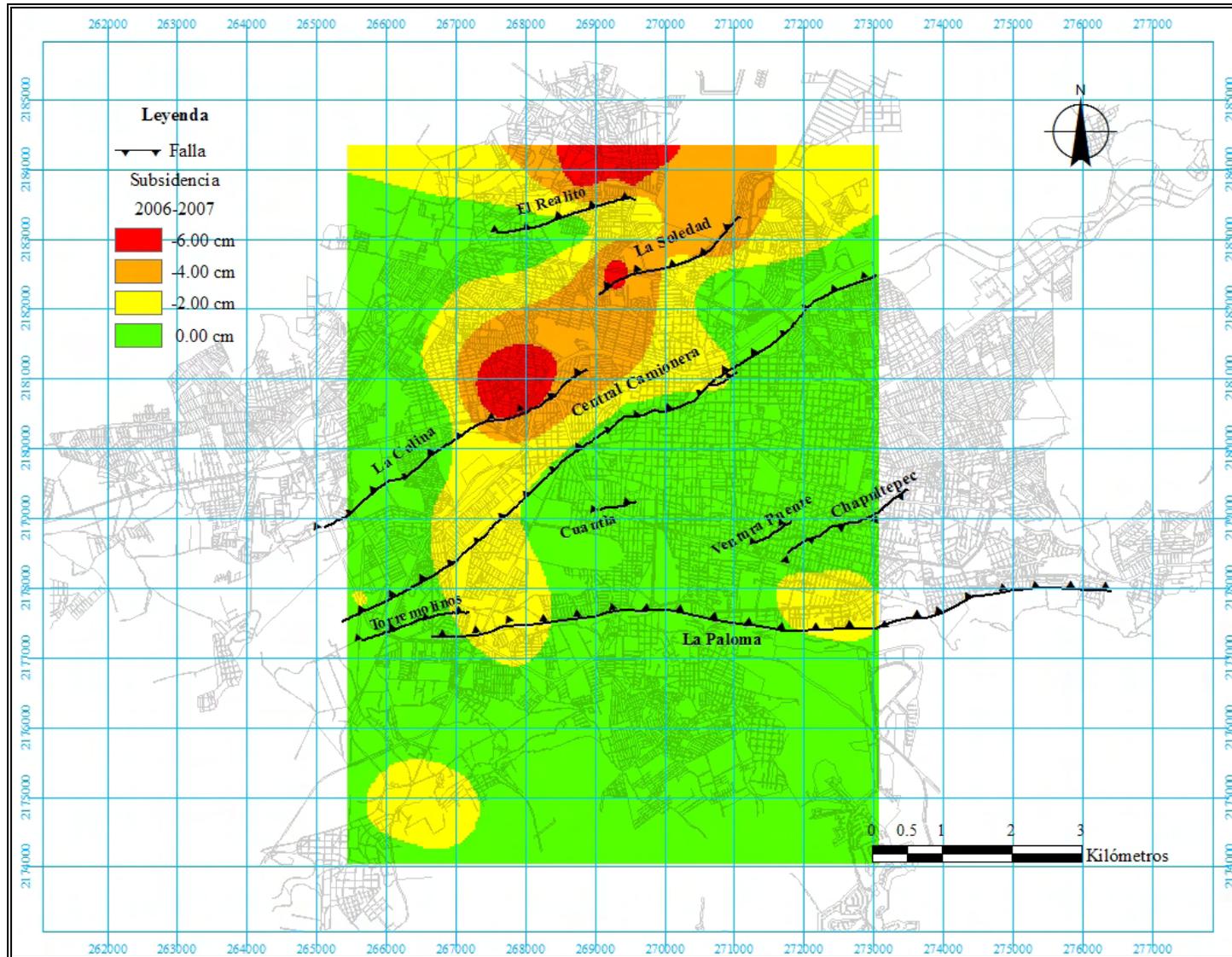


Fig. IV.5.9. Mapa de la subsidencia que se presentó en la Ciudad de Morelia en el segundo periodo de monitoreo con GPS (verano 2006 – verano 2007).

En la figura IV.5.8 que corresponde al mapa de subsidencia para el primer periodo de monitoreo (verano 2005 – verano 2006), se puede apreciar como la mayor parte de la ciudad está cubierta por el polígono correspondiente a 0 cm de deformación, mientras que el resto es cubierta por polígonos que representa 2 cm de hundimiento, con algunas pequeñas zonas donde la subsidencia se incrementa a 4 cm. En el mapa de subsidencia que corresponde al segundo periodo de monitoreo (verano 2006 – verano 2007), el cual se muestra en la figura IV.5.9, se observa nuevamente que la mayor parte de la ciudad no presenta deformación alguna; así como también que en las zonas ubicadas hacia el N y NO, los hundimientos que se desarrollan alcanzan valores de hasta 6 cm. En dichas zonas se localizan productos basáltico-andesíticos del volcán Quinceo que se interdigitan con sedimentos lacustres y/o fluviolacustres, los cuales en conjunto suman espesores de hasta 200 m capaces de sufrir deformaciones.

En lo que respecta a los desplazamientos horizontales, en el mapa de la figura IV.5.5 que corresponde al primer periodo de monitoreo (verano 2005 – verano 2006), se aprecia como la mayoría de los puntos de control se desplazan hacia el Oeste. De lo anterior se puede decir que la Ciudad de Morelia en el periodo señalado, presenta un desplazamiento claro hacia el Oeste con valores de hasta 3 cm en función de la magnitud de los vectores de desplazamiento que se pueden observar en la mencionada figura. En el segundo periodo de monitoreo (verano 2006 – verano 2007), el mapa de desplazamientos horizontales (fig. IV.5.7) muestra un comportamiento similar al del periodo anterior (desplazamiento hacia el Oeste), pero con magnitudes máximas de 5 cm.

El desplazamiento horizontal que muestran las figuras IV.5.5 y IV.5.7, indica que en la Ciudad de Morelia los desplazamientos tienen una dirección preferencial hacia el Oeste. Con base en lo anterior, es posible decir que las fallas que afectan a la ciudad desarrollan un movimiento lateral izquierdo, idéntico al que presenta el sistema de fallamiento regional conocido como Tula-Chapala.

IV. RESULTADOS

IV.6 Estudio InSAR

El estudio de los PSCF a través de la técnica InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar), al igual que el estudio realizado con el GPS, tiene la finalidad de monitorear los hundimientos o levantamientos de la superficie terrestre que se han presentado en las zonas de estudio.

IV.6.1 Técnica InSAR

La interferometría de imágenes de radar de apertura sintética (InSAR), es una técnica geodésica que calcula el patrón de interferencia (franja), ocasionado por la diferencia de fase entre dos imágenes de la misma zona tomadas por un radar de apertura sintética montado ya sea sobre un aeroplano o en el mejor de los casos sobre un satélite, en instantes diversos. Dicha técnica permite observar movimientos de la superficie terrestre (fenómenos tectónicos, volcánicos, deslizamientos, subsidencia, movimientos de glaciares, etc.), perturbaciones en la atmósfera e, incluso puede ser capaz de identificar modificaciones dieléctricas en el suelo.

IV.6.1.1 Imagen de radar

La idea de observar la Tierra a través de imágenes de radar surgió a finales de los años 50's, sin embargo fue hasta el año de 1978 cuando los científicos comenzaron a trabajar con el satélite SEASAT. Dado que un radar es principalmente una herramienta para medir la distancia entre objetos (de aquí el nombre, un acrónimo de “radio detection and ranging”), las primeras imágenes de las señales electromagnéticas de la superficie terrestre se consideraron como ruido. Estas señales comenzaron a ser útiles para estudiar grandes áreas, cuando se instalaron radares en aviones y después en satélites.

La física del radar conlleva a una geometría especial de imagen (fig. IV.6.1):

- **Rango:** Las señales electromagnéticas que regresan son ordenadas de acuerdo al tiempo de viaje (redondo).
- **Azimut:** El cambio de frecuencia Doppler (cambio de la frecuencia debido al movimiento del radar) es usado para ordenar las señales a lo largo de la dirección de la trayectoria.

Al combinar estos dos principios y optimizar la resolución en ambas dimensiones, el radar observa una área perpendicular a su trayectoria.

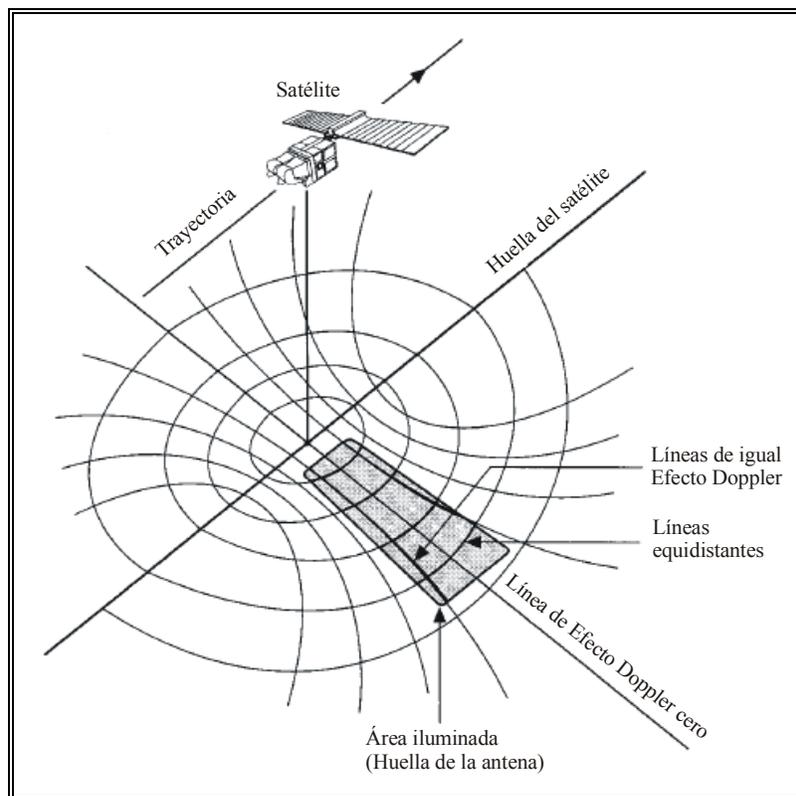


Fig. IV.6.1. Geometría de una imagen tomada por un radar (Kovaly, 1976; Elachi, 1987).

Los radares emiten y reciben ondas electromagnéticas con longitudes de onda en el rango de las bandas *X* (3 cm), *C* (6 cm) y *L* (24 cm). Estas ondas se propagan a través de la atmósfera sin apreciable pérdida de señal, proveyendo información bajo cualquier condición meteorológica e incluso por la noche; estas dos ventajas en relación con las técnicas ópticas son importantes para el monitoreo de fenómenos rápidos, o para cartografiar áreas con la presencia de niebla.

IV.6.1.1.1 Apertura sintética de la imagen

La resolución normal de un radar en órbita que observa a una altura de 1,000 km, es generalmente de 10 km en la superficie; esto es una consecuencia directa de la relación longitud de onda/apertura, que es de 1×10^{-3} para un sistema de apertura grande con una antena de 10 m (fig. IV.6.2). Si se hace una comparación, los telescopios de óptica grande de un tamaño similar, tienen una relación longitud de onda/apertura del orden de 1×10^{-8} . Para implementar la resolución, la técnica de apertura sintética de imágenes de radar enfoca la imagen. En dicha técnica, el satélite no debe cubrir más de la mitad de la longitud de la antena en la dirección de su trayectoria, entre la emisión de pulsos sucesivos. Por ejemplo, una antena de 10 m debe avanzar solamente 5 m entre la emisión de pulsos para producir una celda elemental (píxel) con una resolución de 5 m de extensión final. Un satélite que viaja a una velocidad de 6 km/ns, necesita una frecuencia de repetición de pulsos de 1 KHz (1,000 pulsos/s). Si se adquieren datos empleando la banda C a una distancia de 1,000 km del blanco, la huella del radar es aproximadamente de 5 km de longitud; después es necesario clasificar la colección de señales, cada una de las cuales es una mezcla de miles de muestras de 5 m, cada una de las cuales a su vez contribuye a miles de señales. Para invertir este problema es necesario reconstruir la contribución de cada celda de 5 m, empleando una técnica similar a la tomografía que se denomina “procesos de apertura sintética” o “enfocamiento”. El resultado generalmente consiste en miles de pliegues de mejoría en la resolución, equivalente a usar una antena imaginaria con una apertura “sintética” de 20 km (fig. IV.6.3).



Fig. IV.6.2. Antena ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar).

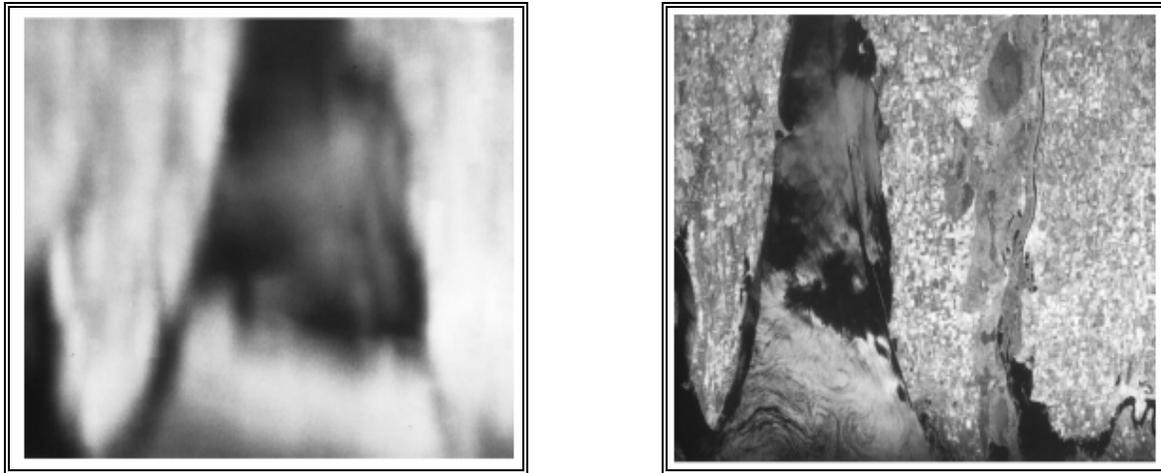


Fig. IV.6.3. Mejoría en la resolución inducida por la técnica de apertura sintética. La imagen de la izquierda muestra una amplitud 100 x 100 km adquirida por el satélite ERS-1 sobre Crimea (localizada al sureste de Ucrania), tal y como fue transmitida a la estación localizada en Toulouse, Francia, el 25 de septiembre de 1991. La apertura sintética da como resultado la resolución completa que se aprecia en la imagen de la derecha.

La geometría de las imágenes de radar hereda un inconveniente resultado de ordenar los ecos según las distancias desde la antena. En las áreas montañosas, varios puntos en una línea de pulsos pueden compartir la misma distancia hacia el radar, y por lo tanto mezclar sus contribuciones en el mismo rango del píxel. Este fenómeno denominado “escala”, se presenta cuando el promedio de la pendiente topográfica entre dos puntos, excede el ángulo de incidencia del radar. Para un radar con una incidencia excesiva, como es el caso de los satélites ERS, RADARSAT y ENVISAT (23° desde la vertical, en promedio), muchas áreas aparecen encimadas.

IV.6.1.1.2 Amplitud de la imagen

La amplitud de la imagen de radar registra la reflectividad, es decir la habilidad de la superficie terrestre de enviar de regreso al radar la energía incidente. Un lago tranquilo aparece oscuro en una imagen de radar, debido a que la superficie del agua actúa como reflector perfecto, enviando la señal lejos del radar. Por la misma razón, una persona no se puede ver en un espejo, a menos que esté enfrente de él. Si la superficie del agua es ondulada, fases reflexivas comparables en tamaño con la longitud de onda, no se pueden dirigir y transmiten parte de la energía de regreso al radar, en este caso el agua aparece brillante.

La mayoría de los objetos son reflectores difusos, enviando de regreso al radar, ya sea en mayor o menor grado parte de la señal. La reflexión múltiple es un mecanismo eficiente que imita un par de espejos en los ángulos apropiados. Por ejemplo, los árboles dentro del agua son muy brillantes ya que la reflexión del agua y de los troncos envía la señal de regreso al satélite. Estructuras con esquinas, como banquetas, bordes, ventanas, techos, así como escarpes de falla o fisuras en la superficie, pueden crear devoluciones muy brillantes, como el caso de puentes sobre el agua (Zebker y Goldstein, 1986). Las ondas del radar pueden penetrar materiales secos con baja conductividad, como suelos en desiertos áridos, nieve en campos de hielo, o vegetación escasa (Blom y Elachi, 1981).

IV.6.1.1.3 Fase de la imagen

Como todas las señales electromagnéticas, un eco de radar lleva una amplitud y una fase (parte compleja de una imagen de radar que contiene la información geométrica del tiempo de viaje redondo, entre el radar y el reflector en la superficie terrestre). En base a lo anterior, los datos son números complejos, una característica indispensable para el enfoque SAR. La imagen resultante de alta resolución, también es compleja. La medición de la fase registra muchos efectos diferentes, los cuales aparecen como ruido en la imagen, con valores uniformemente distribuidos entre 0° y 360° . Las fases adquieren un significado solamente cuando algunos de estos efectos son aislados comparando imágenes de radar. De esta manera, se recupera el valor completo de la información de la fase, o su precisión geométrica, como sucede con las señales de microondas que se utilizan en las aplicaciones geodésicas del GPS (Dixon, 1991; Hager et al., 1991; Segall y Davis, 1997).

IV.6.1.2 Interferometría

El principio de la interferometría es aprovechar cuidadosamente las diferencias entre dos imágenes de radar. Las fases de las imágenes con una diferencia de posición (por ejemplo, dos antenas en un avión adquiriendo imágenes simultáneamente), o con una diferencia de tiempo (por ejemplo, una antena adquiriendo imágenes en dos instantes diferentes); pueden ser comparadas después de un apropiado registro de imagen. La diferencia de fases

resultante, es un nuevo tipo de imagen denominado interferograma, el cual es una configuración de interferencias o franjas (1 franja = 1 ciclo de fase = 28 mm de deformación, para los satélites ERS y ENVISAT), que contienen toda la información de una determinada geometría. Si se reúne una serie de condiciones, el ruido del interferograma puede disminuirse. Muchos fenómenos físicos se hacen presentes en la fase de las imágenes, la cual es posible medir.

IV.6.1.2.1 Contribuciones a la fase

IV.6.1.2.1.1 Variaciones de fase dentro de un píxel

La superficie de área representada por un píxel en una imagen de radar, generalmente contiene cientos de blancos primarios, cada uno de los cuales contribuye al píxel a través de un coeficiente complejo de reflexión. La fase puede rotar en reflexión, dependiendo de las propiedades dieléctricas del blanco; o puede demorarse, en mayor o menor grado, dependiendo de la posición relativa del blanco dentro del píxel. Dado que la longitud de onda es mucho menor que el píxel (alrededor de 140 veces para el satélite ENVISAT), la fase del píxel es el argumento de un número complejo que es la suma de cientos de números complejos desconocidos, por lo tanto la fase resultante es fortuita; mientras que la amplitud se incrementa estocásticamente con el número y la reflectividad de los blancos primarios y, esta puede ser parcialmente modelada. No obstante, diferenciando las fases es posible aislar otras contribuciones de la señal de fase, o sus cambios, eliminando la contribución aleatoria.

Por lo anteriormente señalado, los blancos primarios deben de permanecer estables; esta condición se alcanza si las dos imágenes son tomadas al mismo tiempo. Otras condiciones geométricas requieren que dichos blancos dentro de un píxel, contribuyan de la misma manera en las dos imágenes, de esta manera el píxel no tiene que extenderse o contraerse más que una fracción de la longitud de onda de una imagen a otra; de lo contrario, los blancos de los extremos de un determinado píxel, se agregaran de diferente manera en cada

imagen, dejando contribuciones en la fase interna que no se pueden eliminar con la diferenciación.

Matemáticamente, si L representa la longitud perpendicular a la trayectoria de un píxel en la superficie terrestre (7.8 m para el satélite ENVISAT), λ la longitud de onda (56 mm para los satélites ERS y ENVISAT), y θ_1 y θ_2 los ángulos de incidencia (con respecto a la vertical) en la primera y segunda imagen respectivamente; la diferencia en la distancia de viaje redondo a los blancos en ambos bordes de un píxel es, $2L \sin \theta$. Por lo tanto, la condición fundamental de la interferometría es la siguiente:

$$2L (\sin \theta_1 - \sin \theta_2) < \lambda \quad (\text{IV.6.1})$$

La condición anterior restringe la separación entre las trayectorias orbitales del satélite durante la adquisición de las dos imágenes. Afortunadamente, las orbitas de los satélites están diseñadas para repetirse idénticamente después de un período de tiempo denominado ciclo orbital, con lo que se cumple la condición anterior.

La pendiente del terreno afecta a la condición anterior; cerca del límite interferométrico (ecuación IV.6.1), incluso una pendiente moderada con una mala orientación, puede nublar las franjas. La ecuación IV.6.1 es más difícil de satisfacer cuando se tiene una incidencia escarpada, una resolución mala y, una longitud de onda corta.

De la misma manera, la dirección de observación debe de ser idéntica para las dos imágenes; de lo contrario, los blancos primarios se agregaran de diferente manera en la dirección del azimut del píxel. El interferograma se degrada linealmente con el ángulo ente las dos direcciones de observación. La degradación es total cuando este ángulo excede el ancho del balancín de la antena. En las condiciones de procesado de la señal, esto sucede cuando el área observada (fig. IV.6.1) cesa de traslaparse en la dirección de la trayectoria del satélite, creando una excesiva diferencia entre la media del efecto Doppler (cambio en la frecuencia debido al movimiento del radar) de las dos imágenes.

La forma en que el algoritmo de apertura sintética construye la fase en un píxel, llenándolo aleatoriamente con dispersores, prácticamente imposibilita la combinación interferométrica de dos imágenes adquiridas con diferentes satélites, o con el mismo satélite pero en una configuración orbital diversa. Como resultado se tiene que la interferometría diferencial SAR no se puede llevar a cabo con imágenes de un mismo satélite que estén separadas una fracción de ciclo orbital, o que no pertenezcan al mismo ciclo orbital.

En algunos casos se pueden presentar condiciones extraordinarias donde las distintas orbitas se interceptan, dando como resultado una extensión del límite espacial. Esta técnica no se aplica a imágenes adquiridas con diferentes longitudes de onda. El satélite ERS-1 y su gemelo ERS-2, adquirirían imágenes que pueden ser combinadas dado que tenían orbitas y radares idénticos. No obstante, interferogramas de varios orígenes pueden ser combinados.

El usuario también puede estropear el efecto interferométrico, aplicando procesos ligeramente diferentes a cada imagen; un ligero error de este tipo puede dañar más al interferograma, que un error grande realizado en ambas imágenes.

IV.6.1.2.1.2 Contribución de las trayectorias orbitales

Con la diferencia de fase interna eliminada, la mayor diferencia de trayectoria presente corresponde a la diferencia del punto de observación que es ocasionada por cualquier movimiento en la trayectoria orbital entre la adquisición de las dos imágenes. Las imágenes no deben de cambiar más de la mitad de la longitud de onda (una franja) por píxel, de lo contrario el resto de los efectos interferométricos desaparecen. Dado que el ancho de una imagen puede estar conformada por 6,000 píxeles (tamaño típico de una observación de radar montado en un satélite), la diferencia del punto de observación generalmente puede crear cientos de franjas.

La convergencia o divergencia, aún cuando esta sea menor de 1 m, de las trayectorias orbitales en la longitud de la imagen, también puede crear franjas en esta dirección. Una vez que la información referente a las orbitas de los satélites es usada para eliminar este

tipo de contribución, pueden aún existir franjas residuales, las cuales se eliminan a través de una “afinación de órbita”. Como resultado de este procedimiento, la segunda órbita se coloca relativamente a pocos centímetros de la primera. Esta aproximación se aplica a las trayectorias regulares de los satélites, pero no a las trayectorias de aeronaves, las cuales son más irregulares y difíciles de repetir.

IV.6.1.2.1.3 Contribución de la topografía

Eliminando la voluminosa contribución orbital, se manifiesta un subyacente efecto estereoscópico, ya que el radar observa la topografía desde dos puntos ligeramente diferentes. Dicha contribución topográfica produce franjas que se asemejan a isolíneas, las cuales reciben el nombre de “franjas topográficas”. Para establecer un orden de magnitud, es conveniente utilizar la noción de “altitud de ambigüedad”, es decir el cambio en altitud necesario para producir una franja topográfica. La magnitud de esta altitud puede fluctuar desde el infinito (si el satélite adquiere las dos imágenes exactamente en el mismo punto, eliminando el efecto estereoscópico) hasta valores del orden de 10 m (con la separación de órbita máxima permitida para realizar la interferometría y, el efecto estereoscópico máximo). Esta sensibilidad al relieve topográfico puede ser empleado para realizar un modelo digital de elevación (MDE), o si ya se tiene, este se emplea para eliminar dicha contribución.

IV.6.1.2.1.4 Contribución de los desplazamientos

Removiendo las contribuciones topográfica y orbital, se pueden descubrir movimientos de la superficie terrestre a lo largo de la línea de visión entre el radar y el blanco. Cualquier desplazamiento de una parte de la imagen, aparece directamente como un cambio de fase con respecto al resto de la imagen.

Si se mueve un grupo de píxeles 1 cm a lo largo del eje del radar entre la adquisición de las dos imágenes, cambia la distancia de ida y vuelta a 2 cm, o alrededor del 40% de la longitud de onda para el satélite ENVISAT; este cambio de fase es fácilmente detectable.

Si se mueve dicho grupo de píxeles a lo largo de los ejes de visión una distancia igual a la mitad de la longitud de onda, se crea una franja que es de 28 mm para el satélite ENVISAT. Esta posibilidad se aplica para la medición de la deformación de la superficie terrestre, lo que fue la motivación principal para el desarrollo de esta técnica (Massonnet, 1985; Gabriel et al., 1989).

IV.6.1.2.1.5 Contribución atmosférica

El estado de la atmósfera no es el mismo si las dos imágenes son adquiridas en diferente tiempo. Cualquier diferencia en la tropósfera o en la ionósfera entre las dos fechas de adquisición, puede cambiar la longitud aparente de la trayectoria entre el radar y la superficie terrestre. Las variaciones ionosféricas también pueden afectar la propagación de las ondas del radar. Incluso un cambio homogéneo en la atmósfera (presión, humedad, temperatura), se puede manifestar como un contraste del relieve, el cual modula el espesor de la troposfera que la señal debe cruzar. Todos estos efectos aparecen como un cambio de fase en un interferograma. Los interferogramas realizados con imágenes nocturnas son más “coherentes” y presentan menos y pequeñas contribuciones atmosféricas, que aquellos realizados con imágenes tomadas durante el día; esto se puede deber al estado más inmóvil de la vegetación y a que la atmósfera estadísticamente es más estable por la noche.

IV.6.1.2.1.6 Otras contribuciones

Existen otros fenómenos que también producen contribuciones, tal es el caso de la inestabilidad del oscilador. En todos los sistemas de radar comunes, esta frecuencia estándar mantiene una estricta estabilidad en el tiempo de la reconstrucción sintética de alrededor de 1 segundo. Para lapsos de tiempo grandes, la frecuencia puede fluctuar produciendo “golpes” entre las dos fases de las imágenes. Estos golpes crean franjas perpendiculares a la huella del satélite (Massonnet et al., 1995). Los cambios en las características de reflectividad de la superficie terrestre, también pueden modificar la fase en un interferograma.

IV.6.1.2.2 Límites de la interferometría

IV.6.1.2.2.1 Conservación de la superficie

La contribución de la fase interna debe permanecer constante entre las dos fases de las imágenes; de lo contrario, no desaparece al momento de realizar la diferenciación. Entre los casos extremos se pueden mencionar las superficies cubiertas por agua, las cuales no presentan estabilidad; el mismo problema se tiene con las zonas cercanas a las líneas costeras; así como también los cambios en los campos agrícolas (cuando son arados o cuando se riegan) (Wegmuller y Werner, 1997). Usualmente se denominan “decorrelaciones” o “incoherencias”, los casos antes señalados destruyen el patrón organizado de franjas en un interferograma. Cada píxel sufre un cambio aleatorio de fase y, un área de manchas coloreadas fortuitamente aparece en el interferograma. Sin embargo, existe la posibilidad de que algunos blancos estables, como marcas de límites, zanjas o, cercas, permanezcan estables en una imagen de una zona agrícola y, de esta manera permitan un efecto interferométrico parcial a largo plazo (Meyer et al., 1996).

En el otro extremo se encuentran las superficies estables, tales como áreas rocosas o urbanas (sin tomar en cuenta a los automóviles); incluso los desiertos áridos conservan su fase. La nieve puede dañar la coherencia temporal o permanentemente.

IV.6.1.2.2.2 Gradiente

La condición necesaria para poder realizar la interferometría (ecuación IV.6.1), implica que la máxima deformación detectable del gradiente sea una franja por píxel, o la dimensión mínima de la relación tamaño del píxel/longitud de onda; este valor depende del satélite (3×10^{-3} para los satélites ERS y ENVISAT, y 13×10^{-3} para el satélite JERS). Para el caso de los movimientos graduales, se debe de escoger el período de tiempo entre la adquisición de imágenes que permita estar por debajo de este umbral. Algunos tipos de deformación pueden ser imposible de medir, si producen gradientes más grandes que el límite dentro de un período de tiempo menor que la duración del ciclo orbital del satélite.

De la misma forma, la rotación de un bloque de la superficie terrestre puede cambiar la dirección de observación del radar, tanto como para violar la condición necesaria para que se desarrolle la interferometría. Dicho cambio en la dirección de observación, produce una serie de franjas orientadas perpendicularmente a la huella del satélite. En lo que se refiere al límite del gradiente, en el cual no es posible exceder una franja de cambio de rango por rango de píxel, no es posible aceptar más de una franja por azimut de píxel. Dicho límite se encuentra cuando el cambio de rango de un viaje (redondo) de una longitud de onda, es creado a través del azimut del tamaño del píxel. El caso más desfavorable es la rotación de un cuerpo rígido alrededor de un eje perpendicular tanto a la línea de visión del radar, así como a la velocidad del satélite.

IV.6.1.2.2.3 Ambigüedad

Normalmente, la fase del radar se interpreta en términos de una distancia de viaje (redondo) entre la antena del radar y la superficie terrestre; esta cantidad solamente se puede medir dentro de una adición constante, correspondiente a un número entero de la mitad de las longitudes de onda (múltiplos de 28 mm para los satélites ERS y ENVISAT). En otras palabras, el interferograma es intrínsecamente ambiguo ya que proporciona solamente la fracción (no entera) del cambio de fase. Para expresar esta ambigüedad, se dice que un interferograma está “envuelto”.

Es posible resolver esta ambigüedad y “desenvolver” el interferograma, para lo cual el método más sencillo es simplemente contar las franjas a lo largo de la trayectoria enumerando cada una sucesivamente; sin embargo, en la actualidad existen algoritmos para desenvolver interferogramas automáticamente. El resultado final debe ser un interferograma en el cual la parte entera de la fase (en ciclos), es conocida perfectamente en cada punto. Matemáticamente, todos los píxeles en un interferograma envuelto tienen una fase ϕ en el intervalo $0 \leq \phi < 1$ ciclo, mientras que la fase en un interferograma desenvuelto puede variar dentro de cientos de ciclos.

El segundo tipo de ambigüedad se debe a que los interferogramas registran cambios relativos en la fase y, no absolutos. En otras palabras, no es posible identificar las franjas correspondientes al cambio de fase cero (por ejemplo, la isolínea de deformación cero). Matemáticamente, es posible agregar un valor constante (o desplazamiento) a todos los píxeles en un interferograma. Esta ambigüedad persiste incluso si el interferograma ha sido desenvuelto. Generalmente, es posible determinar esta constante asumiéndola (un punto sin deformación), o con mediciones independientes (estudio con GPS).

Si se resuelven estos dos tipos de ambigüedades, un interferograma de un orden ambiguo de cambios de fase relativos (expresados en fracciones de ciclo), cambia a un mapa de cambios absolutos en rango (expresados en unidades de distancia).

IV.6.1.2.2.4 Límite de porción de ciclo

La señal en cada píxel es:

1. La adición coherente de los blancos primarios, los cuales permanecen estables y en la misma posición relativa dentro del píxel y,
2. La adición incoherente de la discretización del ruido, el ruido térmico (generado por los instrumentos del radar), los blancos presentes en una imagen pero no en la otra (como los automóviles) y, los blancos que cambian con el tiempo.

La medición final es la adición compleja del vector coherente (la medición ideal) y, el vector incoherente (la fase en la cual el vector puede apuntar en cualquier dirección). Entre más alta sea la magnitud de esta relación, más exacta es la medición. Esta es la razón por la cual al sumar N píxeles vecinos, se aumenta la precisión. La parte coherente crece al mismo tiempo que N y, la parte incoherente como la raíz cuadrada de N . La apariencia visual de las franjas de un interferograma no es lineal con la relación coherencia/incoherencia. Por encima de 1, las franjas permanecen legibles pero desaparecen rápidamente cuando la fase de la parte incoherente es mayor. Es difícil proporcionar límites estables de porción de ciclo, ya que los blancos pueden variar entre completamente coherentes e incoherentes.

IV.6.1.2.2.5 Otros límites

Cualquier interferograma también está intrínsecamente limitado por el ancho de la observación (100 km para los satélites ERS y ENVISAT) y, por el tiempo de operación del radar (12 minutos máximo o 5,000 km sobre la superficie terrestre para los satélites ERS); sin embargo el límite práctico, generalmente es más corto. La imagen procesada más grande, tiene una longitud de más de 2,000 km (Massonnet et al., 1995).

El tamaño del píxel también tiene su propio límite. La medición interferométrica no tiene sentido en un solo píxel, ya que puede incluir ruido de una manera impredecible. Una interpretación exitosa depende de la estructura de la imagen, así como también de la conjunción de los píxeles vecinos. Un fenómeno geofísico es difícil o imposible de reconocer, a menos que tenga como mínimo 10 píxeles de extensión. Los correspondientes rangos de extensión de 200 m a 1,000 m, dependen de un promedio que implica números complejos para lograr una buena relación señal/ruido ((Massonnet y Feigl, 1998).

Para evaluar el desplazamiento es necesario contar las franjas, por lo que los interferogramas deben de ser continuos. Este requisito presenta algunas excepciones: al cruzar un río (incoherente) en un área de bajo gradiente puede no haber duda al momento de contar las franjas; de la misma manera, el desplazamiento de la superficie ocasionado por la ruptura de una falla, puede medirse contando las franjas en una trayectoria alrededor del extremo de la discontinuidad. Un relieve topográfico escabroso como el de las zonas montañosas, puede limitar la utilidad de un interferograma produciendo incoherencias.

IV.6.1.3 Satélites

La interferometría es conceptualmente posible a través de sensores de radar a bordo de plataformas (aeroplanos, helicópteros, etc.), además del empleo de los satélites. Sin embargo, las dificultades para repetir las trayectorias para satisfacer las condiciones interferométricas, así como para determinar dichas trayectorias y de esta manera eliminar la contribución orbital, lo hace imposible ya que se requiere de mejoras en los sistemas de

navegación de los aviones y helicópteros. Una gran cantidad de interferogramas se han realizado desde aeroplanos, pero empleando dos antenas a bordo para de esta manera medir la topografía estática. Otra opción es transportar un radar en un camión, con lo que se pueden monitorear deslizamientos, especialmente aquellos que ponen en peligro a los caminos (Massonnet y Feigl, 1998); sin embargo, lo anterior reduce en gran medida su campo de aplicación.

Algunos investigadores han intentado monitorear desplazamientos empleando la interferometría que requiere que el radar pase dos veces sobre la misma zona, montándolo sobre un aeroplano (Massonnet, 1990; Gray y Farris-Manning, 1993; Stevens et al., 1995), una vez más, la dificultad técnica es volar a lo largo de dos trayectorias que no sean muy diferentes y, después eliminar la contribución debida al cambio de trayectoria.

Por lo anterior, la mejor opción es montar una antena de radar sobre un satélite, los cuales siguen trayectorias orbitales preestablecidas. En la actualidad se cuenta con la información de los siguientes satélites, los cuales han proveído imágenes de radar útiles para aplicaciones interferométricas en el campo de la geofísica: ERS-1 (European Remote Sensing Satellite 1), ERS-2 (European Remote Sensing Satellite 2), JERS-1 (Japanese Earth Resource Satellite 1), RADARSAT 1, RADARSAT 2, ENVISAT (Earth Observation ENVIRONMENTAL SATellite) (fig. IV.6.4), ALOS (JERS-2) y Terra SAR-X. En la tabla IV.6.1 se presentan algunas características de dichos satélites.

Tabla IV.6.1. Satélites que proporcionan imágenes de radar útiles para aplicaciones interferométricas.

Satélite	Año de lanzamiento	Longitud de onda (mm)	Banda	Ciclo orbital (días)	Ángulo de incidencia (grados)
ERS-1	1991	56.7	C	3, 35, 168	23
ERS-2	1995	56.7	C	35	23
JERS-1	1992	235.0	L	44	35
RADARSAT 1	1995	57.7	C	24	Variable
RADARSAT 2	2007	57.7	C	24	Variable
ENVISAT	2002	56.7	C	35	23
ALOS	2006	235.0	L	46	18-43°
Terra SAR-X	2007	28.0	X	11	20.45°



Fig. IV.6.4. Satélite ENVISAT.

IV.6.2 Metodología empleada

IV.6.2.1 Selección de imágenes

Seleccionar las imágenes de radar adecuadas para calcular un interferograma útil, involucra una serie de criterios como son: la disponibilidad de imágenes, sus fechas de adquisición y, las orbitas que recorren los satélites encargados de adquirir dichas imágenes. Por ejemplo, algunos eventos que ocurren en un específico período de tiempo, requieren una imagen antes y otra después del evento en cuestión. En la selección de imágenes, también es de gran utilidad tener conocimiento de las condiciones locales del área de estudio. De la misma manera, los efectos estacionales pueden influir en la selección de los datos; generalmente se evita adquirir imágenes cuando hay nieve sobre la superficie; si árboles efímeros están presentes, es preferible usar imágenes adquiridas en la misma época del año; al inicio de la primavera y al final del otoño son buenas opciones, debido a la ausencia (usual) de hojas en los árboles y nieve en la superficie. Para las regiones con una vegetación espesa, la coherencia cae rápidamente con un incremento de tiempo entre la adquisición de imágenes, particularmente cuando se emplea una longitud de onda del radar corta. Para el caso de México los mejores resultados se obtienen con imágenes invernales, pero cualquier estación es adecuada siempre y cuando las imágenes correspondan a la misma época del año, para asegurar que las condiciones sean lo más similares posible.

La selección de imágenes de radar depende crucialmente de la posición relativa de las trayectorias orbitales y de su curso, en las observaciones disponibles. El número de pares interferométricos posibles de obtener se incrementa rápidamente cuando están disponibles muchas observaciones para la misma zona. La Agencia Espacial Europea (ESA) ha desarrollado un programa disponible al público en general EoliSA (The European Space Agency’s Earth Observatio, Multi-mission, Catalogue and Ordering Services), que ayuda a seleccionar los pares ideales empleando orbitas registradas y catálogos de imágenes existentes de los satélites ERS y ENVISAT (de los cuales es propietaria). Dicho programa calcula cual trayectoria de orbita puede ver un sitio de interés, determinando de esta manera si están disponibles imágenes de radar, así como también calcula la “diferencia en la línea de base” (separación entre las orbitas) para cada par potencial. La lista final de pares de imágenes puede estar condicionada por criterios lógicos, entre los cuales es posible eliminar pares con una diferencia en la línea de base mayor a un valor específico, o pares que no abarquen un período de tiempo, etc. También existe el programa DESCW (Display Earth Remote Sensing Swath Coverage) de la ESA, que tiene una aplicación similar. Una vez seleccionadas las imágenes deseadas, éstas se ordenan a la ESA a través del mismo programa EoliSA. Para el caso de este trabajo de investigación, en las tablas IV.6.2 y IV.6.3 se presentan las imágenes adquiridas del satélite ENVISAT para cada zona de estudio, con sus respectivos datos.

Tabla IV.6.2. Imágenes de radar adquiridas del satélite ENVISAT para Morelia.

Orbita	Track	Frame	Swath	Fecha	Polarización
7137	69	3213	IS2	12/07/2003	VV
7638	69	3213	IS2	16/08/2003	VV
14151	69	3213	IS2	13/11/2004	VV
14652	69	3213	IS2	18/12/2004	VV
17157	69	3213	IS2	11/06/2005	VV
18159	69	3213	IS2	20/08/2005	VV
19662	69	3213	IS2	03/12/2005	VV
20664	69	3213	IS2	11/02/2006	VV
22167	69	3213	IS2	27/05/2006	VV

Tabla IV.6.3. Imágenes de radar adquiridas del satélite ENVISAT para Celaya.

Orbita	Track	Frame	Swath	Fecha	Polarización
7137	69	3195	IS2	12/07/2003	VV
7638	69	3195	IS2	16/08/2003	VV
14151	69	3195	IS2	13/11/2004	VV
14652	69	3195	IS2	18/12/2004	VV
17157	69	3195	IS2	11/06/2005	VV
18159	69	3195	IS2	20/08/2005	VV
19662	69	3195	IS2	03/12/2005	VV
20664	69	3195	IS2	11/02/2006	VV
22167	69	3213	IS2	27/05/2006	VV

IV.6.2.2 Creación de interferogramas

La creación de interferogramas se lleva a cabo a través de una serie de algoritmos, que son los encargados de registrar el par de imágenes seleccionado y de hacer la diferenciación. Los diferentes programas computacionales que existen en la actualidad han surgido de concepciones diferentes de la interferometría diferencial, entre los cuales podemos mencionar DORIS (Delft Object-oriented Radar Interferometric Software) desarrollado por la Universidad Tecnológica Delft en Holanda, ROI PAC desarrollado por la Universidad de Berkley en los Estados Unidos, DIAPASON (Differential Interferometric Automated Process Applied to Survey Of Nature) desarrollado por el Centro Nacional de Estudios Espaciales de Francia (CNES), ENVI desarrollado por la compañía Research Systems Inc., VEXCEL 3DSAR desarrollado por Vexcel Corporation, GAMMA desarrollado por la corporación Suiza GAMMA Remote Sensing Research and Consulting AG, etc.; este último fue el que se empleó en este trabajo de investigación en el Laboratorio de Geomática del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Florencia.

El paquete del programa GAMMA que se encarga de procesar la interferometría SAR (ISP), comprende un completo rango de algoritmos requeridos para la generación de interferogramas, mapas de alturas, mapas de coherencia y, productos de la interferometría diferencial. Estos algoritmos incluyen la estimación de la línea de base a partir de los datos de la órbita, el registro preciso de pares interferométricos de imágenes, la generación del interferograma (incluyendo el filtrado de la banda espectral común), la estimación de la correlación interferométrica, la remoción de la fase debida a la superficie plana, el filtrado adaptable de interferogramas, el desenvolvimiento de la fase a través de dos métodos

diferentes, la estimación precisa de la línea de base a partir de puntos de control en la superficie, la generación de alturas topográfica y, la rectificación de la imagen e interpolación de mapas de alturas. El despliegue de los resultados finales y productos intermedios se lleva a cabo a través de comandos específicos y; los parámetros de procesado, así como los datos característicos se guardan en archivos de texto que pueden visualizarse en cualquiera de los programas comerciales. En la figura IV.6.5 se presenta un diagrama de flujo que muestra el funcionamiento del paquete.

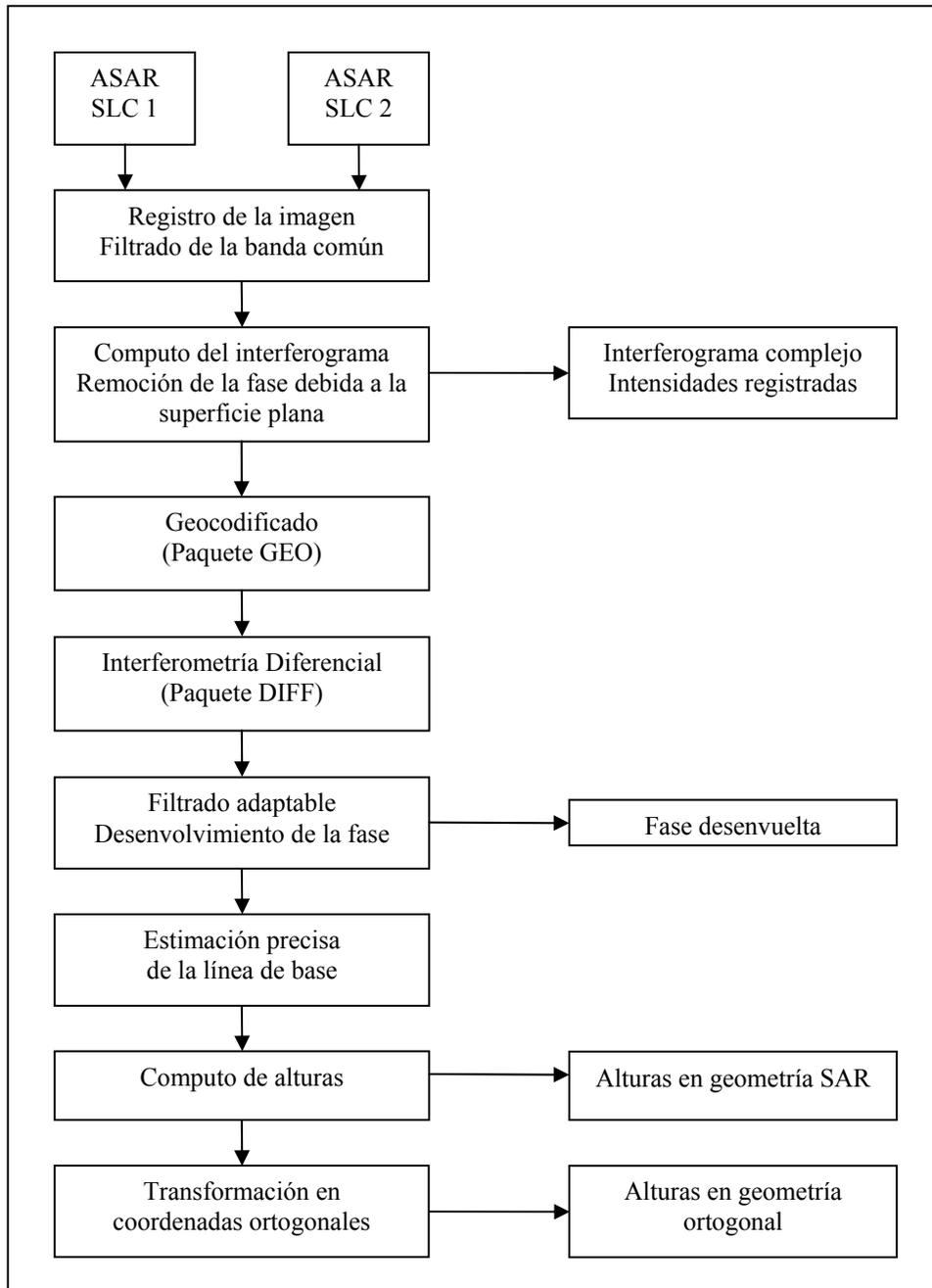


Fig. IV.6.5. Diagrama de flujo del funcionamiento del paquete ISP del programa GAMMA.

IV.6.2.2.1 Cálculo de un interferograma

IV.6.2.2.1.1 Transcripción de los datos SLC y generación de los parámetros de procesado

Los procesos interferométricos pueden iniciar con imágenes complejas de alta resolución, a un nivel de procesado “Single Look Complex” (SLC); o con datos crudos. El único inconveniente de comenzar con estos últimos es el tiempo de procesado que requieren. Los parámetros necesarios para enfocar los datos del radar se obtienen de características permanentes instrumentadas (longitud de onda, velocidad del muestreo); de datos de las orbitas, para lo cual se emplean herramientas auxiliares (proporción del efecto Doppler) o; de muestras de datos crudos (centroide del efecto Doppler).

Para llevar a cabo una combinación interferométrica adecuada, la cantidad de blancos primarios por píxel debe de ser igual en ambas imágenes, lo que sucede automáticamente si son enfocados de la misma manera; por ejemplo, deben de compartir el mismo centroide del efecto Doppler, el cual debe ser fijo para el promedio del valor óptimo de cada imagen, en lugar del promedio del valor óptimo de cada vista. Peor aún son las imágenes SLC provenientes de diferentes centros de procesado, los cuales pueden operar con algoritmos ligeramente diferentes. Si se desarrollan imágenes de radar complejas partiendo de datos crudos, se eliminan estos problemas garantizando un enfoque consistente.

Otra ventaja práctica de realizar el enfoque a partir de datos crudos, es la posibilidad de manipular grandes segmentos como si fuera un solo flujo de datos (concatenar), en lugar de pegar imágenes adyacentes; ya que de esta manera se evitan los vacíos de información durante la creación de imágenes, así como también las discontinuidades creadas por el cambio de parámetros. Además, los datos crudos generalmente son más económicos que las imágenes ya enfocadas; también pueden ocupar menos espacio si solo se seleccionan las bandas de frecuencia necesarias para el procesado (Massonnet et al., 1994).

Una serie de comandos se emplean para copiar los datos SLC al disco duro de la computadora. Este paso es un prerequisite antes de llevar a cabo más procesos. Los

comandos para la generación de los parámetros de procesado extraen los datos necesarios y preguntan al usuario por la sección de la imagen que se desea procesar, toda la información se acumula en un archivo que se emplea en los pasos sucesivos.

Para los datos SLC de una imagen ASAR del satélite ENVISAT, un comando se encarga de transcribir los datos proporcionados por la ESA en formato SLC en un archivo de datos de la imagen que requiere el programa.

IV.6.2.2.1.2 Registro de la imagen y filtrado de la banda común

Para que la cantidad de blancos primarios sea igual en ambas imágenes, es necesario corregirlos dentro de una pequeña fracción de píxel (Massonnet y Rabaute, 1993; Just y Bamler, 1994). Esta operación requiere grandes correcciones a causa de: los diferentes tiempos de inicio de las imágenes, la diferente distancia más cercana de observación y, a la diferencia global del punto de observación entre las dos imágenes. Las distorsiones estereoscópicas generalmente son más pequeñas que el tamaño del píxel debido a la restricción orbital necesaria para obtener un interferograma.

Se requieren tres pasos para llevar a cabo una corrección adecuada:

1. Las diferencias geométricas entre las dos imágenes de radar deben ser evaluadas. Gabriel y Goldstein (1988) superponen parches de imagen en el dominio complejo. Lin et al. (1992) seleccionan la superposición que minimiza la variación de fase entre las imágenes. Una correlación convencional de parches de amplitud de imagen, parece ser la mejor opción dado que su precisión se aproxima a 0.03 píxeles (Li y Goldstein, 1990; Massonnet, 1994; Kwok et al., 1994).
2. Las diferencias geométricas deben ser modeladas. Algunos grupos de investigadores emplean ajustes de cuadrados mínimos para aproximar la distorsión, para lo cual emplean un polinomio de bajo grado, sin embargo este omite el efecto estereoscópico residual. Massonnet y Feigl (1998) calculan una cuadrícula de distorsión teórica entre las dos

imágenes a partir de la topografía y de los datos de las orbitas y, la compararan con las observaciones. Dicha comparación da como resultado solamente dos constantes, el tiempo de inicio de adquisición y la distancia más cercana, ambas con la precisión necesaria para desarrollar el modelo. El modelo resultante es muy robusto y produce la misma precisión para todos los puntos de la imagen de radar, incluso en los lugares donde la correlación falla localmente.

3. Una de las imágenes denominada “imagen esclava” (Massonnet y Feigl, 1998), debe poderse superponer en la otra, en lo que respecta al contenido de fase. Algunos grupos de investigadores emplean el remuestreo bilinear (Lin et al., 1992), o bicúbico (Kwoh et al., 1994). Massonnet y Feigl (1998) realizan dicho remuestreo de la imagen en el dominio complejo a través de pequeños bloques de pocos píxeles (50 o menos), conforme al modelo de la cuadrícula. Cada bloque es descifrado en un azimut y en un rango por una fracción de píxel que multiplica las curvas ascendentes de la fase en el dominio de la frecuencia.

Como ya se comentó el proceso interferométrico de datos complejos ASAR combina dos imágenes SLC en un interferograma. Lo anterior requiere el corregistro de las dos imágenes a una aproximación de subpíxel; una exactitud de registro mejor de 0.2 píxel es necesaria para no reducir la correlación interferométrica por más del 5%. El programa GAMMA está provisto de dos métodos diferentes para registrar las imágenes SLC y calcular el interferograma. El primer método registra en un primer paso la segunda imagen SLC en relación a la primera; entonces, las dos imágenes SLC registradas se usan para el cálculo del interferograma. El segundo método lleva a cabo el registro y cálculo del interferograma en un solo paso. El primer método proporciona una manera simple de registrar múltiples imágenes SLC en la misma geometría. Las ventajas principales del segundo método son el poco espacio del disco duro empleado (ningún archivo adicional de la imagen SLC se genera) y, la alta eficiencia computacional alcanzada por la aplicación combinada de la interpolación y filtración espectral en un solo paso.

Los desplazamientos de registro de imagen se modelan como funciones bilineales tanto en el rango como en el azimut. La determinación de los coeficientes polinomiales de desplazamiento es el primer paso en el proceso interferométrico (Zebker et al., 1994). El corregistro de las imágenes se realiza calculando la función de la correlación espacial local para más de 1,000 áreas pequeñas a lo largo de la imagen. Los desplazamientos de la imagen que maximizan la correlación local pueden determinarse por “correlación cruzada” del valor real de la intensidad de la imagen, o por la optimización de la visibilidad de la franja, es decir basado en el valor complejo de las señales. Estos valores se usan para estimar los coeficientes polinomiales para los desplazamientos tanto en rango como en azimut de toda la imagen. Una vez que las funciones de desplazamiento son conocidas, las dos imágenes SLC pueden corregistrarse. Dado que esto se lleva a cabo a una resolución de subpíxel, es necesario el remuestreo de una de las imágenes. Para minimizar los errores de interpolación, se usan métodos de interpolación apropiados.

El paso siguiente es determinar una estimación de la componente de la línea de base perpendicular a la línea de visión basada en los datos de la huella (track), o en la pendiente del desplazamiento en el rango. Una vez conocida dicha línea de base, se puede determinar la función filtro para el filtrado de la banda común del espectro del rango. Una discusión de este tipo de filtrado fue realizada por Prati et al. (1991) y Gatelli et al. (1994). De igual manera, el espectro del azimut, el cual difiere debido a que los centroides Doppler no son idénticos, se filtra para incluir sólo las partes del espectro que son comunes en los dos espectros.

IV.6.2.2.1.3 Cómputo del interferograma y remoción de la fase debida a la superficie plana

En este paso las dos imágenes son correlacionadas, es decir, se computa el interferograma complejo. Massonnet y Feigl (1998) asumen que M es el píxel complejo común con coordenadas de rango y azimut en la imagen maestra, arbitrariamente escogidas como una referencia geométrica; y que S es el correspondiente píxel en la imagen esclava corregistrada. La diferencia de fase en este punto es la fase de MS^* , donde el asterisco denota una conjugación compleja. Con lo anterior, es posible realizar un promedio con los

píxeles vecinos para determinar la relación señal/ruido en un proceso denominado “vistas múltiples”, el cual sirve para mejorar las estimaciones de la fase interferométrica (reducir el ruido). Una ventaja adicional de este filtro es obtener una forma cuadrada del píxel final o, también conocido como “celda”. Para un píxel típico de 4 m en azimut y 8 m en rango, 2 vistas en rango y 10 en azimut, para un total de 20, es una opción razonable.

El rango de magnitud de un interferograma va de 0 a 1 y se conoce como “coherencia”, la cual mide la fiabilidad de las mediciones. Una coherencia perfecta de 1, quiere decir que cada píxel concuerda con la fase dentro de su celda; una situación improbable si las celdas contienen más de un píxel. Un valor cercano a 0, indica que las mediciones de fase no tienen sentido. La coherencia corresponde con la coherencia intrínseca de la superficie, la cual es una propiedad física; aunque cuantitativamente depende del número de píxeles promediados en una celda.

A continuación se remueven del interferograma las tendencias de fase esperadas en azimut y rango debidas a la superficie plana. Lo anterior se realiza para facilitar la filtración consecutiva, el promediado y, el desenvolviendo de la fase. Los valores de magnitud del interferograma complejo, corresponden a la correlación interferométrica. En las tablas IV.6.4 y IV.6.5 se presentan los interferogramas que fue posible realizar en función de las imágenes adquiridas.

Tabla IV.6.4. Interferogramas realizados para la Ciudad de Morelia.

Orbitas	Fechas	Días transcurridos	Diferencia en la línea de base (m)
7137 7638	12/07/2003 16/08/2003	35	-39
7137 14151	12/07/2003 13/11/2004	490	18
7137 14652	12/07/2003 18/12/2004	525	389
7137 17157	12/07/2003 11/06/2005	700	487
7137 18159	12/07/2003 20/08/2005	770	430
7137 19662	12/07/2003 03/12/2005	875	342
7137 20664	12/07/2003 11/02/2006	945	213
7137 22167	12/07/2003 27/05/2006	1050	163
7638 14151	16/08/2003 13/11/2004	455	57
7638 14652	16/08/2003 18/12/2004	490	428
7638 17157	16/08/2003 11/06/2005	665	526
7638 18159	16/08/2003 20/08/2005	735	469
7638 19662	16/08/2003 03/12/2005	840	381
7638 20664	16/08/2003 11/02/2006	910	252
7638 22167	16/08/2003 27/05/2006	1015	202
14151 14652	13/11/2004 18/12/2004	35	371
14151 17157	13/11/2004 11/06/2005	210	469
14151 18159	13/11/2004 20/08/2005	280	412
14151 19662	13/11/2004 03/12/2005	385	324
14151 20664	13/11/2004 11/02/2006	455	195
14151 22167	13/11/2004 27/05/2006	560	145
14652 17157	18/12/2004 11/06/2005	175	98
14652 18159	18/12/2004 20/08/2005	245	41
14652 19662	18/12/2004 03/12/2005	350	-47
14652 20664	18/12/2004 11/02/2006	420	-176
14652 22167	18/12/2004 27/05/2006	525	226
17157 18159	11/06/2005 20/08/2005	70	-57
17157 19662	11/06/2005 03/12/2005	175	-145
17157 20664	11/06/2005 11/02/2006	245	-274
17157 22167	11/06/2005 27/05/2006	350	324
18159 19662	20/08/2005 03/12/2005	105	-88
18159 20664	20/08/2005 11/02/2006	175	-217
18159 22167	20/08/2005 27/05/2006	280	267
19662 20664	03/12/2005 11/02/2006	70	-129
19662 22167	03/12/2005 27/05/2006	175	179
20664 22167	11/02/2006 27/05/2006	105	50

Tabla IV.6.5. Interferogramas realizados para la Ciudad de Celaya.

Orbitas	Fechas	Días transcurridos	Diferencia en la línea de base (m)
7137 7638	12/07/2003 16/08/2003	35	-32
7137 14151	12/07/2003 13/11/2004	490	27
7137 14652	12/07/2003 18/12/2004	525	404
7137 17157	12/07/2003 11/06/2005	700	498
7137 18159	12/07/2003 20/08/2005	770	435
7137 19662	12/07/2003 03/12/2005	875	357
7137 20664	12/07/2003 11/02/2006	945	219
7137 22167	12/07/2003 27/05/2006	1050	167
7638 14151	16/08/2003 13/11/2004	455	59
7638 14652	16/08/2003 18/12/2004	490	436
7638 17157	16/08/2003 11/06/2005	665	530
7638 18159	16/08/2003 20/08/2005	735	467
7638 19662	16/08/2003 03/12/2005	840	389
7638 20664	16/08/2003 11/02/2006	910	251
7638 22167	16/08/2003 27/05/2006	1015	202
14151 14652	13/11/2004 18/12/2004	35	377
14151 17157	13/11/2004 11/06/2005	210	471
14151 18159	13/11/2004 20/08/2005	280	408
14151 19662	13/11/2004 03/12/2005	385	330
14151 20664	13/11/2004 11/02/2006	455	192
14151 22167	13/11/2004 27/05/2006	560	144
14652 17157	18/12/2004 11/06/2005	175	94
14652 18159	18/12/2004 20/08/2005	245	31
14652 19662	18/12/2004 03/12/2005	350	-47
14652 20664	18/12/2004 11/02/2006	420	-185
14652 22167	18/12/2004 27/05/2006	525	232
17157 18159	11/06/2005 20/08/2005	70	-63
17157 19662	11/06/2005 03/12/2005	175	-141
17157 20664	11/06/2005 11/02/2006	245	-279
17157 22167	11/06/2005 27/05/2006	350	325
18159 19662	20/08/2005 03/12/2005	105	-78
18159 20664	20/08/2005 11/02/2006	175	-216
18159 22167	20/08/2005 27/05/2006	280	266
19662 20664	03/12/2005 11/02/2006	70	-138
19662 22167	03/12/2005 27/05/2006	175	185
20664 22167	11/02/2006 27/05/2006	105	49

IV.6.2.2.2 Geocodificado

Geocodificar es la transformación de coordenadas entre las de un sistema de imagen, en este caso coordenadas SAR (rango y azimuth) y, coordenadas ortogonales. Para geocodificar es necesario combinar información que se obtiene del sistema de la imagen (por ejemplo una imagen SAR y los productos derivados de ella), con la información en coordenadas ortogonales (por ejemplo un modelo digital de elevación, DEM). La posición de un punto en una imagen SAR (píxel), está en un círculo específico alrededor del vector de velocidad del sensor (la intersección del cono Doppler y la esfera para rango constante). La intersección de este círculo con la superficie terrestre, junto con el conocimiento de si la vista SAR es derecha o izquierda, determinan la localización del blanco y del vector de observación.

El programa distingue entre un elipsoide corregido y un terreno corregido. Los resultados correspondientes de transformar de coordenadas SAR a coordenadas ortogonales, son los productos "Elipsoides Geocodificados Corregidos" (GEC) y "Terrenos Geocodificados Corregidos" (GTC). La generación de productos GEC no requiere de un DEM, en cambio este es necesario para la generación de productos GTC. El DEM puede proporcionarse en una determinada proyección ortogonal o en coordenadas SAR (es decir, como un producto de la interferometría). La topografía de la superficie terrestre tiene un efecto agregado en el vector de observación.

Los tres pasos principales requeridos para llevar a cabo el geocodificado son:

1. La determinación inicial de la transformación geométrica
2. El refinamiento de la transformación geométrica
3. El remuestreo de datos de la imagen de un sistema de coordenada al otro

Para describir la transformación geométrica se emplea una tabla de búsqueda. Para cada punto de la imagen definido en un sistema de coordenadas, la tabla de búsqueda contiene las coordenadas correspondientes en el otro sistema de coordenadas. Los números reales

evaluados (comparados con números enteros) se emplean para perfeccionar la exactitud del geocodificado. Para cada píxel la tabla de búsqueda contiene un número complejo con la parte real que corresponde a la coordenada x (columna, rango, este, longitud) y, la parte imaginaria que corresponden a la coordenada y (fila, azimut, norte, latitud).

Se emplean dos tipos de tablas de búsqueda, el primer tipo contiene la dimensión de una imagen en coordenadas SAR; para cada píxel (de la imagen SAR) la tabla de búsqueda contiene un par de números reales estimados que son las coordenadas ortogonales correspondientes (es decir, los números reales estimados de la fila y la columna de la localización del correspondiente blanco en la proyección ortogonal). El segundo tipo de tabla de búsqueda contiene la dimensión de una imagen en coordenadas ortogonales; para cada píxel la tabla contiene un par de números reales estimados que son las correspondientes coordenadas SAR, rango y azimut (es decir, los números reales estimados de la fila y la columna de una imagen SAR, correspondiente a la localización del blanco).

La transformación geométrica en que la tabla es proporcionada a los valores de las coordenadas, se denomina transformación hacia delante. En esta transformación los datos de entrada son de la misma dimensión (número de columnas y de filas) que los de la tabla de búsqueda. La interpolación necesaria para determinar los valores transformados de la localización de los píxeles de salida, está basada en datos irregularmente espaciados. Un determinado comando del programa es el encargado de llevar a cabo dicha transformación.

La transformación geométrica de los valores de las coordenadas de la tabla de búsqueda a las coordenadas en que dicha tabla es proporcionada, se conoce como transformación hacia atrás. En este caso los datos de salida son de la misma dimensión (el número de columnas y de filas) que los de la tabla de búsqueda. La interpolación necesaria para determinar los valores transformados de la localización de los píxeles de salida, está basada en datos regularmente espaciados. El geocodificado hacia atrás es en términos computacionales más eficaz que una transformación hacia delante. Generalmente se prefiere una transformación hacia atrás por su simplicidad y, por consiguiente se tiene un remuestreo más controlado y eficaz.

Para el paso del remuestreo es recomendable que la resolución espacial de la imagen permanezca igual, para de esta manera asegurar que el muestreo sea adecuado para la interpolación; además de que en el remuestreo de imágenes SAR de una resolución alta a una baja, el nivel de la señal de ruido se mantiene innecesariamente alto. Es mejor primero aplicar vistas múltiples (o un filtrado), para reducir la resolución espacial a un valor similar al requerido para el remuestreo de la imagen de salida. Seleccionar una resolución espacial de salida más alta que la de entrada, reduce en gran medida la eficiencia en el geocodificado sin mucha ganancia de información; en tal caso, el geocodificado puede dirigirse a una baja resolución seguido por un sobremuestreo a la resolución más alta requerida.

Debido a la geometría especial de una imagen SAR, pueden ocurrir efectos como la escala y el sombreado. En el caso de la escala la superficie terrestre interactúa más de una vez con el círculo de las posibles localizaciones del blanco, es decir varias posiciones contribuyen a la señal. Hay varias posibilidades para tratar con estos problemas; con el programa GAMMA los usuarios tienen la posibilidad de seleccionar una de las opciones siguientes:

- a). Áreas con escala y sombreado como valores faltantes
- b). Mantener el valor real, es decir asumiendo los mismos valores SAR para diferentes posiciones del mapa ortogonal
- c). Interpolar en las regiones de escala y sombreado

El geocodificado en el programa Gamma se lleva a cabo a través de una colección de comandos agrupados en un paquete (GEO). En la figura IV.6.6 se muestra un diagrama de flujo que representa el funcionamiento de dicho paquete.

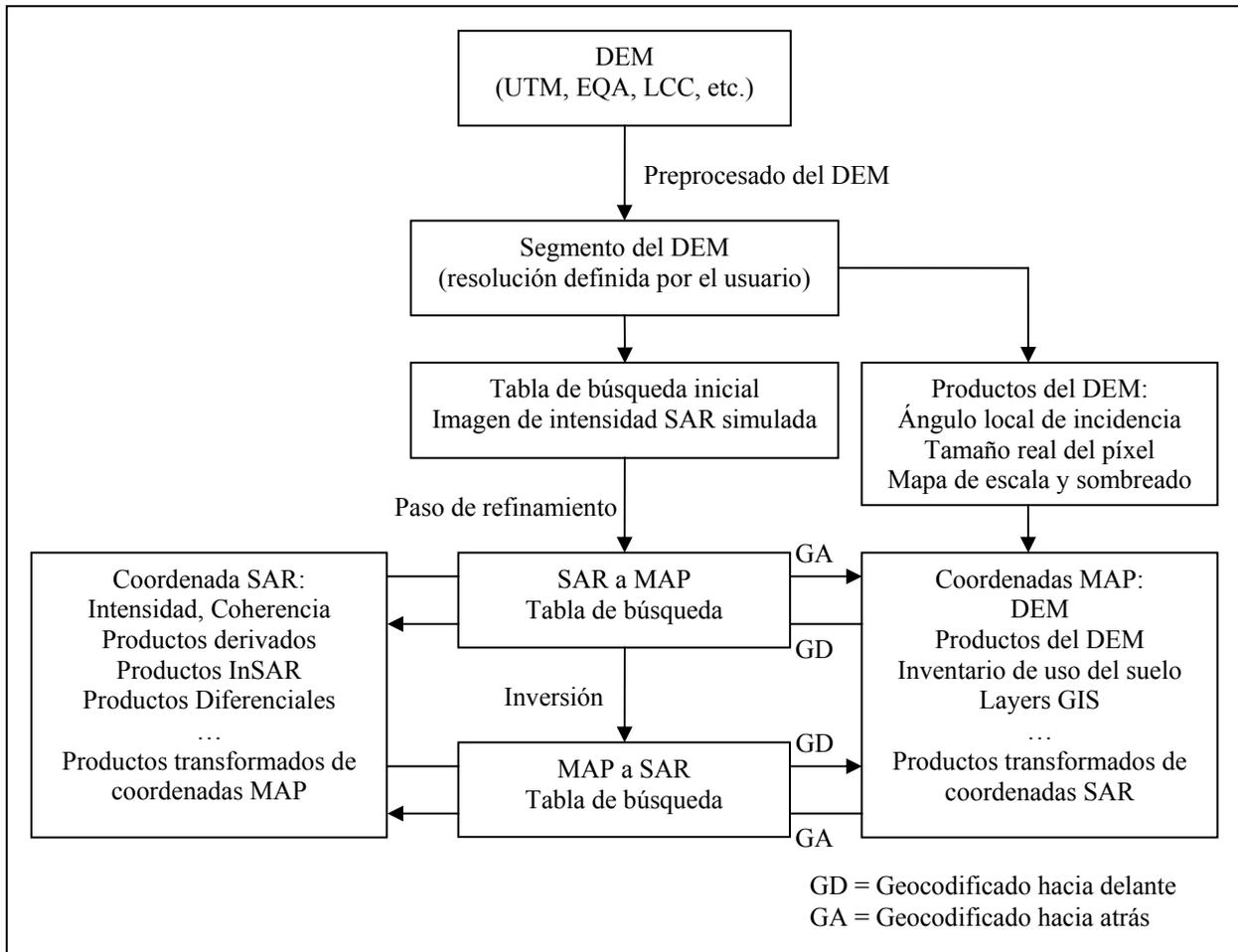


Fig. IV.6.6. Diagrama de flujo del funcionamiento del paquete GEO del programa GAMMA.

IV.6.2.2.3 Interferometría Diferencial

La fase interferométrica es sensible tanto a la topografía de la superficie, como a los desplazamiento coherentes entre la adquisición de un par de imágenes. La idea básica de un proceso de interferometría diferencial es separar los dos efectos, haciendo posible obtener un mapa de desplazamientos. Lo anterior se logra sustrayendo la fase relacionada con la topografía. Dicha fase puede calcularse de un DEM convencional o de un par interferométrico independiente sin la componente de la fase debida al desplazamiento diferencial. Dependiendo de la disponibilidad de datos SAR y de un DEM para el área de estudio, puede emplearse alguno de los siguientes procedimientos:

- Interferometría diferencial de 2-pasos
- Interferometría diferencial de 3-pasos
- Interferometría diferencial de 4-pasos
- Combinación de interferogramas complejos

Para el caso de esta investigación se empleó el procedimiento de interferometría diferencial de 2-pasos, ya que se tiene un DEM para cada una de las zonas de interés, además de que en la gama de imágenes adquiridas no se cuenta con un par interferométrico sin la componente de la fase debida al desplazamiento de la superficie terrestre para ninguno de los dos casos de estudio. El par antes señalado se puede obtener con imágenes adquiridas con un día de diferencia, lo que en el pasado era posible gracias a los satélites gemelos ERS. Los DEMs que se emplearon para llevar a cabo la interferometría diferencial de 2-pasos, se obtuvieron de los archivos del INEGI a través de su página de internet y, estos presentan una resolución en ambas direcciones de 30 m.

IV.6.2.2.3.1 Interferometría diferencial de 2-pasos

La interferometría diferencial de 2-pasos está basada en un par de imagen y en un DEM. El DEM puede estar en una determinada proyección ortogonal, o en la geometría de una imagen SAR (rango y azimut).

La idea básica de la interferometría diferencial de 2-pasos, es que un interferograma de referencia (interferograma con fase correspondiente a la topografía) es simulado basándose en el DEM. Para hacer esto el DEM se transforma primero de su sistema de coordenadas original a las coordenadas de una imagen SAR. Lo anterior se realiza en dos pasos, en el primero la transformación geométrica se hace basándose en la información disponible sobre la geometría del DEM y de la imagen SAR; en el mismo paso la intensidad de la imagen SAR se simula con base en la resolución del píxel local simulado y en el ángulo de incidencia. La imagen simulada del DEM tiene una precisión aproximada de la mitad del tamaño del píxel del DEM. Un DEM inexacto, errores en los datos de la órbita, así como errores pequeños en el cálculo de las transformaciones geométricas, pueden producir

desplazamientos pequeños entre la geometría de las imágenes SAR simulada y real. En el segundo paso los desplazamientos entre las imágenes de intensidades SAR simulada y real, se estiman y usan para un registro exacto de la transformación del DEM a la geometría de imagen SAR.

Basándose en la geometría SAR de referencia, en el modelo interferométrico de la línea de base y, en el mapa de alturas transformado, la fase interferométrica desenvuelta correspondiente exclusivamente a la topografía es calculada. Esta fase también se conoce como fase topográfica y, puede sustraerse del interferograma complejo (produciendo un interferograma diferencial complejo), o de la fase desenvuelta (produciendo la fase diferencial desenvuelta).

Es importante hacer hincapié en que la fase debida a la forma elipsoidal de la Tierra no es removida de la fase topográfica, por consiguiente, el interferograma producto de las dos imágenes SAR tiene que ser empleado en la sustracción. Si se usa la fase desenvuelta, los procesos interferométricos pueden llevarse a cabo sin remover la fase debida a la forma elipsoidal de la Tierra (sólo recomendado para líneas de base pequeñas), o en su defecto la fase removida tiene que se agregada a la fase desenvuelta.

La experiencia muestra que la información de la línea de base disponible, especialmente la calculada de los datos de la órbita, no puede ser suficientemente exacta. El fenómeno de escala de la fase desenvuelta simulada puede mejorarse a través de un ajuste de mínimos cuadrados entre las imágenes de fase desenvuelta simulada y real. Es importante remarcar que esta técnica no puede trabajar apropiadamente cuando se remueve la fase debida a la forma elipsoidal de la Tierra.

Usando la interferometría diferencial de 2-pasos, la generación de un interferograma diferencial complejo es muy robusta. La generación de la fase diferencial desenvuelta depende de la capacidad para desenvolver antes o después de la sustracción de la fase de referencia; especialmente en terrenos con topografía escabrosa el desenvolviendo de la fase diferencial (es decir, después del cálculo de la diferencia de fase), puede ser una tarea

mucho más fácil que el desenvolvimiento de la fase de la imagen que incluye ambas fases, las debidas a la topografía y a los efectos diferenciales.

De todos los interferogramas realizados para el caso de la Ciudad de Morelia, en dos es posible apreciar la deformación de la superficie terrestre con mayor claridad. El primero de ellos es el 7137_14151, que presenta una diferencia en la línea de base de 18 m y, que corresponde a un intervalo de 490 días del 12 de julio de 2003 al 13 de noviembre de 2004; mientras que el segundo es el 14652_19662, con una diferencia en la línea de base de -47 m y, un intervalo de 350 días del 18 de diciembre de 2004 al 3 de diciembre de 2005 (Farina et al., 2007) (figs. IV.6.7 y IV.6.8).

Para el caso de la Ciudad de Celaya, tres fueron los interferogramas en los cuales se observan con mayor claridad las deformaciones que se presentaron en los lapsos de tiempo seleccionados. El primero de ellos es el 7638_14151, con una diferencia en la línea de base de 59 m, así como un intervalo de 455 días del 16 de agosto de 2003 al 13 de noviembre de 2004; en el segundo (14652_19662) la diferencia de la línea de base es de -47 m, mientras que el intervalo es de 350 días del 18 de diciembre de 2004 al 3 de diciembre de 2005; finalmente en el tercero (20664_22167), la línea de base es de 49 m y el intervalo es de 105 días del 11 de febrero del 2006 al 27 de mayo del 2006 (figs. IV.6.9, IV.6.10 y IV.6.11).

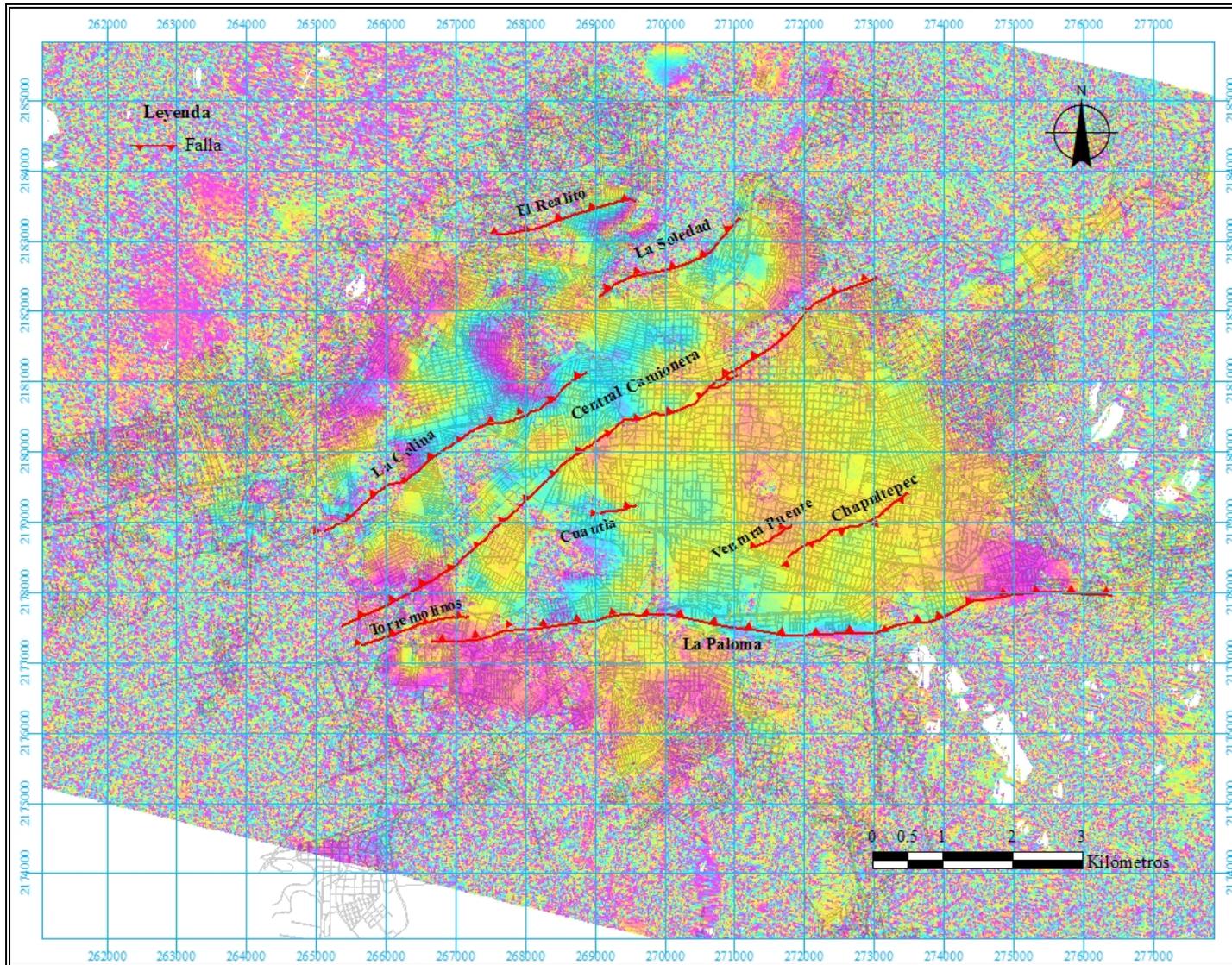


Fig. IV.6.7. Interferograma 7137_14151 de la Ciudad de Morelia.

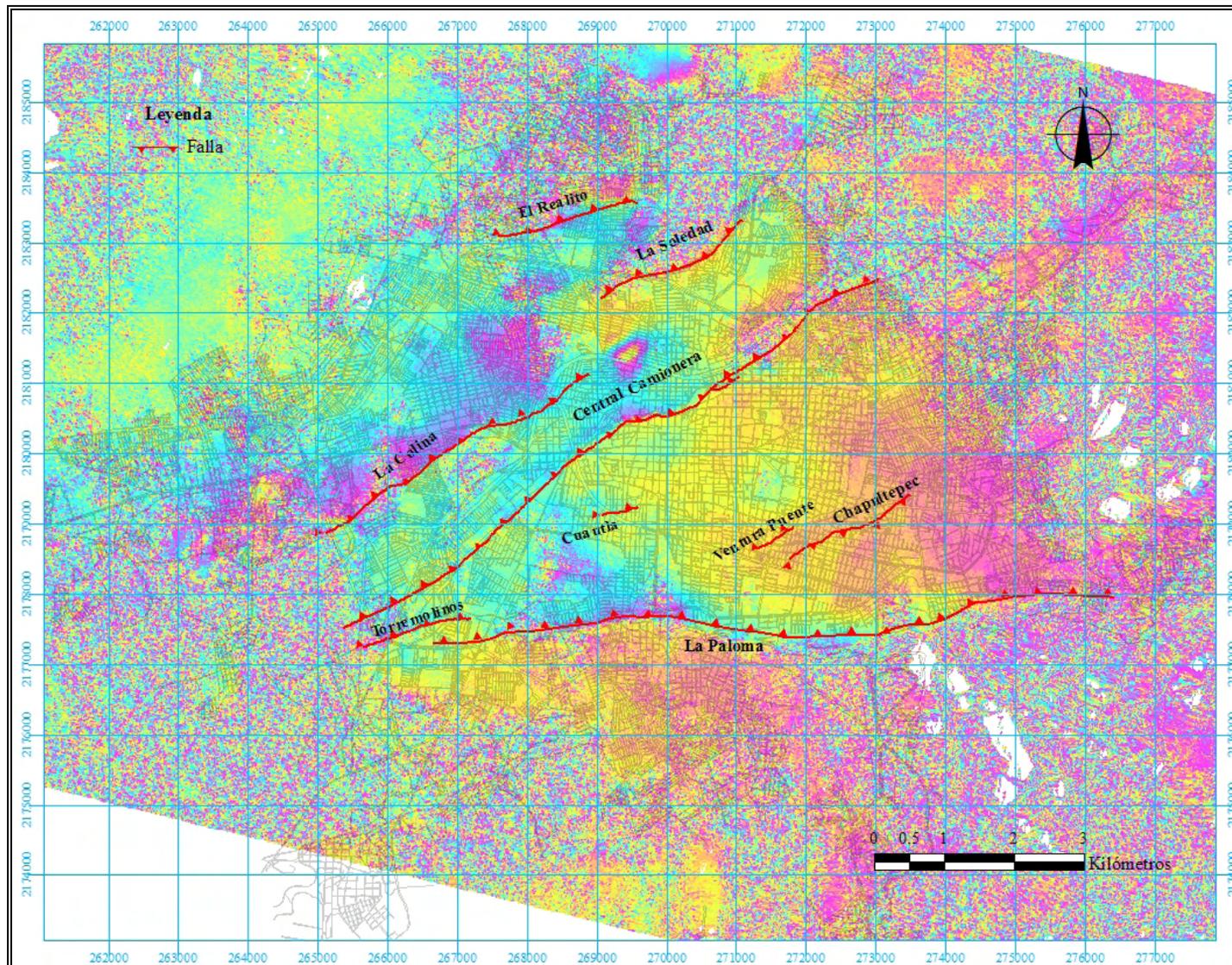


Fig. IV.6.8. Interferograma 14652_19662 de la Ciudad de Morelia.

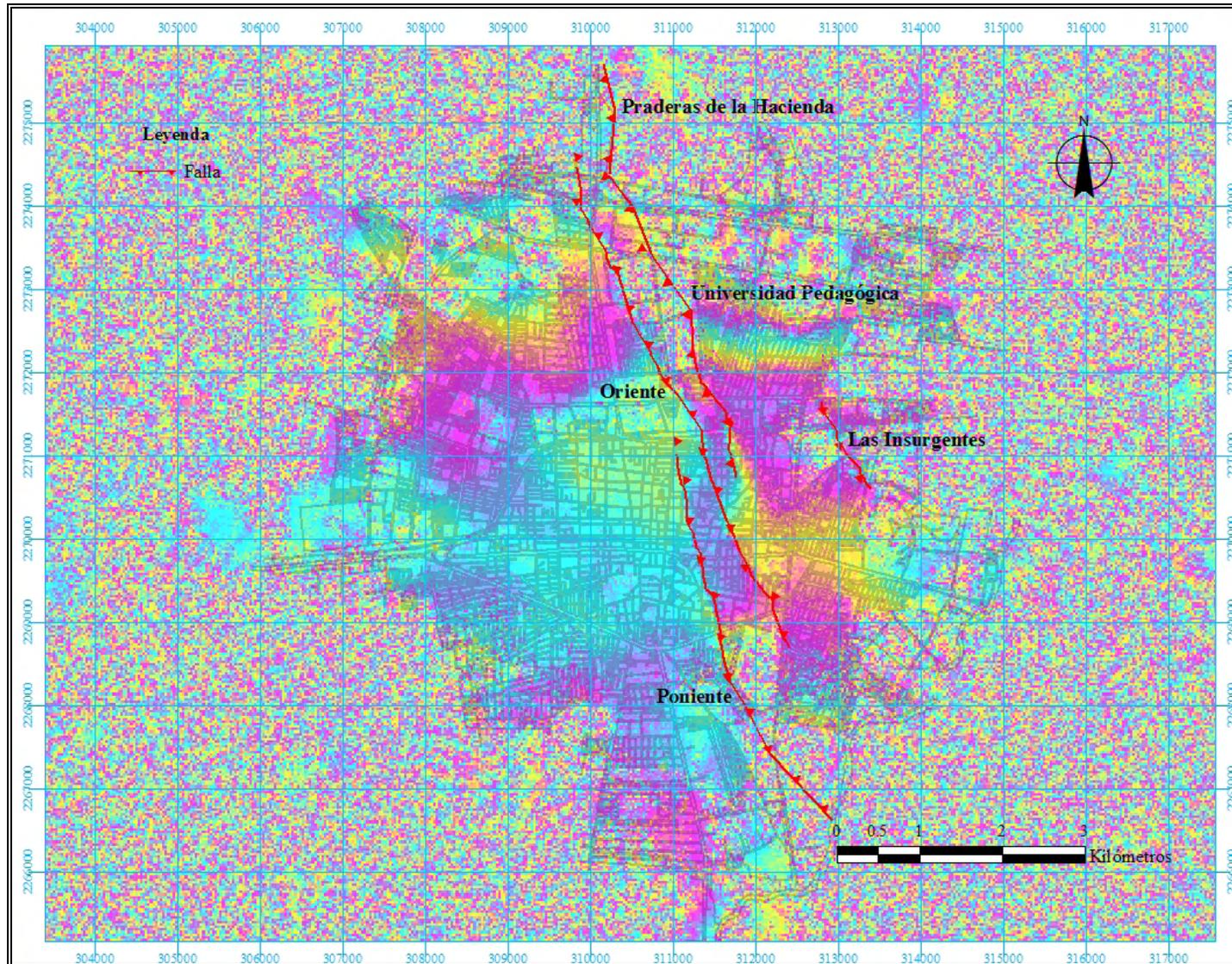


Fig. IV.6.9. Interferograma 7638_14151 de la Ciudad de Celaya.

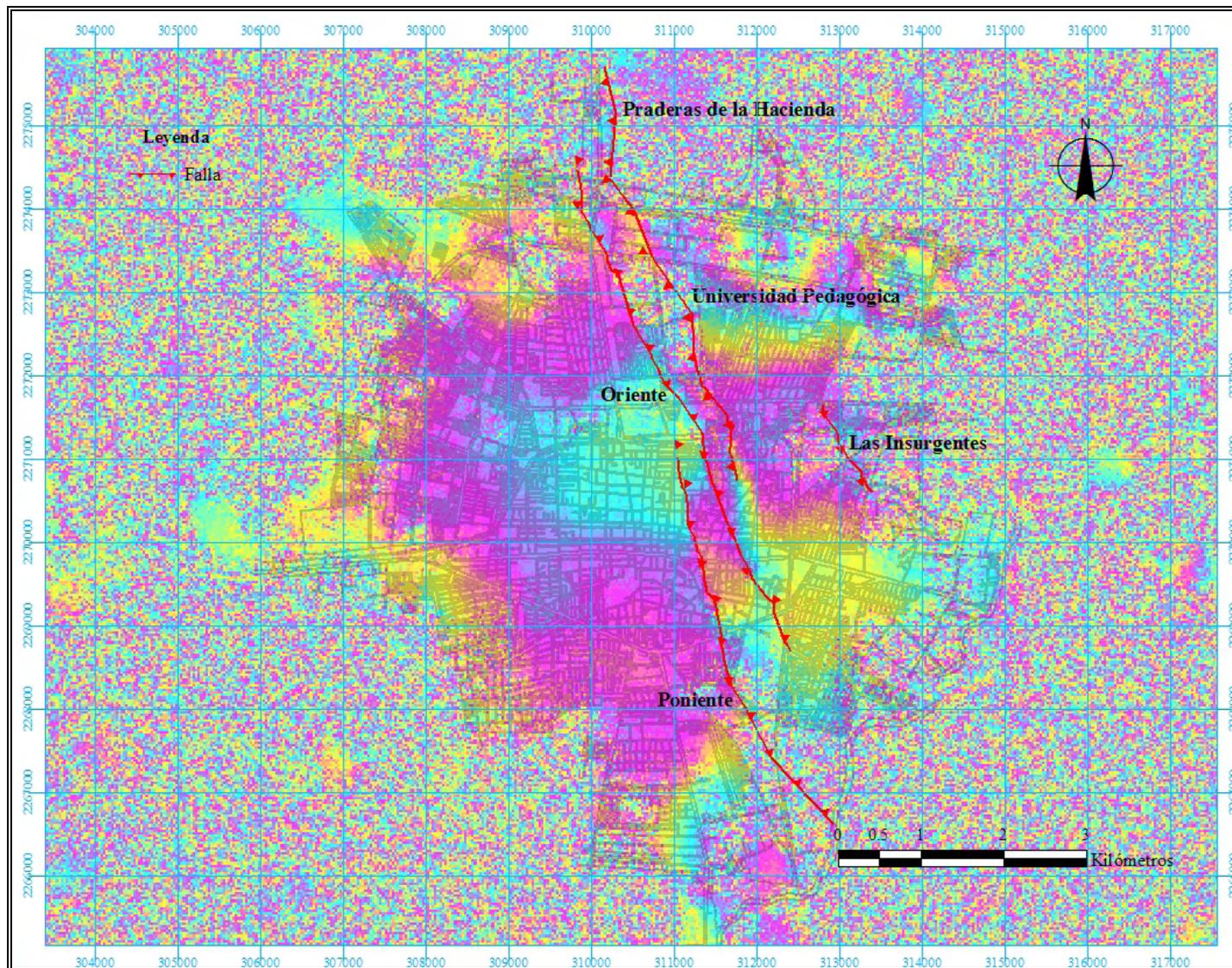


Fig. IV.6.10. Interferograma 14652_19662 de la Ciudad de Celaya.

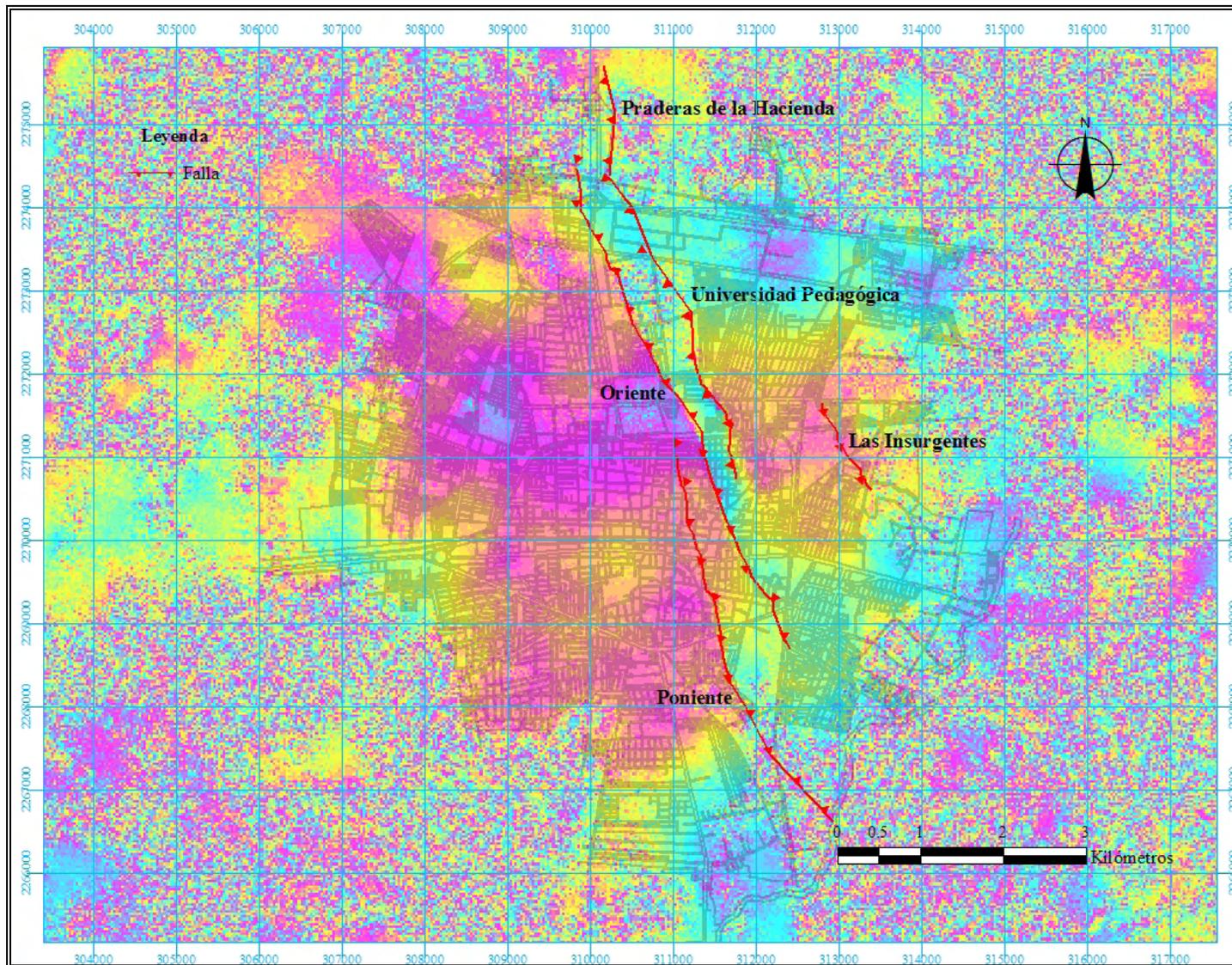


Fig. IV.6.11. Interferograma 20664_22167 de la Ciudad de Celaya.

IV.6.2.2.4 **Desenvolvimiento de la fase**

Un interferograma es intrínsecamente ambiguo ya que la fase está definida como módulo de 2π ; resolver esta ambigüedad se conoce comúnmente como “desenvolver” la fase. El problema no es específico de la interferometría de radar, también se puede encontrar en la óptica y, en las imágenes de resonancia magnética nuclear. Puesto que no se tiene información previa de la parte entera de la fase, solo es posible emplear la hipótesis de continuidad para reconstruirla de un sitio a otro. La diferencia absoluta de fase entre dos puntos en la imagen es la adición integral a lo largo de cualquier trayectoria y, debe ser independiente de la trayectoria seguida.

El procedimiento más recomendable es el desenvolvimiento paso a paso, su implementación más sencilla integra la fase entre dos píxeles sucesivos asumiendo que la diferencia es menor de π . Con la suposición anterior, los errores se propagan a través de todo el interferograma produciendo resultados diferentes dependiendo de la trayectoria seguida. Varias soluciones se han propuesto para evitar los errores de integración, tal como la detección de residuos, donde la integral a lo largo de una trayectoria cerrada no es cero y de esta manera los evita (Goldstein et al., 1988). Estos residuos también pueden ser encontrados a lo largo de crestas, donde el patrón de fase es discontinuo (“líneas fantasma”) (Prati et al., 1990). Otra técnica ajusta la superficie a varios valores de fase vecinos introduciendo algunas constantes. Las franjas también pueden ser detectadas como contornos, por ejemplo, agregando puntos que no estén separados por una transición (Lin et al., 1992).

Es posible identificar áreas sospechosas en el interferograma con la amplitud de imagen convencional o con la coherencia de la imagen y, de esta manera minimizar las áreas donde los problemas pueden surgir. Superficies muy oscuras se pueden considerar como lagos, crestas brillantes pueden crear líneas fantasma, etc. El desenvolvimiento puede conducir a errores que se malinterpretan como desplazamientos.

Dado que la fase del interferograma sólo se conoce en módulos de 2π , para poder relacionar la fase interferométrica con la geometría de la imagen y, finalmente recuperar la altura topográfica y el verdadero rango en la superficie, tiene que ser sumado el múltiplo correcto de 2π . Esto lo realiza el programa en el paso de desenvolvimiento de la fase, el cual es problemático debido a las discontinuidades (por ejemplo debido a la escala) e inconsistencias (residuos como resultado de un alto ruido de la fase). Para reducir el ruido de la fase se puede llevar a cabo un filtrado y además vistas múltiples. Áreas planas de intermedia a alta coherencia no son relativamente problemáticas; un mayor cuidado se debe de tener en terrenos escabrosos, así como en áreas de baja coherencia.

IV.6.2.2.4.1 Filtrado del interferograma

El filtrado y las vistas múltiples, son posibles pasos que preceden al desenvolvimiento de la fase; el objetivo es reducir el ruido de la fase y por consiguiente hacer la fase que se desenvuelve más simple, más robusta, más eficaz. El programa contiene dos filtros diferentes, el primero se considera adaptable para el gradiente de la fase local; el segundo usa una nueva técnica avanzada de filtración.

IV.6.2.2.4.2 Algoritmos para el desenvolvimiento de la fase

El desenvolvimiento de la fase se lleva a cabo a través de alguna de las dos técnicas disponibles en el programa. La primera técnica es un algoritmo creciente de la región de "corte de rama", similar al descrito por Rosen et al. (2000), se aplica comúnmente al interferograma filtrado. Con dicho algoritmo se identifican áreas críticas como aquellas de baja coherencia o también residuos, evitándolos en el desenvolvimiento de la fase. Este algoritmo es bastante fiable y en la mayoría de los casos es eficaz.

El segundo método de desenvolviendo de la fase, emplea la técnica de "flujo de costo mínimo" (MCF) y una red irregular triangular (TIN). El anterior es un método de optimización global al problema de desenvolvimiento de la fase. Otras ventajas de la técnica es que los huecos en los datos de entrada (por ejemplo en los casos de baja

coherencia) pueden ser considerados, así como también la alta densidad de la red triangular. El “enmascarado”, el “adelgazamiento adaptable” y, el “proceso de parchado”, se emplean para permitir el desenvolvimiento eficaz y robusto incluso de interferogramas muy grandes.

IV.6.2.2.5 Mapas de desplazamiento

IV.6.2.2.5.1 Estimación precisa de la línea de base

Una primera estimación de la línea de base del interferograma se determina a partir de los datos de la órbita (track) o, del promedio de la frecuencia de franjas del interferograma. Esta estimación es suficiente para la sustracción de la fase debida a la forma elipsoidal de la Tierra, llevada a cabo para facilitar el filtrado del interferograma y la estimación de la coherencia; sin embargo no es bastante exacta para convertir la fase interferométrica desenvuelta en desplazamientos. Por consiguiente, una estimación refinada de la línea de base se realiza empleando un ajuste a mínimos cuadrados para un número de puntos de control de altura conocida.

IV.6.2.2.5.2 Cómputo de los desplazamientos

La fase interferométrica desenvuelta junto con la línea de base precisa, se emplean para obtener los desplazamientos y los verdaderos rangos en superficie, basados en relaciones geométricas.

IV.6.2.2.6 Ortogonalización

Una vez que se conocen los desplazamientos en una geometría de imagen SAR, es posible transformar las imágenes de coordenadas SAR (rango, azimut) a coordenadas ortogonales. Además de mapas de desplazamientos otros productos como mapas de intensidad o de coherencia pueden ser transformados a coordenadas ortogonales.

De los dos interferogramas realizados para el caso de la Ciudad de Morelia, en los cuales es posible apreciar la deformación de la superficie terrestre con mayor claridad (7137_14151 y 14652_19662), se realizaron mapas de desplazamiento donde se visualiza que las deformaciones, que en este caso representan hundimientos de la superficie (subsistencia), se concentran a lo largo de las fallas superficiales, así como también se hacen presentes en la zona Centro-SO y NO de la ciudad donde desarrollan su valor máximo de 3.5 cm (Farina et al., 2007) (figs. IV.6.12 y IV.6.13). En el mapa de desplazamientos que cubre el intervalo del 12 de julio de 2003 al 13 de noviembre de 2004 (fig. IV.6.12), se aprecia que la superficie afectada es mayor que la que es posible observar en la figura IV.6.13 que corresponde al intervalo del 18 de diciembre del 2004 al 3 de diciembre de 2005, sin embargo la distribución de los hundimientos sigue siendo la misma. En la figura IV.6.13 es posible apreciar un círculo típico de subsistencia en la zona Centro-Norte de la ciudad más específicamente en la colonia Prados Verdes, la cual corresponde al cono de abatimiento que genera el pozo de bombeo No. 16 (Prados Verdes, Galeanas) que se ubica exactamente en el centro de dicho círculo. Conjuntando los dos mapas de desplazamientos es posible definir un hundimiento anual de 3.5 cm para la Ciudad de Morelia del año 2003 al 2005 en las zonas anteriormente señaladas.

En los mapas de desplazamientos correspondientes a la Ciudad de Morelia (figs. IV.6.12 y IV.6.13), se puede apreciar como la falla La Paloma presenta desplazamientos, en este caso las deformaciones no son resultado de los PSCF, sino los movimientos que detecta la técnica que responden a problemas de inestabilidad de taludes que caracteriza a dicha falla.

Para el caso de la Ciudad de Celaya, de los tres interferogramas disponibles sólo se muestra el mapa de desplazamientos del último (20664_22167). El motivo por el cual no fue posible derivar satisfactoriamente los dos primeros interferogramas (7638_14151 y 14652_19662) en mapas de este tipo, es por su grado de complejidad, lo que conlleva a dificultades en la correcta propagación del algoritmo para desenvolver la fase en el número correcto de ciclos de 2π (Farina et al., 2007); así como debido a la condición necesaria para poder realizar la interferometría (ecuación IV.6.1, límite de gradiente), la cual indica que la deformación máxima permitida entre píxeles adyacentes es de 28 mm, por lo que si en el intervalo de

análisis la deformación es muy grande, se puede llegar a sobrepasar dicho límite. Sin embargo en los mencionados interferogramas (figs. IV.6.9 y IV.6.10) se puede apreciar claramente el hecho de que las fallas que afectan a la ciudad, representan una frontera que divide la zona Este que presenta hundimientos, de la Oeste más estable; así como también que el área con las máximas deformaciones es aquella que se localiza hacia el NE.

En la figura IV.6.14 se presenta el mapa de desplazamientos de la Ciudad de Celaya que corresponde al intervalo del 11 de febrero de 2006 al 27 de mayo de 2006, en el cual se puede apreciar al igual que en el caso de la Ciudad de Morelia, como las deformaciones se alojan a lo largo de las fallas principales; así como también en las zonas NE y SE de la ciudad, con magnitudes entre los 2 y 3 cm (Farina et al., en prensa). Si se normaliza el resultado anterior, es posible determinar una tasa de hundimiento para el año 2006 en las zonas señaladas entre 7 y 10 cm/año.

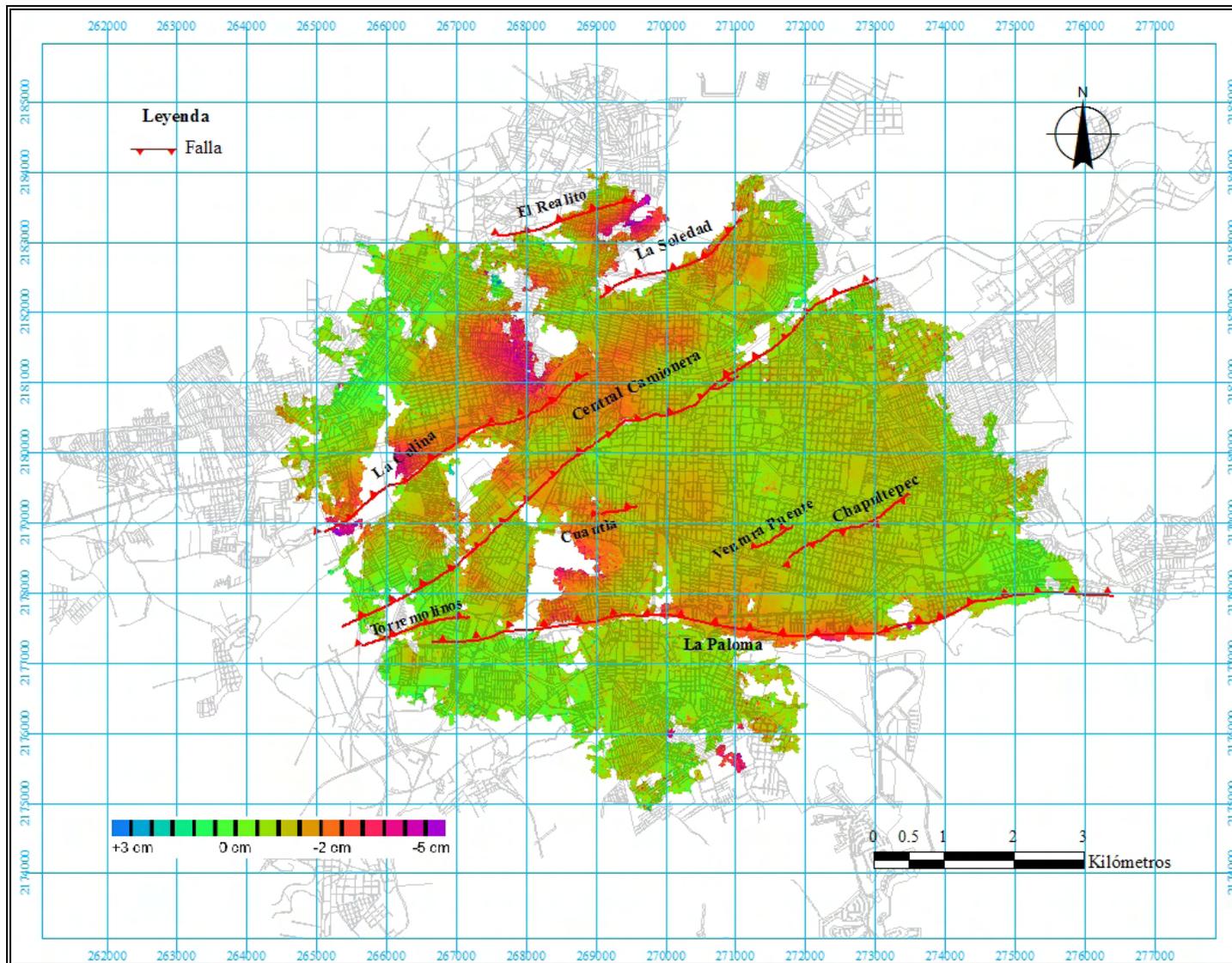


Fig. IV.6.12. Mapa de desplazamientos ocurridos en la Ciudad de Morelia del 12/07/03 al 13/11/04.

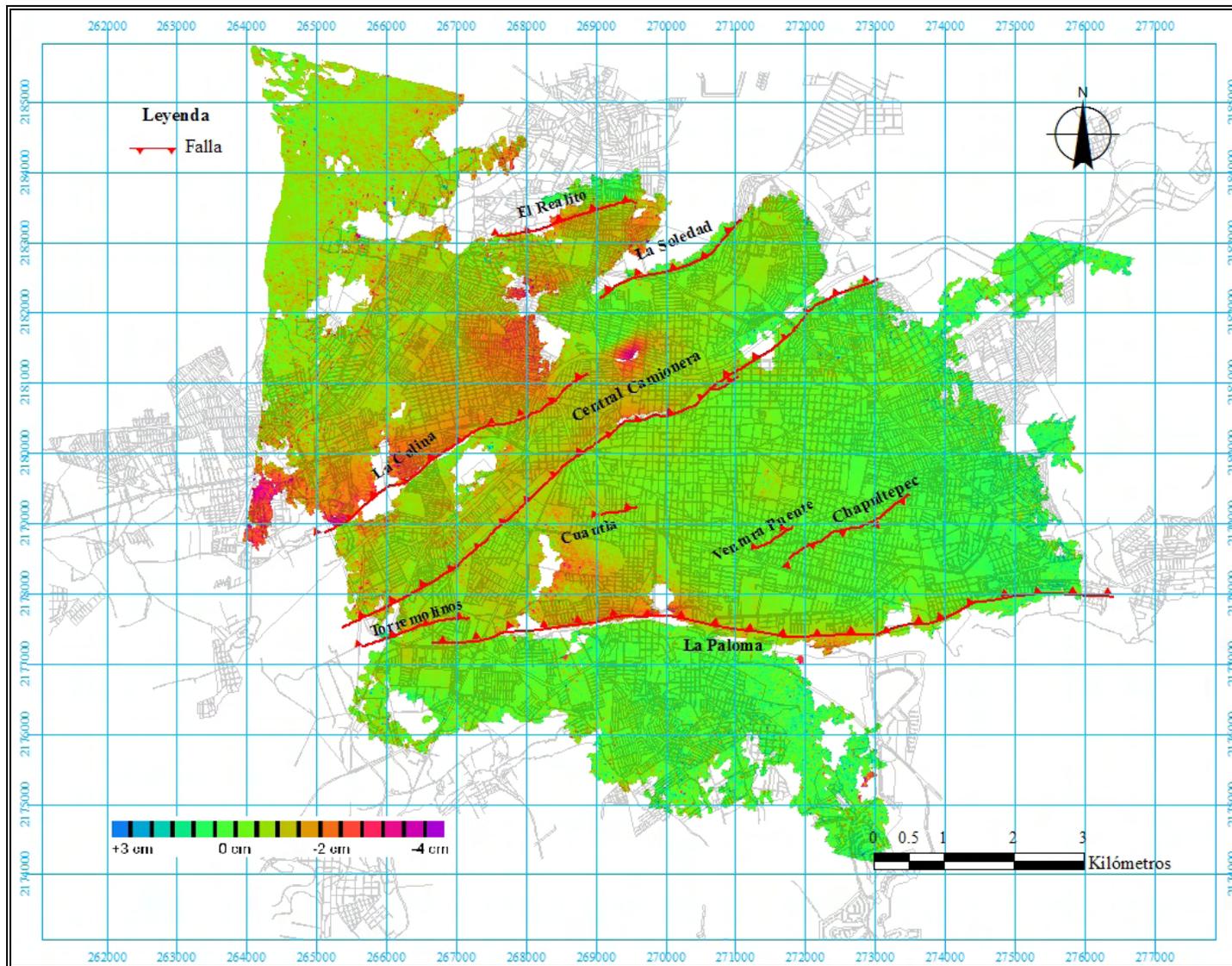


Fig. IV.6.13. Mapa de desplazamientos ocurridos en la Ciudad de Morelia del 18/12/04 al 03/12/05.

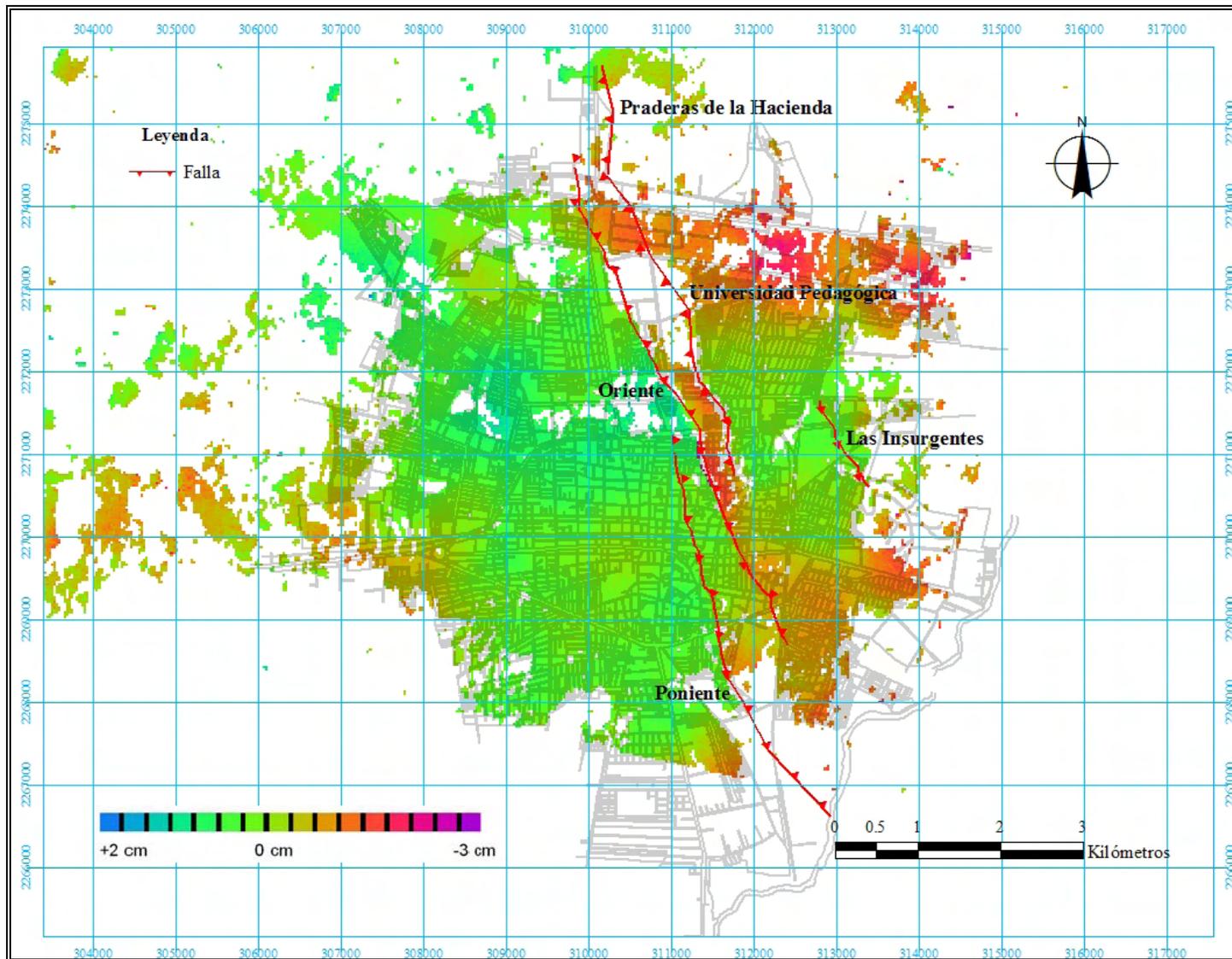


Fig. IV.6.14. Mapa de desplazamientos ocurridos en la Ciudad de Celaya del 11/02/06 al 27/05/06.

IV. RESULTADOS

IV.7 Integración de resultados

En este apartado del trabajo se presenta la integración de los diferentes resultados obtenidos al llevar a cabo la gama de estudios señalados en la metodología de esta investigación. El objetivo principal que se persigue con esta integración de resultados, es lograr una mejor conceptualización de la formación y evolución de los denominados PSCF en zonas lacustres y/o fluviolacustres.

IV.7.1 Caso: Ciudad de Morelia, Michoacán

IV.7.1.1 Integración con la geología

En la figura IV.7.1 se presenta un mapa que contiene la geología de la Ciudad de Morelia a la cual se le ha superpuesto una capa que representa la subsidencia que se presentó en la ciudad en el periodo de tiempo comprendido entre el verano de 2006 y el verano de 2007, resultado de la interpolación de los puntos de control que se emplearon para llevar a cabo un monitoreo geodésico empleando GPS.

En la figura mencionada se pueden identificar dos aspectos importantes, el primero de ellos se refiere a como la falla denominada Central Camionera, sobre todo en su parte central, marca la frontera entre dos comportamientos completamente diferentes de la superficie de la ciudad. Hacia el SE de la falla la superficie no experimenta subsidencia alguna, con excepción de algunos sitios aislados producto de la interpolación de puntos de control que reportan hundimientos muy locales. Por el contrario hacia el NO de la falla en cuestión (bloque que se hunde), la mayor parte del área se vio afectada por hundimientos del orden de hasta 6 cm/año.

El segundo aspecto al que se hace referencia, es el resultado de analizar la geología, al hacerlo se aprecia que la subsidencia no solamente se desarrolló en los depósitos lacustres

Pliocuaternarios que sobreyacen parte del área, sino que también se lleva a cabo en las áreas ocupadas por las lavas del vulcanismo andesítico-basáltico del Pleistoceno-Holoceno producto de los volcanes semiescudo Quinceo y Las Tetillas; un ejemplo claro de ello se observa en un área considerable donde se presentan los hundimientos máximos, que está ocupada por las lavas señaladas, las cuales se podrían considerar como las zonas más estables de la ciudad.

Realizando el mismo ejercicio con la geología de la ciudad pero en esta ocasión empleando los mapas de desplazamientos verticales desde la línea de visión del satélite ENVISAT, productos finales de aplicar la técnica InSAR, dan como resultado los mapas de las figuras IV.7.2 y IV.7.3. En la primera de las figuras señaladas la geología es integrada con una capa que muestra los desplazamientos verticales que se desarrollaron en el periodo de tiempo comprendido entre julio de 2003 y noviembre de 2004. En dicha figura es posible identificar tres zonas de la ciudad que se comportan de diferente manera en cuanto a su estabilidad se refiere. La primera de ellas se ubica hacia el Sur de la falla La Paloma, siendo esta la frontera que la separa de la zona aledaña; a la zona en cuestión la podemos denominar como estable dado que presenta muy pocos desplazamientos verticales, lo que es razonable si se analiza la geología, ya que la zona representa la loma de Santa María ocupada por el basamento rocoso el cual está conformado por las Ignimbritas (piedra cantera de Morelia) de la Caldera de Atécuaro del Mioceno subyacidas por andesitas, por lo que se considera como la zona más estable de la ciudad.

La segunda zona a la que se hace referencia es en gran parte la zona central de la ciudad, dicha zona está limitada al Sur por la falla La Paloma y hacia el NO por la falla Central Camionera. Siguiendo con la denominación establecida para la primera zona, podemos referirnos a la segunda como zona medianamente estable o de estabilidad media, en función del incremento visible de hundimientos en relación con la zona estable. Ahora bien si nos enfocamos en la geología, se aprecia como la recién nombrada zona de estabilidad media es prácticamente la cuenca de la ciudad, la cual fue rellenada por materiales granulares del Pliocuaternario.

La tercer zona está conformada por el área de la ciudad que se localiza hacia el NO de la falla Central Camionera, la cual sin duda alguna se puede identificar como inestable, con base en el número y magnitud de hundimientos que se dan lugar ahí, lo que coincide con uno de los aspectos identificados anteriormente al integrar los resultados del monitoreo con GPS con la geología de la ciudad (figura IV.7.1). Además de lo anterior, en la figura IV.7.2 se aprecia con mayor claridad el hecho de que la máxima subsidencia en el periodo señalado, que es de aproximadamente 3.5 cm/año, se presentó sobre las lavas generadas por los volcanes Quinceo y Las Tetillas, que descansan sobre secuencias lacustres y/o fluviolacustres.

En la figura IV.7.3 al igual que con la figura que le antecede, a la geología de la ciudad se le sobrepone una capa que contiene los resultados de aplicar la técnica InSAR, con la diferencia de que en este caso se muestran los desplazamientos que se presentaron en el transcurso de un año comprendido entre diciembre de 2004 y diciembre de 2005. En esta figura, también es posible identificar las tres zonas de la ciudad (estable, de estabilidad media e inestable) que se establecieron al analizar la figura IV.7.2. Puesto que el intervalo de tiempo entre la adquisición del par de imágenes necesario para realizar la interferometría es menor que en el caso anterior, los desplazamientos verticales que se aprecian son menores. Lo anterior se cumple siempre y cuando la tasa de subsidencia se mantenga constante a través del tiempo.

A pesar de que el número de desplazamientos verticales que se observa en la figura en cuestión es menor que el observado en la figura IV.7.2, sigue siendo muy notorio el hecho de que en la zona denominada como de inestabilidad (hacia el NO de la falla Central Camionera), se aloja la mayor cantidad de hundimientos y, además es ahí donde se desarrolla la máxima subsidencia presente en la ciudad. Otro aspecto importante que comparten las figuras IV.7.2 y IV.7.3, es que los hundimientos máximos, los cuales son del orden de 3.50 cm/año, se presentan en las planchas de lavas generadas por los volcanes Quinceo y Las Tetillas.

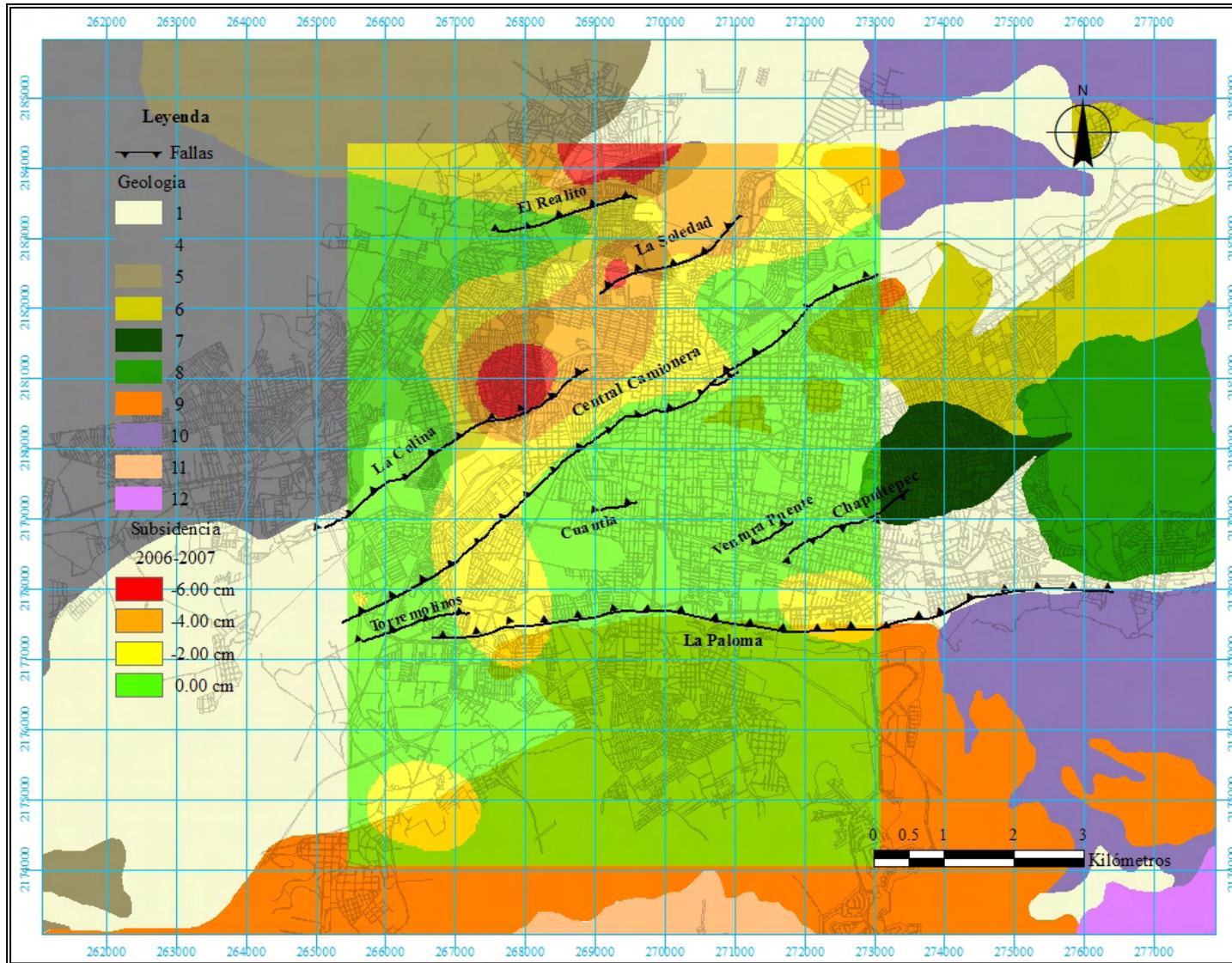


Fig. IV.7.1. Integración de la geología de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (GPS) del período 2006-2007.

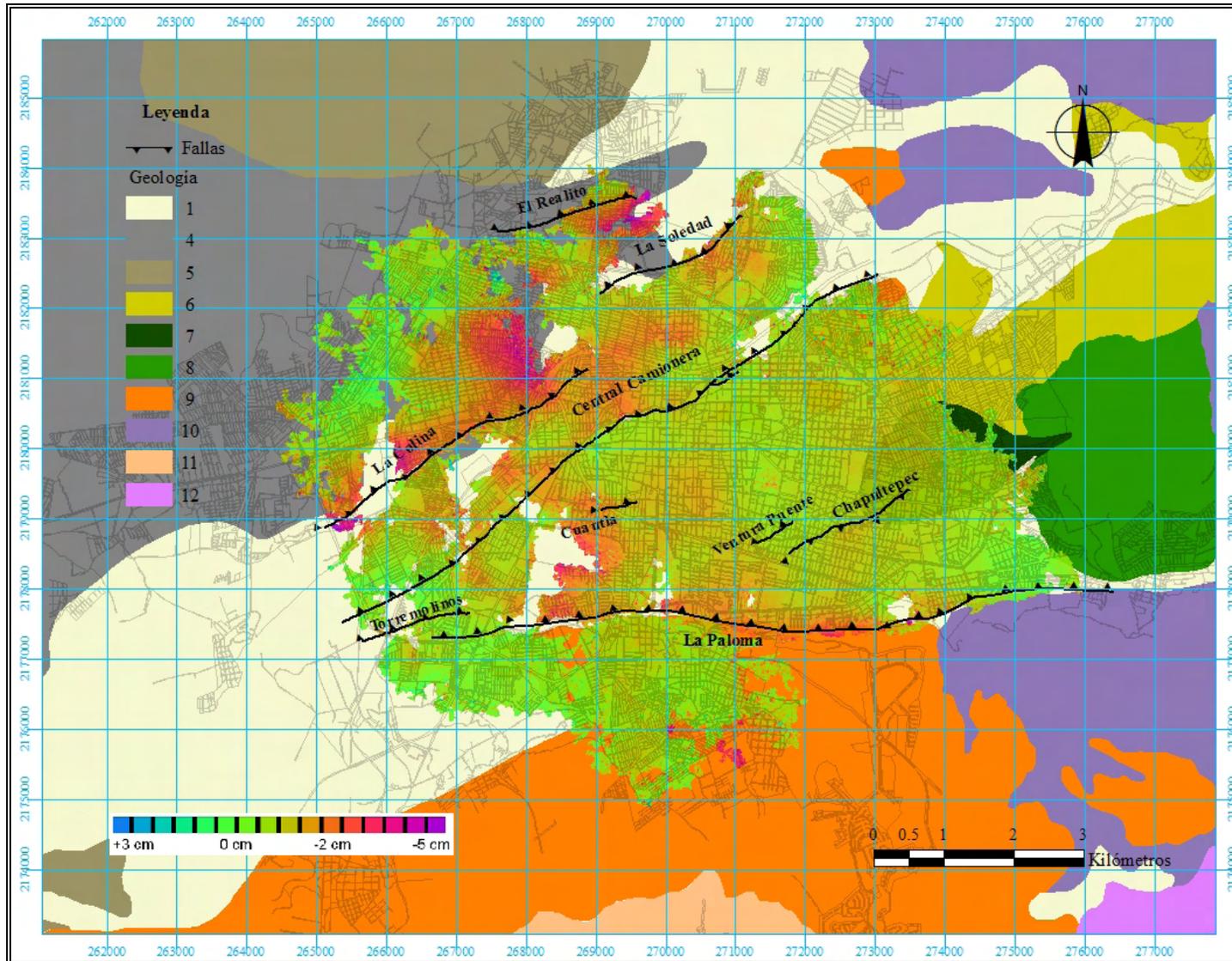


Fig. IV.7.2. Integración de la geología de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (InSAR) del período 12/07/03-13/11/04.

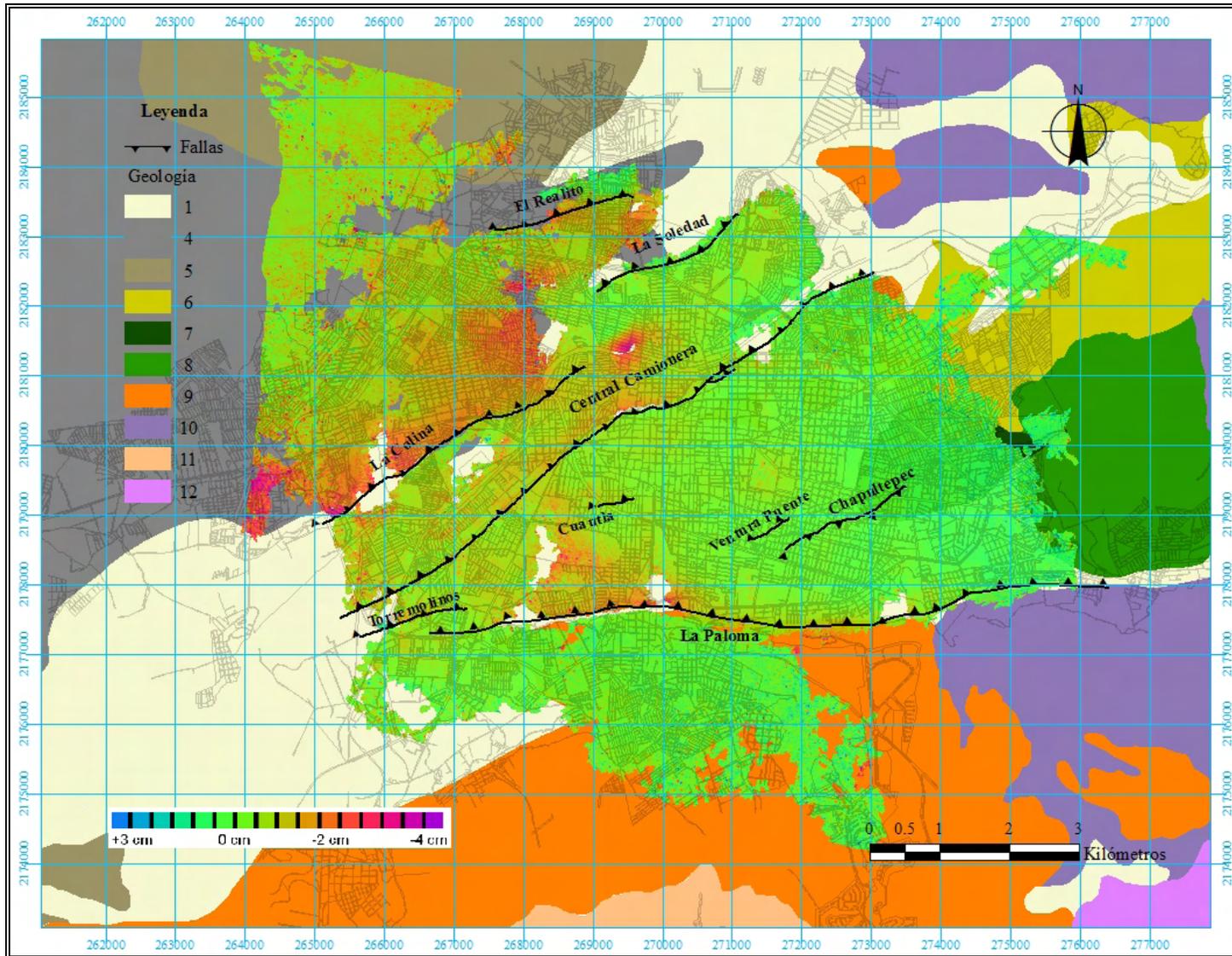


Fig. IV.7.3. Integración de la geología de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (InSAR) del período 18/12/04-03/12/05.

IV.7.1.2 Integración con la piezometría

En la figura IV.7.4 se muestra un mapa de la Ciudad de Morelia en el que se integró la ubicación de los pozos empleados para la extracción del agua del subsuelo, su radio máximo de influencia (500 m), con una serie de isolíneas que representan el espesor de material capaz de sufrir deformación al momento de verse sometido a un incremento en el estado de esfuerzos como consecuencia del abatimiento del nivel freático. En la figura señalada se aprecia una zona hacia el Norte de la ciudad, a la altura de la porción NE de la falla El Realito, donde existe un aumento en la acumulación de pozos en relación con la densidad que se observa en el resto de la ciudad. En dicha zona también se presenta el máximo espesor deformable alcanzando valores de 200 m.

En la figura IV.7.5 a diferencia de la figura anterior, la ubicación de los pozos de bombeo se cambió por la capa que representa el nivel piezométrico de la Ciudad de Morelia calculado para el año 2007. En el mapa que se aprecia en la figura en cuestión, se identifica claramente hacia el NE de la ciudad, a la altura de la porción NE de la falla Central Camionera, una zona donde se desarrolla el abatimiento máximo presentando la cota más baja del nivel piezométrico con un valor de 1,718 m.s.n.m. Además de la zona de abatimiento máximo señalada, también es posible observar otras cuatro superficies con un abatimiento considerable (en tonos amarillentos), donde el nivel piezométrico se posiciona entre las cotas 1,760 y 1,780 m.s.n.m.

En todas las zonas mencionadas de abatimiento considerable y máximo, si se analizan las isolíneas que representan el espesor deformable, se obtiene una media aproximada de 40 m; con excepción del área ubicada hacia el Norte de la ciudad, identificada en la figura anterior como la zona de la ciudad de máxima densidad de pozos, donde como ya se comentó, el espesor deformable alcanza los 200 m. Por lo tanto, no es posible establecer una relación directa entre el abatimiento del nivel freático ocasionado por la extracción del agua del subsuelo a través de pozos de bombeo y, el espesor de material capaz de sufrir una deformación por la transferencia de la presión de poro a la fase sólida del material representada por el esqueleto del mismo.

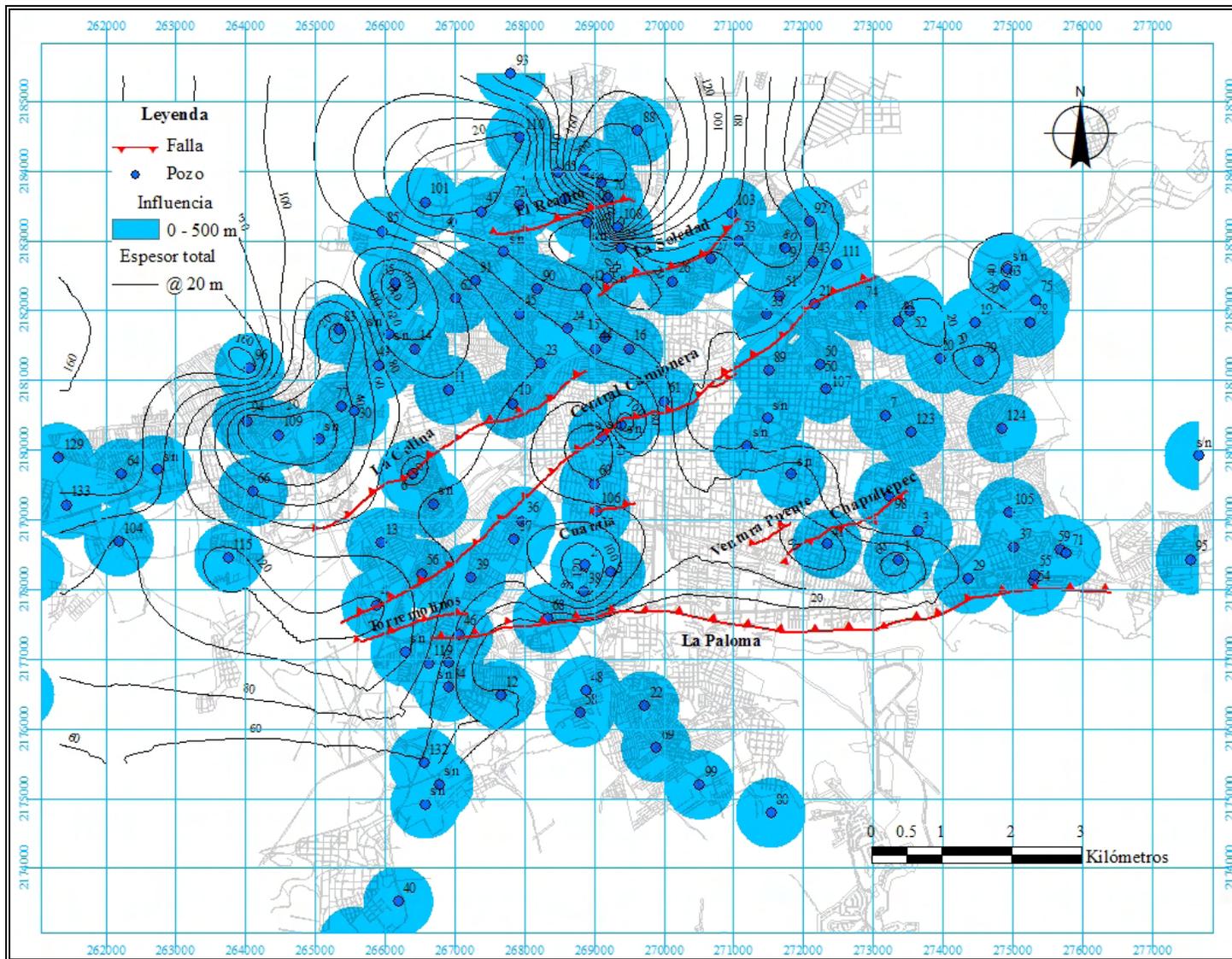


Fig. IV.7.4. Integración de la influencia de los pozos de bombeo de la Ciudad de Morelia con el espesor deformable de sedimentos lacustres y/o fluvio-lacustres.

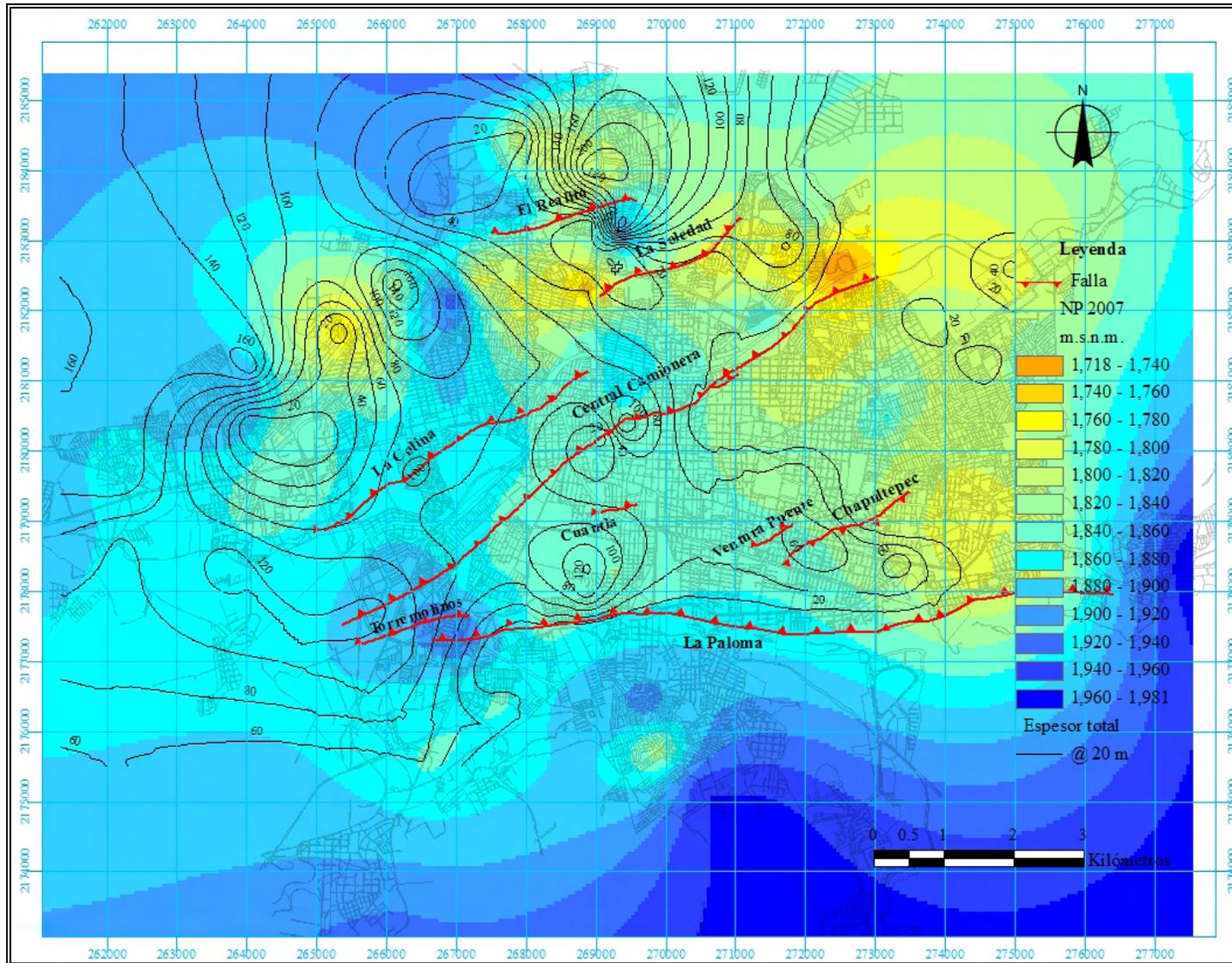


Fig. IV.7.5. Integración del nivel piezométrico actual (2007) de la Ciudad de Morelia con el espesor deformable de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres.

Si se integran en un mismo mapa la influencia de los pozos de bombeo con los resultados del monitoreo con GPS, se obtiene como resultado el mapa que se muestra en la figura IV.7.6. El objetivo que se persigue al elaborar dicho mapa es observar si existe una relación entre el área de influencia de los pozos y las zonas donde se generan los hundimientos. En la capa que muestra la subsidencia se identifican dos áreas donde se generan los máximos hundimientos, una localizada al Norte (zona de máxima densidad de pozos) y, la otra localizada hacia el NO de la ciudad cercana a la porción NE de la falla La Colina, a la cual de ahora en adelante denominaremos zona del meandro del Río Grande. Con base en lo anterior, es posible señalar que en la zona con alta concentración de pozos se presenta parte de la máxima subsidencia; sin embargo este hecho no se puede generalizar, ya que la otra área de máximos hundimientos no presenta una aglomeración de pozos.

Si de la figura anterior (fig. IV.7.6), se remueve la ubicación de los pozos de bombeo para insertar la información referente al nivel piezométrico calculado para el año 2007 y de esta manera conjuntarla con el monitoreo GPS, se obtiene la figura IV.7.7. En dicha figura se observa como las zonas donde se desarrollan los hundimientos máximos de acuerdo con los resultados del monitoreo GPS, no coinciden con las áreas donde se presentan abatimientos considerables del nivel piezométrico. Por lo tanto en función de este mapa, no es posible establecer una relación directa entre la subsidencia y abatimientos considerables de la piezometría.

La figura IV.7.8 muestra la integración de la influencia de los pozos de bombeo con el mapa de desplazamientos producto del proceso interferométrico de dos imágenes ASAR (julio 2003 - noviembre 2004). En el mapa de desplazamientos es posible identificar cinco zonas de hundimientos críticos, donde la subsidencia se incrementa en comparación con el resto de la ciudad. Las dos primeras son las ya identificadas con el mapa de subsidencia producto del monitoreo GPS (zona de máxima densidad de pozos y zona del meandro del Río Grande). Una de las tres restantes es la que se aprecia en la Ciudad Universitaria (UMSNH), otra se localiza al Oeste de la ciudad a la altura de la parte central de la falla La Colina, a la cual se hará referencia como zona Reforma, en función de la colonia del mismo nombre afectada por los hundimientos; y la última se ubica también al Oeste de la ciudad,

pero en la porción SO de la falla La Colina donde su expresión morfológica en la superficie se pierde. A esta última zona la denominaremos Manantiales.

Todas estas zonas de hundimientos críticos parecen ser la respuesta local de la extracción del agua del subsuelo a través de pozos de bombeo. En el caso de la zona de máxima densidad de pozos, la subsidencia pudiera atribuirse sobre todo al pozo 108 (El Realito II); para la zona del meandro del Río Grande, a los pozos 23 y 45 (Delta de los ríos y Santa Cruz, respectivamente); en lo que respecta a la zona de Ciudad Universitaria, al pozo 2 del mismo nombre (Ciudad Universitaria) y; en el caso de la zona Reforma, al pozo 6 (Adolfo López Mateos). En la única superficie donde no se cumple lo anterior es en la zona Manantiales, dado que no se tiene ningún pozo registrado en las zonas aledañas a la deformación; sin embargo, dicha respuesta de la interferometría se puede deber a la remoción de un montículo de ignimbrita que afloraba en dicha zona.

Al igual que en la figura anterior, la figura IV.7.9 muestra un mapa donde se conjunta la influencia de los pozos de bombeo con los resultados de la interferometría, los cuales en este caso corresponden al periodo comprendido entre diciembre de 2004 y diciembre de 2005. En este mapa a las cinco áreas de hundimientos críticos señaladas con ayuda de la figura IV.7.8 se le suman dos más, la primera de ellas se ubica en la parte Norte del centro de la ciudad en la colonia conocida como Prados Verdes; mientras que la segunda se localiza al Oeste de la ciudad a la altura de la Academia de Policía.

En la colonia denominada Prados Verdes, se presenta un círculo típico de subsidencia producida por la extracción del agua del subsuelo que se lleva a cabo a través del pozo 16 (Prados Verdes, Galeanas). Se establece lo anterior en función de que el pozo se ubica exactamente al centro de dicho círculo de subsidencia. En relación a los hundimientos que se presentan en la zona de la Academia de Policía, estos al igual que en los casos anteriores, parece ser la manifestación en superficie de los efectos que genera la extracción del agua subterránea por parte del pozo 66 (San Juanito Itzicuaró).

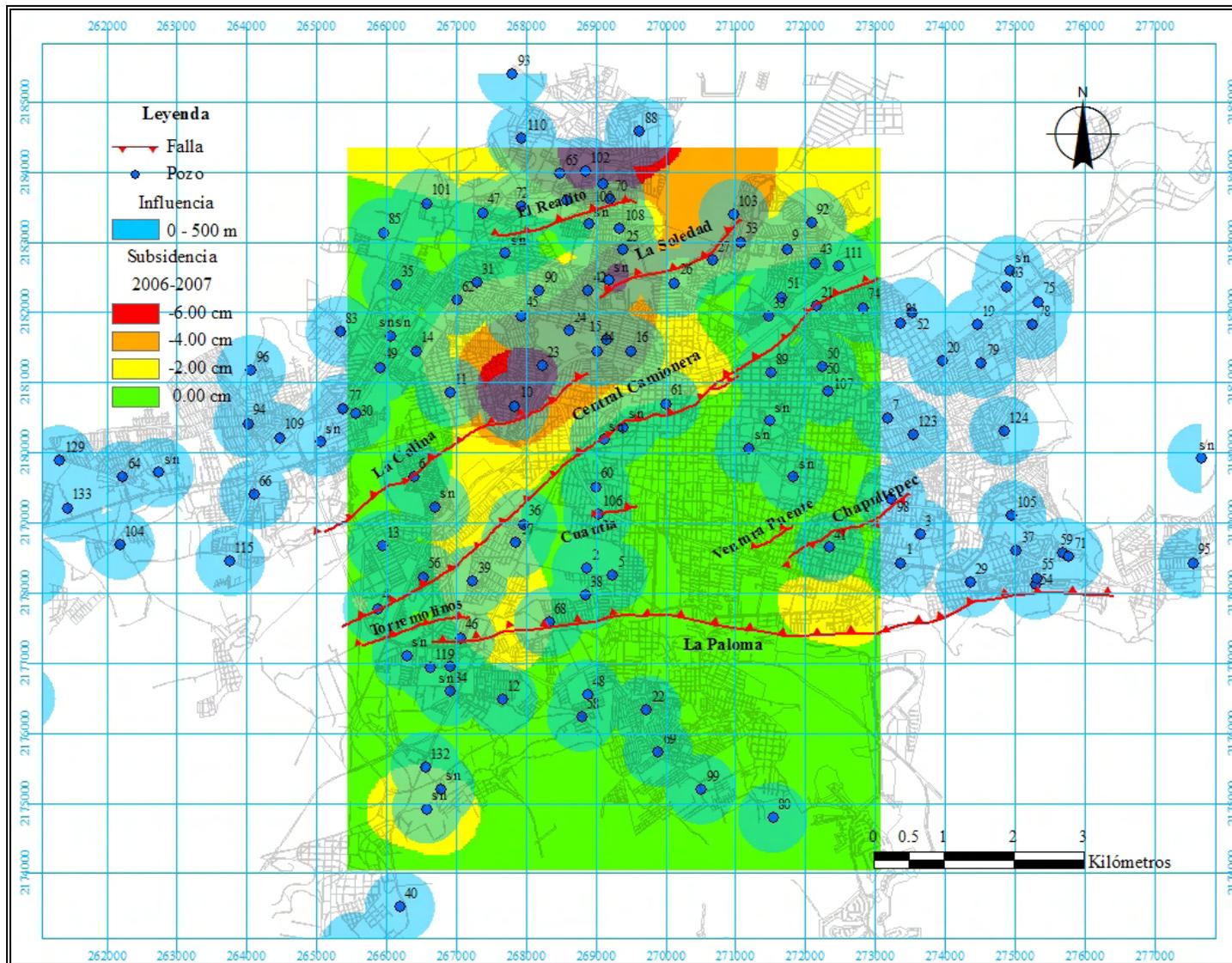


Fig. IV.7.6. Integración de la influencia de los pozos de bombeo de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (GPS) del período 2006-2007.

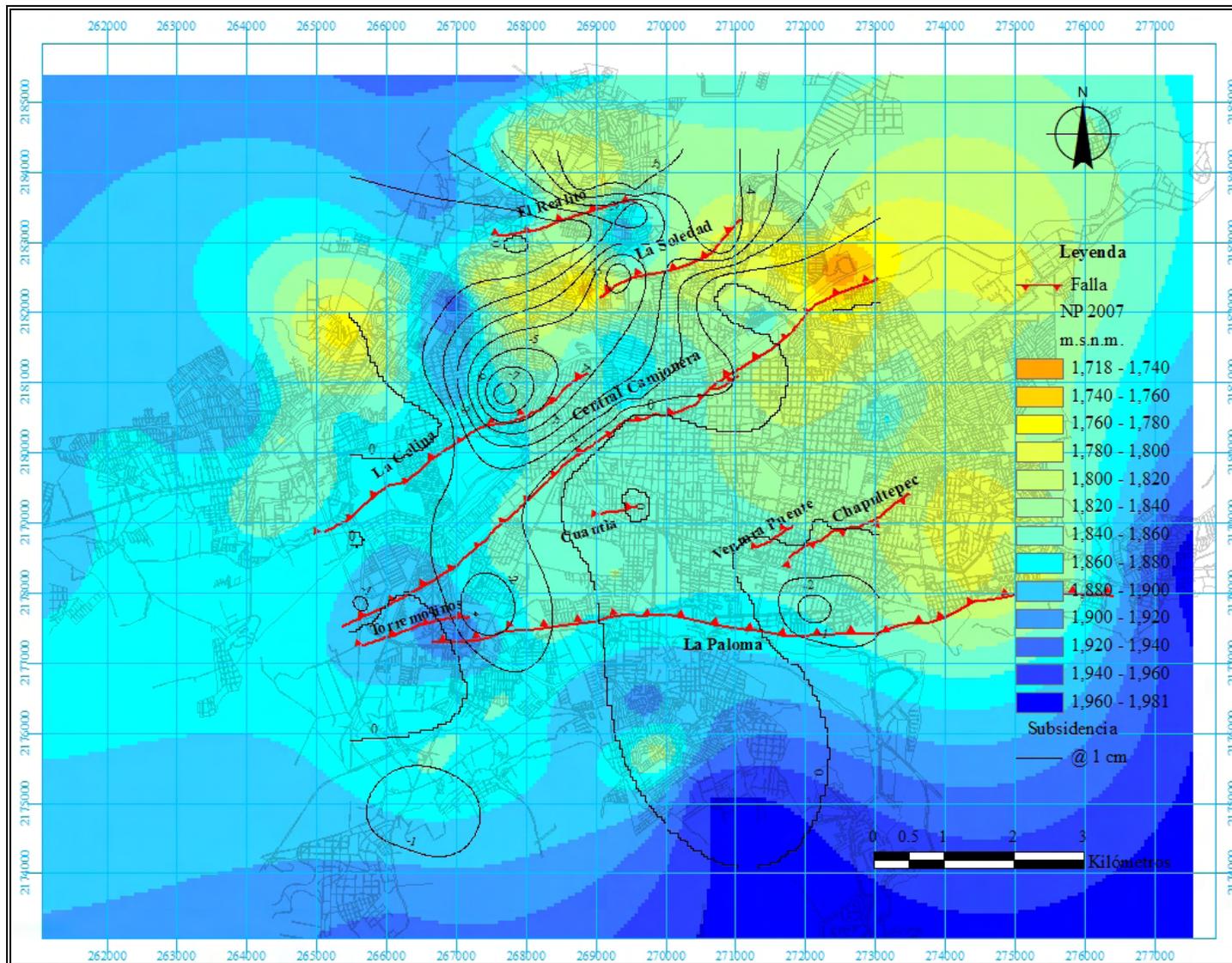


Fig. IV.7.7. Integración del nivel piezométrico actual (2007) de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (GPS) del período 2006-2007.

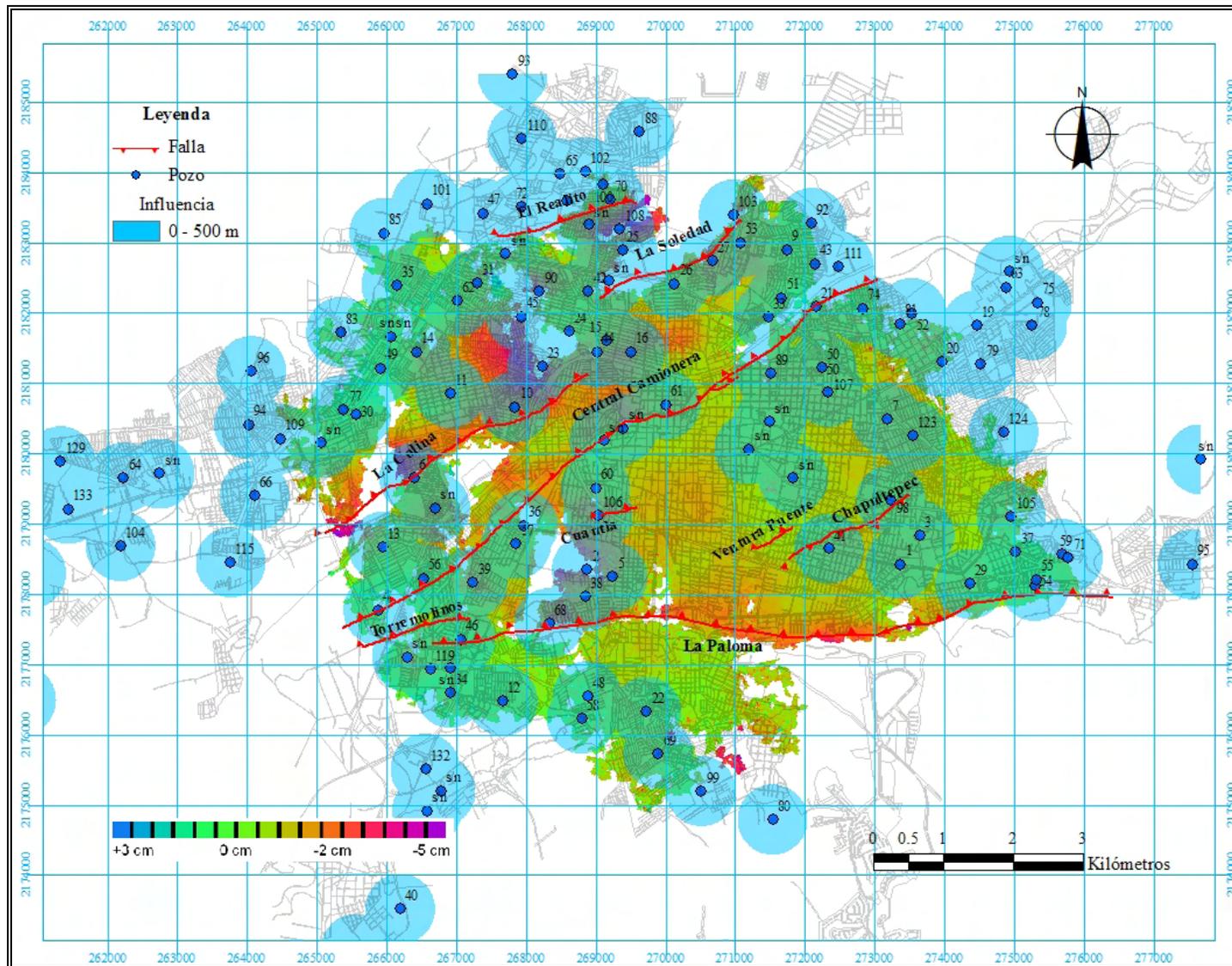


Fig. IV.7.8. Integración de la influencia de los pozos de bombeo de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (InSAR) del período 12/07/03-13/11/04.

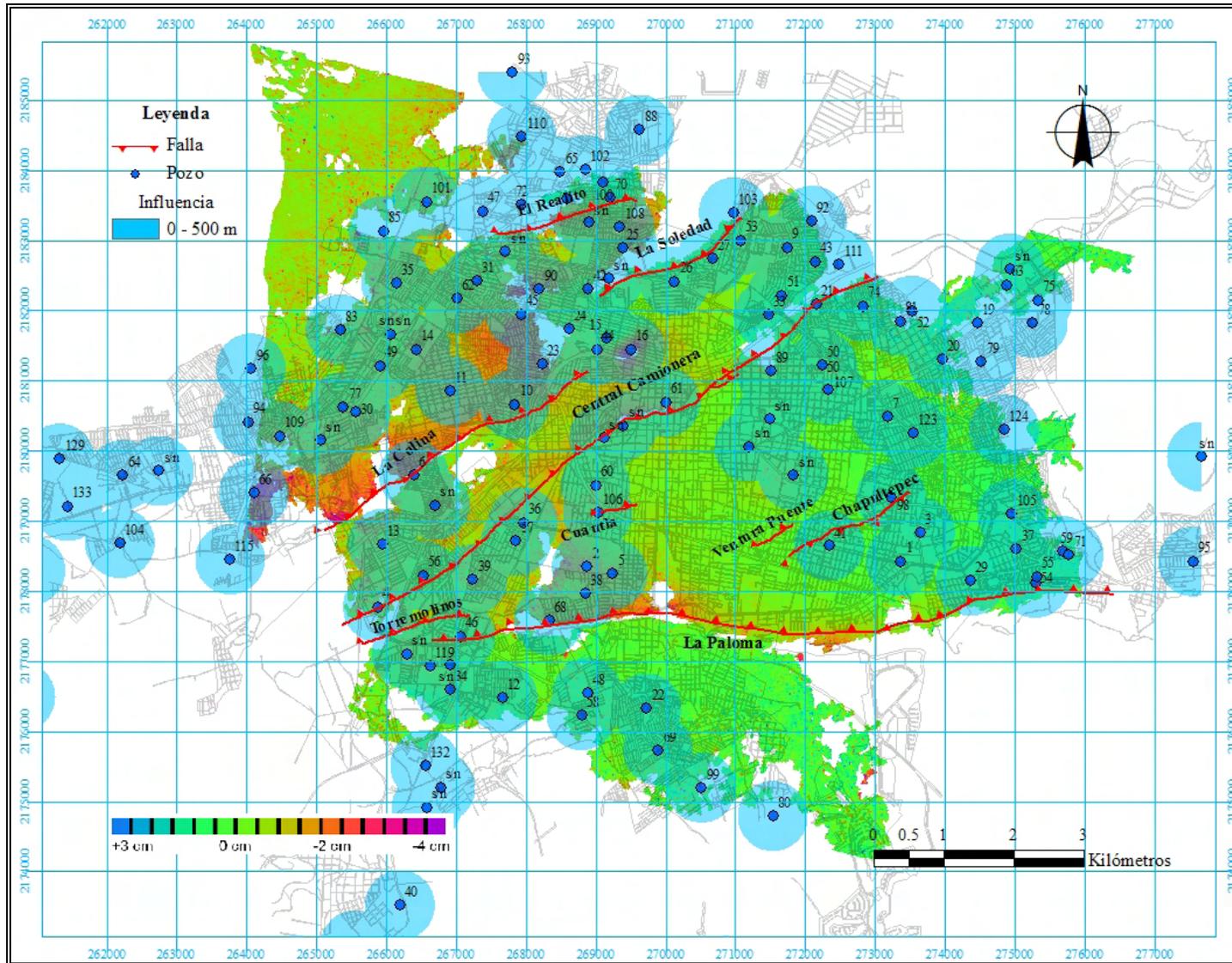


Fig. IV.7.9. Integración de la influencia de los pozos de bombeo de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (InSAR) del período 18/12/04-03/12/05.

IV.7.1.3 Integración con el espesor deformable

En la figura IV.7.10 se muestra un mapa donde se presentan conjuntamente la distribución espacial del espesor de material capaz de sufrir una deformación en la Ciudad de Morelia, con isolíneas que representan la factibilidad de que nuevos hundimientos se generen, determinada para el año 2007. Dado que el mapa de factibilidad se elaboró en función del espesor deformable, así como también del mapa del nivel piezométrico calculado para el mismo año; las isolíneas que se aprecian en la figura IV.7.10 coinciden con la distribución espacial del espesor deformable, concentrándose los valores más altos de factibilidad en las áreas con espesores más grandes, tal como sucede en la zona de máxima densidad de pozos, donde los valores de factibilidad alcanzan los 170 m.

Ahora bien, si en la figura anterior se cambian las isolínea de factibilidad de nuevos hundimientos por isolíneas que representan la subsidencia determinada a partir del monitoreo con GPS, se obtiene el mapa de la figura IV.7.11. Como ya se ha comentado el monitoreo GPS muestra dos áreas donde se aloja la máxima subsidencia, una de ellas es la zona de máxima densidad de pozos, la cual coincide con la superficie que contiene el máximo espesor deformable (200 m). La otra área de hundimientos máximos corresponde a la zona del meandro del Río Grande, donde el espesor deformable tiene un valor intermedio de 100 m. Lo anterior hace pensar que sí existe una relación entre las zonas donde se genera la subsidencia y las superficies con un espesor deformable considerable; sin embargo dicha relación no es completamente directa, sugiriendo la intervención de otro factor.

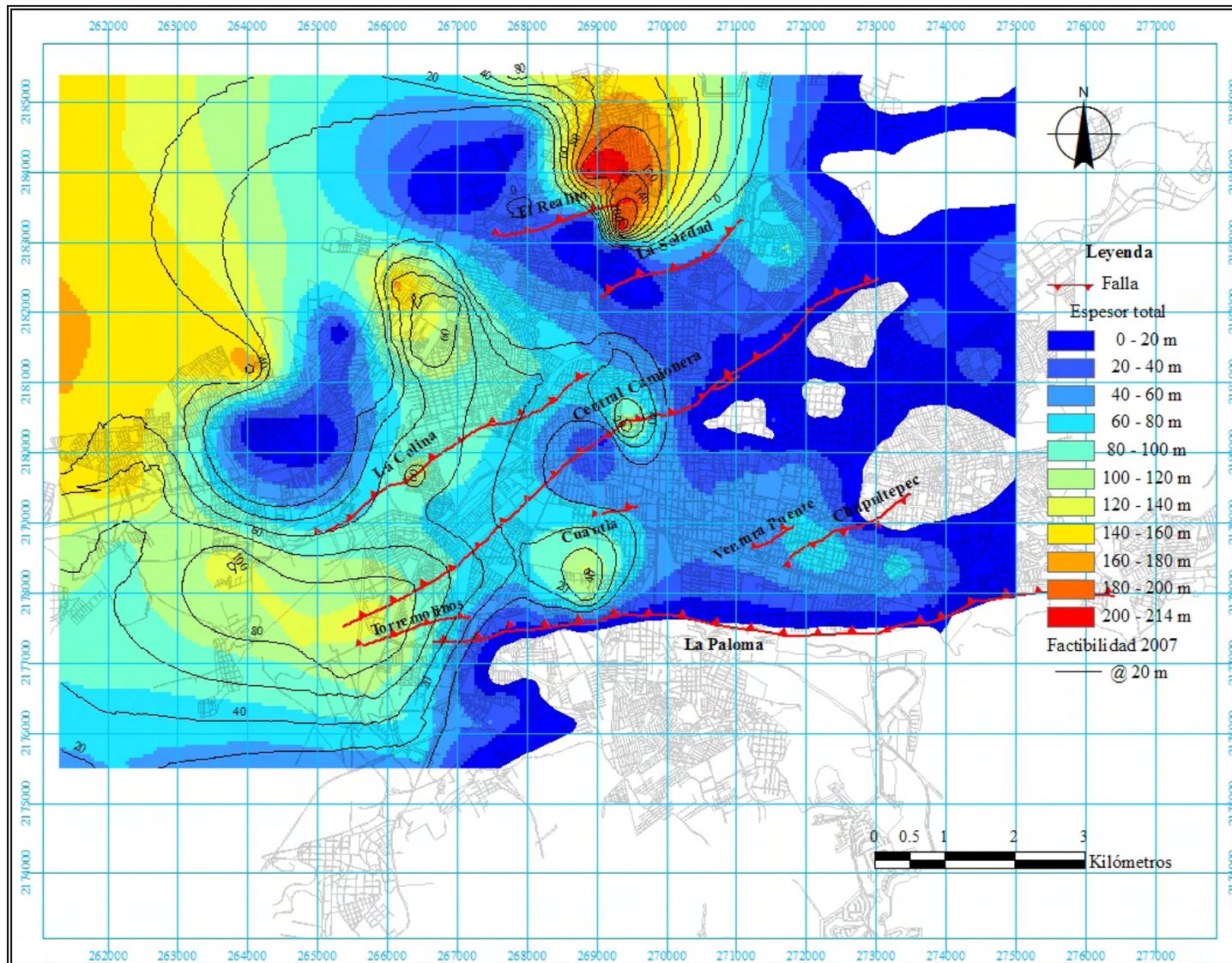


Fig. IV.7.10. Integración del espesor deformable de sedimentos de la Ciudad de Morelia con el mapa de la factibilidad actual (2007) de nuevos hundimientos.

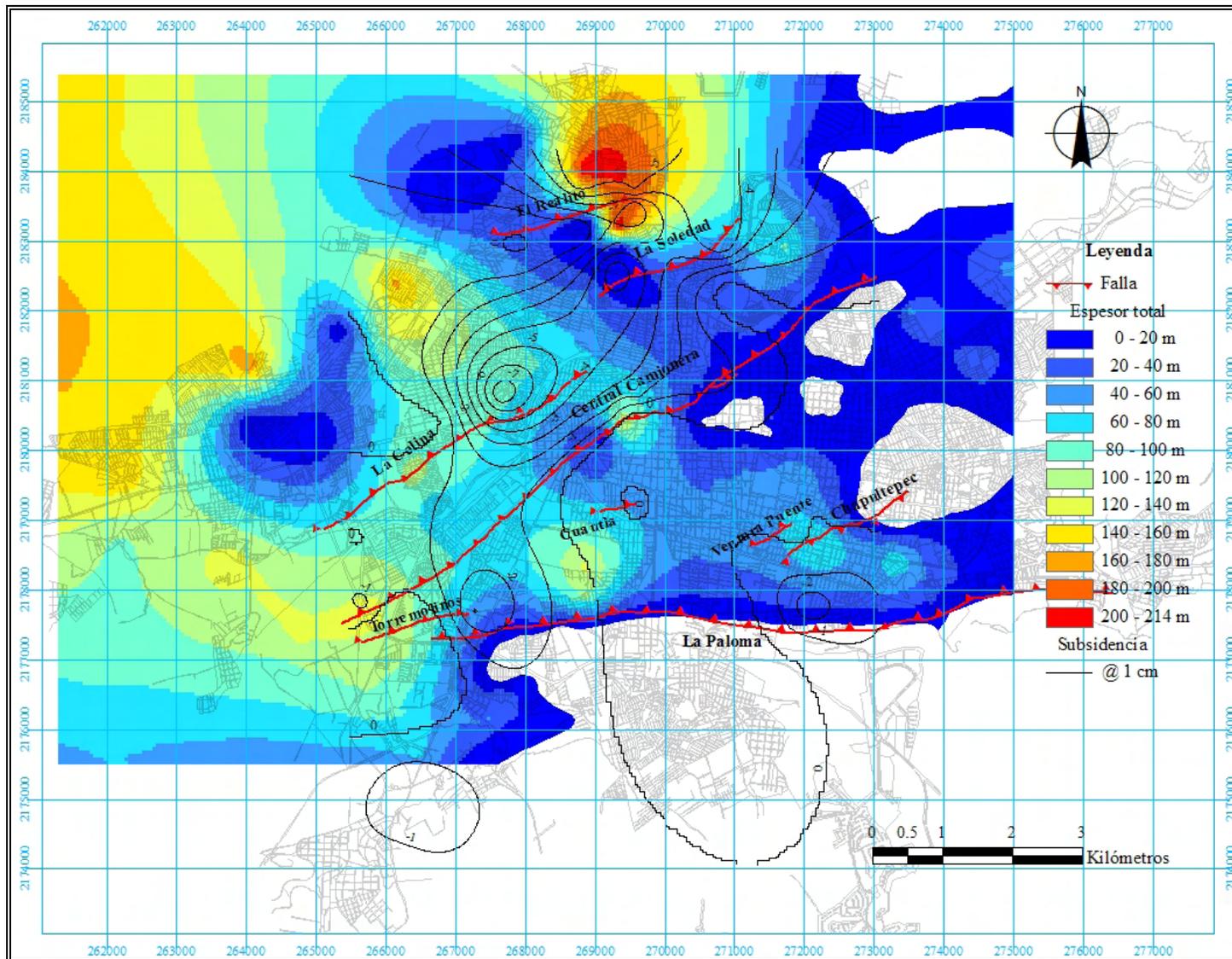


Fig. IV.7.11. Integración del espesor deformable de sedimentos de la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (GPS) del período 2006-2007.

IV.7.1.4 Integración con la factibilidad de deformación

En el mapa que se muestra en la figura IV.7.12, se combina la capa que contiene información referente a la distribución espacial de las zonas de la ciudad donde es factible que en un futuro se generen hundimientos, estimada para el año 2007; con una serie de isolíneas que representan el resultado del monitoreo con GPS llevado a cabo entre el verano de 2006 y el verano de 2007. Si se analiza la mencionada factibilidad, se aprecia que la zona denominada de máxima densidad de pozos, es la que presenta la máxima posibilidad de continuar hundiéndose, ya que ahí se presume que hay un espesor de 170 m donde aún no ha incurrido el nivel freático. Dicha área coincide con una de las superficies identificadas a través del monitoreo con GPS como de máxima subsidencia.

Otra área de factibilidad alta, es la que se localiza hacia el SO de la ciudad donde se pierde la expresión morfológica en superficie de las fallas Central Camionera y Torremolinos, ya que presenta un espesor deformable entre 80 y 100 m que aún no se ha visto afectado por un cambio en el estado de esfuerzos producto de la extracción del agua subterránea. En dicha zona tanto los resultados del monitoreo GPS como los de la interferometría, no muestran problemas de subsidencia, esto se puede deber a que el área en cuestión no ha experimentado una urbanización, tal y como lo muestra la capa que contiene a la traza urbana de la ciudad. Por lo tanto la superficie en cuestión se identifica como una zona susceptible a desarrollar hundimientos.

La otra área que reportan los resultados del monitoreo con GPS como de hundimientos máximos (zona del meandro del Río Grande), de acuerdo con la figura IV.7.12 no presenta una gran factibilidad (entre 20 y 40 m); sin embargo se considera que toda la parte NO de la ciudad tiene grandes posibilidades de continuar generando problemas de subsidencia, en función del espesor considerable de material deformable depositado ahí, el cual en algunas áreas de los mapas de espesor deformable (fig. IV.3.2) y factibilidad (fig. IV.3.4) no se refleja, ya que los sedimentos lacustres y/o fluviolacustres (material deformable) se interdigitan con las lavas de los volcanes Quinceo y Las Tetillas, ocasionando que en algunos registros (columnas litológicas de los pozos de bombeo) solo se reporten lavas.

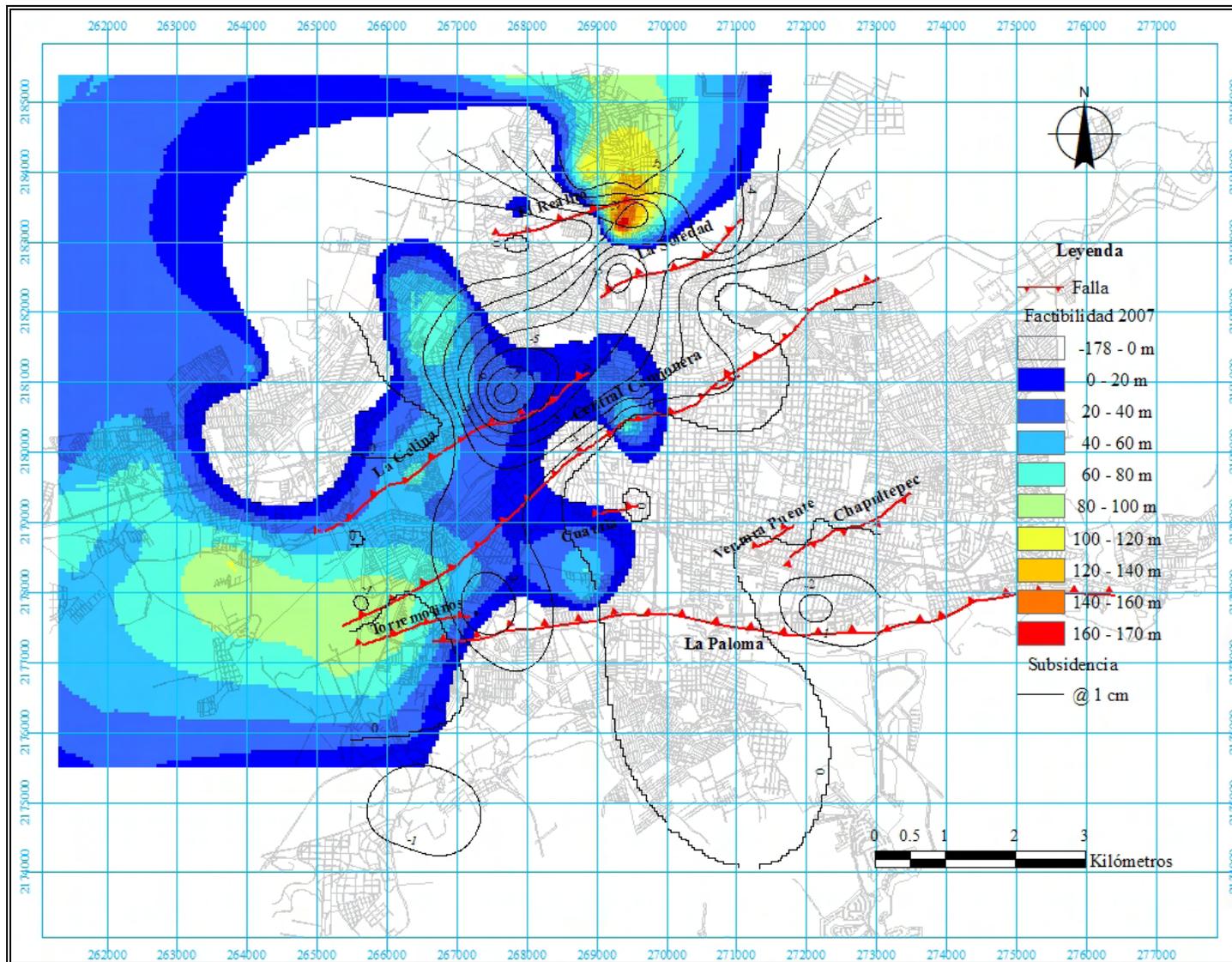


Fig. IV.7.12. Integración de la factibilidad (2007) de nuevos hundimientos en la Ciudad de Morelia con el mapa de subsidencia (GPS) del período 2006-2007.

IV.7.1.5 Integración de los estudios geodésicos

En la figuras IV.7.13 y IV.7.14 se integran los resultados de ambos estudios geodésicos (GPS e InSAR) los cuales se llevaron a cabo con la finalidad de monitorear la evolución de los PSCF. En la primera de las figuras mencionadas se presentan los desplazamientos observados desde la línea de visión del satélite en el período comprendido entre julio de 2003 y noviembre de 2004, con los desplazamientos verticales que experimentaron los puntos de control empleados para llevar a cabo las campañas de monitoreo con GPS, entre el verano de 2006 y el verano de 2007.

A pesar de que los periodos de observación de los estudios mencionados son diferentes, en la figura IV.7.13 es posible apreciar como ambos monitoreos reflejan el cambio que hay entre las zonas anteriormente denominadas de estabilidad media e inestable, cuya frontera es marcada por la falla Central Camionera; así también como coinciden en la identificación de las superficies que experimentan la subsidencia máxima, tal es el caso de la zona de máxima densidad de pozos y de la zona del meandro del Río Grande.

La figura IV.7.14 en esencia es igual a la figura anterior, sólo que en este caso el periodo de observación empleado para llevar a cabo el proceso interferométrico cambia, siendo de diciembre de 2004 a diciembre de 2005. Una vez más y pese a la no coincidencia de los fechas de monitoreo, se aprecia la transición entre las zonas de estabilidad media y de inestabilidad; así como también la señalización de las áreas ubicadas en la zona inestable donde la tasa de subsidencia es mayor.

En ambas figuras (IV.7.13 y IV.7.14) se aprecia una zona ubicada hacia el SO de la ciudad alrededor de la falla Torremolinos, en donde el monitoreo con GPS muestra el desarrollo de hundimientos, los cuales no se identifican en las capas correspondientes a los desplazamientos verticales generadas a través de la interferometría. Lo anterior se puede deber a que ambos estudios geodésicos no presentan el mismo periodo de observación y entonces, los hundimientos reportados con GPS son posteriores a los que se visualizan en los resultados de aplica la técnica InSAR.

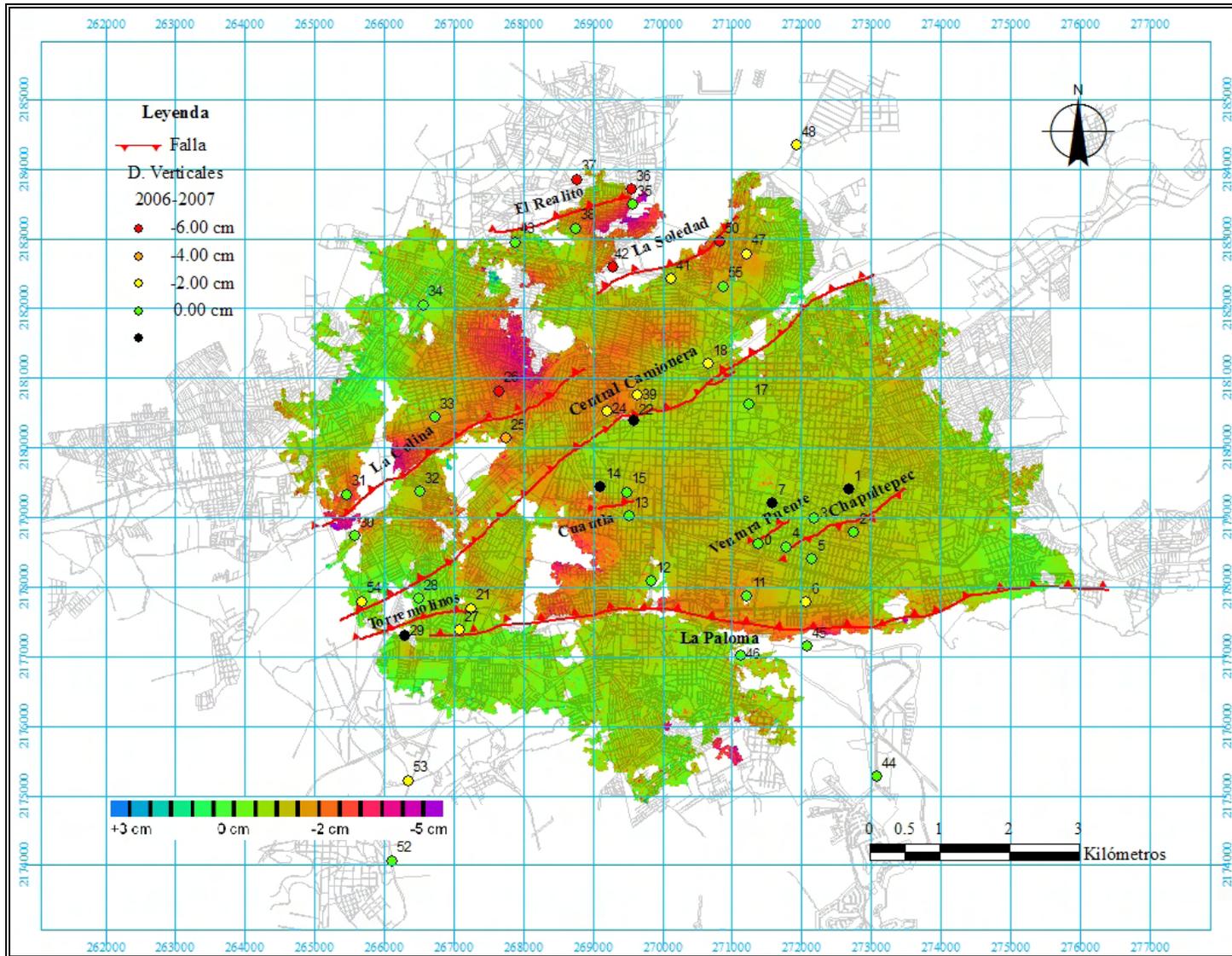


Fig. IV.7.13. Integración el mapa de subsidencia (InSAR) del período 12/07/03-13/11/04 de la Ciudad de Morelia con los puntos GPS del período 2006-2007.

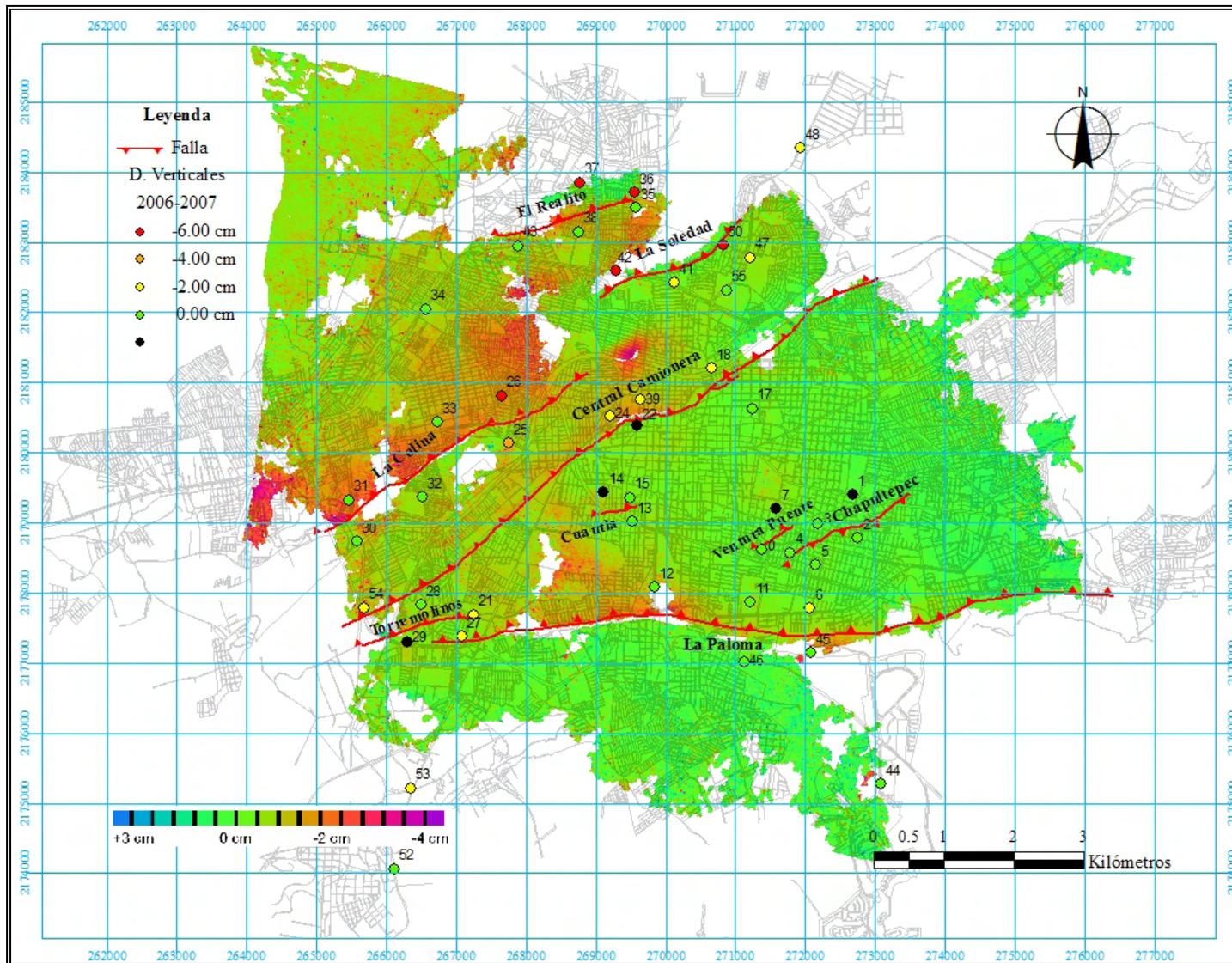


Fig. IV.7.14. Integración el mapa de subsidencia (InSAR) del período 18/12/04-03/12/05 de la Ciudad de Morelia con los puntos GPS del período 2006-2007.

IV.7.2 Caso: Ciudad de Celaya, Guanajuato

IV.7.2.1 Integración con la piezometría

Para el caso de la Ciudad de Celaya, en la figura IV.7.15 se muestra la integración de los pozos de bombeo, con su radio máximo de influencia (500 m) y, con los desplazamientos verticales obtenidos al aplicar la técnica InSAR con dos imágenes del 2006 (11 de febrero y 27 de mayo). Al observar la capa que contiene la información de los desplazamientos verticales, se identifican claramente tres zonas donde se desarrollaron hundimientos en el lapso de tiempo señalado. La primera de ellas y más grande en extensión se localiza en la parte NE de la ciudad; la segunda es la que se aprecia entre las fallas Oriente y Poniente y; la última se localiza hacia el SE de la ciudad. Si se normalizan los valores de los desplazamientos verticales para un año, se tiene que en las tres zonas señaladas se presentó una subsidencia anual máxima entre 7 y 10 cm. Ahora si se analiza la influencia de los pozos de bombeo, se aprecia que solamente los pozos ZA 53 y ZA 55 se localizan dentro la zona de subsidencia NE. Lo anterior se debe a que desafortunadamente no fue posible contar con la ubicación de todos los pozos que se emplean para la extracción del agua del subsuelo; impidiendo de esta manera realizar una correlación entre la influencia de los pozos de bombeo y las zonas con máxima subsidencia.

Si en al figura anterior (IV.7.15) se sustituye la ubicación de los pozos de bombeo así como su influencia, por la capa que contiene la información referente al comportamiento del nivel piezométrico en la Ciudad de Celaya calculado para el 2007, se obtiene el mapa que se presenta en la figura IV.7.16. En este mapa además de observar como las fallas representan la frontera entre dos comportamientos diferentes del nivel piezométrico (al Oriente de la ciudad el agua subterránea está más superficial que al Occidente), se aprecia que la zona de subsidencia denominada NE se localiza en la parte de la ciudad donde el nivel piezométrico está más próximo a la superficie, oscilando entre la cota 1,720 m.s.n.m.

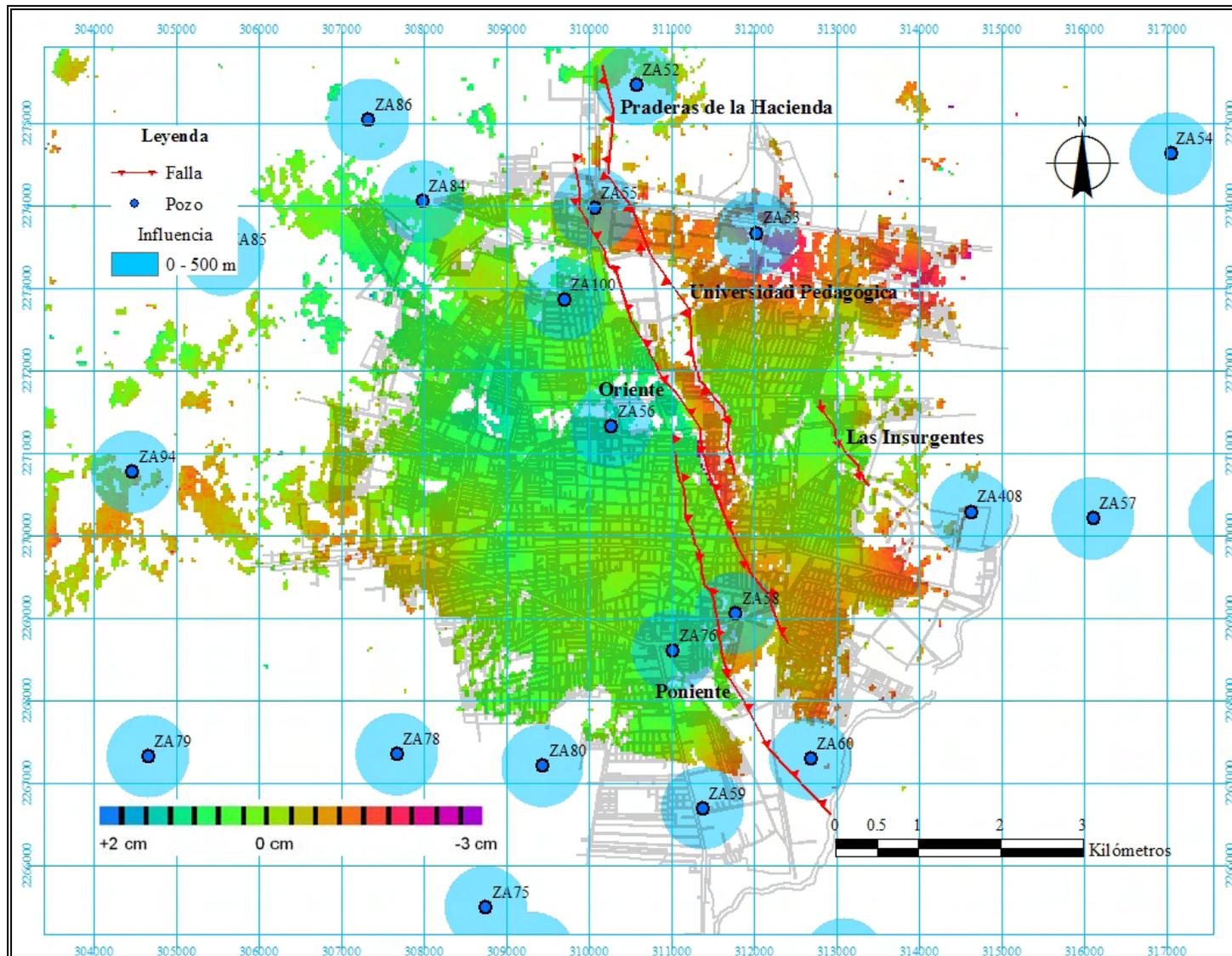


Fig. IV.7.15. Integración de la influencia de los pozos de bombeo de la Ciudad de Celaya con el mapa de subsidencia (InSAR) del período 11/02/06-27/05/06.

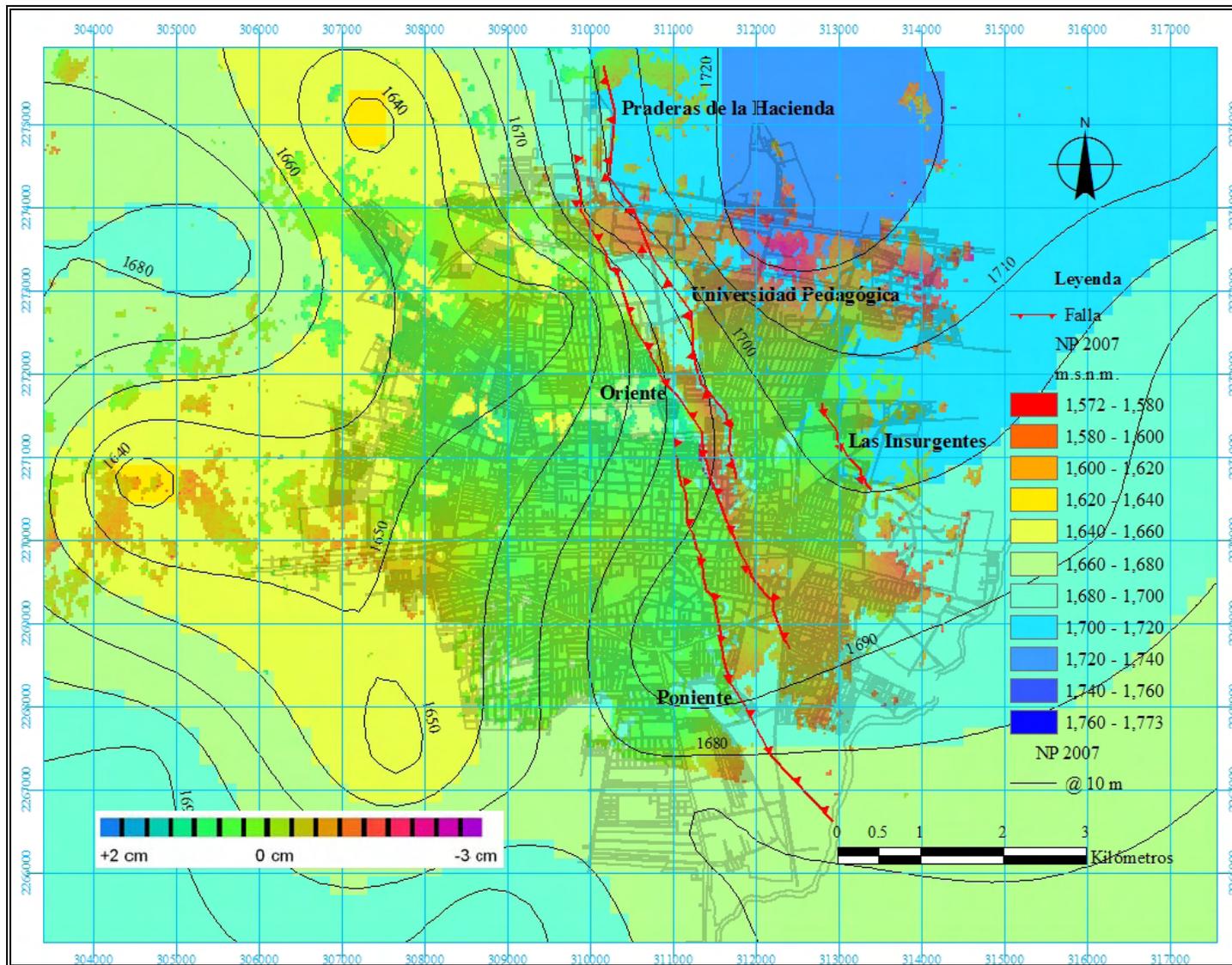


Fig. IV.7.16. Integración del nivel piezométrico actual (2007) de la Ciudad de Celaya con el mapa de subsidencia (InSAR) del período 11/02/06-27/05/06.

DISCUSIÓN

En este trabajo de investigación se abordó un caso particular del fenómeno de subsidencia que se genera por la consolidación de un sistema acuífero resultado de la extracción del agua del subsuelo, que como lo menciona Poland (1984) es un problema mundial en zonas agrícolas y urbanas donde el suministro de agua se lleva a cabo con pozos de bombeo.

La particularidad a la que se hace referencia, que difiere de la subsidencia que descubriera casualmente Gayol (1925) en la Ciudad de México, explicada más tarde por Carrillo (1948) y, reportada por Figueroa-Vega (1984); se refleja principalmente en dos aspectos. El primero de ellos es que el hundimiento deja de ser uniforme al identificarse zonas con problemas de hundimientos diferenciales y; la segunda y más importante aún es que dicha subsidencia diferencial presenta una dirección preferencial, como las que se reportaron en las décadas de los 80's y 90's en algunas ciudades localizadas dentro del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), tales como Celaya (Trujillo-Candelaria, 1985, 1991; Oliver, 1985), Aguascalientes (Aranda-Gómez y Aranda-Gómez, 1985; Lermo-Samaniego et al., 1996), Querétaro (Trejo-Moedano y Martínez-Baini, 1991; Valencia, 1995; Álvarez-Manilla y Pérez-Rea, 1996; Álvarez-Manilla, 1999), Morelia (Garduño-Monroy et al., 1998, 1999), etc.

A pesar de que el fenómeno en cuestión era reportado por un sinnúmero de investigadores, no había consenso en relación a las causas que lo originaban, incluso ni en la manera de referirse a él (cuestión que aún prevalece en la actualidad), siendo las más comunes: agrietamiento (Figueroa-Vega, 1989; Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Arroyo-Contreras et al., 2003; Bell y Helm, 1998; Arzate-Flores, 2004; Zermeño, 2005; Arzate-Flores et al., 2006), fisuras (Holzer y Pompeyan, 1981; Helm, 1994; Rojas-González et al., 2002a; Pacheco-Martínez et al., 2003), fracturas (Aguilar-Pérez et al., 2006; Cerca-Martínez y Carreón-Freyre, 2003; Carreón-Freyre et al., 2005, 2006, Cabral-Cano y Díaz-Molina, 2006) y, fallamiento (Kreitler, 1976, 1977; Jachens y Holzer, 1979; Aguirre-Díaz et al., 2000; Pacheco-Martínez et al., 2006b). Lo anterior incrementaba el grado de incertidumbre, sobre todo en la población en general, ya que cada uno de los términos

anteriores hacen referencia a distintos aspectos en función del contexto en el que estén inmersos. En el año de 1998 Garduño-Monroy et al. introducen un término más al hablar de Procesos de Subsistencia-Fluencia-Falla, el cual más tarde evolucionó a Procesos de Subsistencia-Creep-Falla (PSCF) (Avila-Olivera y Garduño-Monroy, 2003).

Uno de los aportes principales de esta tesis es que presenta un par de modelos conceptuales, el primero establece detalladamente la formación y desarrollo de los PSCF, que como ya se comentó se refiere a la subsidencia diferencial que se genera por la consolidación de un sistema acuífero como resultado de la extracción del agua del subsuelo y, por el control estructural que ejercen las fallas geológicas que conforman el basamento rocoso de una determinada región. El modelo consta de cuatro etapas: 0). Inicial, 1). Subsistencia diferencial, 2). Agrietamiento y, 3). Fallamiento; cada una de las cuales muestra los diferentes estados de evolución posibles de este tipo de procesos 0). Sin deformación, 1). Hundimientos diferenciales, 2). Aparición de grietas, fisuras o fracturas en la superficie y, 3). Generación de fallas en la superficie. Cabe mencionar que no en todos los casos los PSCF llegan hasta la etapa final, pudiendo quedarse en alguna de las etapas previas.

El segundo modelo conceptual que se menciona muestra como se conforma la etapa inicial del modelo anterior, en él se aprecia como se forma una falla sinsedimentaria, las cuales son responsables de que las manifestaciones en superficie de los PSCF (grietas y fallas) sean lineales, ya que controlan el depósito de los sedimentos propiciando una diferencia de espesores entre ambos bloques de la falla dando lugar a que los hundimientos sean diferenciales. Si esta estructura geológica no estuviera presente, la subsidencia sería uniforme como sucede en la Ciudad de México (Figuroa-Vega, 1984), y no habría fallas en la superficie tal y como se han reportado en los trabajos citados con anterioridad. Quedando la duda respecto a la aparición de las grietas de tensión, que como lo aseveran Pacheco-Martínez et al. (2006a, 2007) basta con un simple cambio en la topografía del basamento rocoso no asociado con una discontinuidad producto de una ruptura (de lo contrario sería el caso de una falla geológica), para que estas se formen en la superficie; duda, ya que dicha hipótesis no contesta el por qué de su traza lineal. En el modelo se aprecia como los sismos que originan el fallamiento son contemporáneos a la consolidación

natural y litificación de los sedimentos depositados sobre el sustrato rocoso, así como también que el proceso sinsedimentarios es independiente del número de eventos generados, aunque por lo general son más de uno.

En función de los modelos anteriores es posible identificar los elementos que es necesario se conjunten para dar origen a los PSCF, los cuales son: una formación geológica de tipo graben o semi-graben (cuencas, valles), rellena por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres; la presencia de fallas sinsedimentarias y; el abatimiento del nivel freático del sistema acuífero. Es importante resaltar que con la ausencia de alguno de los elementos mencionados, sería imposible la formación y desarrollo de los PSCF, a diferencia de lo que sostienen algunos autores (Álvarez-Manilla, 1999, 2002; Álvarez-Manilla y Martínez-Peña, 2002; Álvarez-Manilla et al., 2002).

Otro aporte de este trabajo de investigación es la metodología propuesta para el estudio integral de los PSCF, la cual permite tener una conceptualización completa del fenómeno, ya que aborda la problemática desde diferentes puntos de vista, empleando diferentes técnicas y herramientas para ello. Dicha metodología consiste en un primero paso en analizar por separado cada uno de los elementos que intervienen en los mencionados procesos, para después integrar sus respectivos resultados y de esta manera identificar para cada caso en particular cuales son los elementos con mayor influencia en el fenómeno.

El análisis por separado al que se hace referencia consta de los siguientes estudios particulares: geológico; hidrológico, para determinar el abatimiento del nivel freático del sistema acuífero; estratigráfico, con la finalidad de establecer el espesor de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres capaz de deformarse; geofísico, para evidenciar la presencia de fallas geológicas sepultadas por unidades posteriores a su formación y; geodésico, cuyo objetivo es monitorear las deformaciones de la superficie que se generan a causa de los PSCF. Con la información que proporcionan los análisis geológico, hidrológico y estratigráfico, es posible llevar a cabo un estudio hidrogeológico para identificar zonas que tienen la factibilidad de continuar deformándose en caso de que la extracción de agua subterránea continúe al mismo ritmo que en la actualidad.

El estudio geofísico realizado para este proyecto de investigación se llevó a cabo empleando el GPR, ya que es una opción práctica dada su facilidad y rapidez de operación, su requerimiento mínimo de personal, así como sus costos bajos de operación; tal y como lo ratifican los trabajos elaborados por Ibáñez-Garduño (1998), Ibáñez-Garduño et al. (2002a, 2002b), Barnhardt y Kayen (2000), Álvarez-Béjar et al. (2002), Carreón-Freyre et al. (2000, 2003), Rangel et al. (2003), Mauray et al. (2005), Carreón-Freyre y Cerca-Martínez (2006), etc. Sin embargo, esta herramienta presenta la limitante de que su profundidad máxima de exploración es de 30 m, pudiendo disminuir en condiciones desfavorables como son la transmisión a través de materiales de alta conductividad eléctrica y, la presencia de agua intersticial. En el caso de esta investigación la profundidad de exploración máxima fue de 15 m y, se aprecia en todos los radargramas obtenidos cómo la señal se atenúa con la profundidad, así como también al encontrar los sedimentos lacustres y/o fluviolacustres. Lo anterior se puede deber a que se empleó una velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas $v = 0.10$ m/ns y una atenuación del medio $\alpha = 1$ dB/m, que corresponde a las arcillas.

En los radargramas obtenidos como resultado de la prospección con GPR que se llevó a cabo en la Ciudad de Morelia (figs. IV.4.4, IV.4.5, IV.4.6, IV.4.7 y IV.4.8), se aprecian reflectores con una inclinación entre los 15 y 40°, a los cuales se les interpreta como planos de falla principales producto de los PSCF en lugar de ramas de hipérbolas de difracción. Lo anterior en función de las evidencias claras en la superficie (hundimientos diferenciales, agrietamientos y fallas), así como también de las evidencias producto de algunos sondeos profundos y PCA realizados con anterioridad en las cercanías de los sitios analizados.

En relación a la no coincidencia de los planos de inclinación en los radargramas, se puede deber a:

1. Una falta de corrección con la topografía;
2. Una falta de migración de los radargramas a su posición real;
3. Que la hipérbola corresponda a estratificación de canales que enmascaran las estructura, entre otros.

En la interpretación de dichos radargramas se presenta continuamente el término “salto real”, se denomina real porque es el desnivel verdadero que existe entre ambos bloques de cada una de las fallas superficiales analizadas, el cual es mayor que aquel que se puede apreciar a simple vista en la superficie; sin embargo se muestra deliberadamente entre comillas porque es el determinado en función de lo observado en la prospección geofísica llevada a cabo con el GPR, que como ya se comentó tiene sus limitantes en cuanto a la profundidad de exploración se refiere, por lo tanto dicho salto puede ser aún mayor que el establecido en este trabajo.

Las fallas en la superficie que afectan a la Ciudad de Morelia producto de los PSCF tienen una dirección ENE-OSO. En la mayoría de los casos el bloque que permanece es aquel que se ubica hacia el SE, mientras que el que se hunde lo hace hacia el NO, con excepción de la falla Chapultepec donde se invierte la situación, es decir el bloque que permanece es el NO y el que se hunde es el SE. En la Ciudad de Celaya ocurre una situación similar, en la mayoría de las fallas superficiales con orientación NNO-SSE, el bloque que permanece es el SO, mientras el que se hunde es el NE, con excepción de la falla Universidad Pedagógica en la cual sucede lo contrario. Lo anterior se puede deber a que las fallas que presentan un comportamiento invertido, son fallas antitéticas a las primeras que se formaron. Para el caso de la Ciudad de Morelia la falla Chapultepec puede ser una falla antitética a la falla La Paloma; mientras que en la Ciudad de Celaya, la falla Universidad Pedagógica es una falla antitética a la falla Oriente. Los términos bloque que permanece y bloque que se hunde se emplean para diferenciar como su nombre lo indica, el bloque que aparentemente permanece fijo de aquel que se hunde; pero en un sentido estricto ambos bloques se hunden aunque lo hacen a velocidades distintas a causa del diferente espesor de sedimentos depositado sobre la geometría del basamento rocoso labrada como ya se comentó por las fallas geológicas antiguas.

En lo que respecta al estudio geodésico, para este trabajo de investigación se emplearon dos herramientas distintas. El primer análisis consistió en una serie de levantamientos utilizando un par de GPS (Global Positioning System) geodésicos, mientras que en el segundo se empleó la técnica InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar); en ambos

casos se obtuvieron resultados tanto cualitativos como cuantitativos. El estudio a través del GPS es un método que proporciona datos puntuales, por lo que es óptimo para el caso de cuando se requiere monitorear el comportamiento de una estructura en particular (taludes, edificios, puentes, presas, etc.). Sin embargo para analizar áreas grandes (como es el caso de una ciudad), por su misma naturaleza requiere de la instalación de un número considerable de testigos permanentes (Sneed et al., 2001; Motagh et al., 2006) para después de interpolar sus resultados tener una idea del comportamiento del área de interés en conjunto, lo que implica además del despliegue de una cuadrilla especializada con sus correspondientes costos, la inversión de tiempo para su realización, tal y como lo mencionan Sarychikhina et al. (2007b). En cuánto al método de levantamiento empleando (Estático Rápido) se considera que es adecuado, pero dado que las deformaciones de la superficie terrestre que generan los PSCF son del orden de unos cuantos centímetros al año, se obtendrían mejores resultados si se empleara el método Estático (Esquivel et al., 2005), con la desventaja de que implica tiempos de posicionamiento aún mayores en cada uno de los puntos de control; o en su defecto pasando al siguiente nivel, es decir en lugar de tener un solo punto base, establecer una serie de bases que funcionen ininterrumpidamente para tener un monitoreo constante, como en los casos reportados por Krijnen y Heus (1995), Mousavi et al. (2000) y Sato et al. (2003); sin embargo esto requeriría de una gran inversión.

A diferencia del estudio con GPS, la técnica InSAR tiene la ventaja de que a través de ella es posible conocer las coordenadas de millones de puntos en vez de unos cuantos (Fernández et al., 2003; Crosetto et al., 2004). Otras ventajas que presenta dicha técnica, identificadas por una serie de investigadores (Massonnet y Rabaute, 1993; Massonnet y Feigl, 1998; Rosen et al., 2000; Sarychikhina et al., 2007a; Avila-Olivera, 2008), son las que se presentan a continuación:

1. Es posible identificar movimientos en la superficie terrestre, es este caso hundimientos, del orden de hasta 28 mm;
2. Provee información bajo cualquier condición meteorológica;
3. Provee información en cualquier instante (día o noche).

Sin embargo también presenta algunas desventajas como su sensibilidad a variaciones en la trayectoria del satélite, así como en la frecuencia estándar del oscilador del radar, lo que imposibilita la comparación de imágenes, con su correspondiente obtención de resultados. En relieves escarpados los pulsos de las señales de la antena mezclan sus contribuciones en el píxel cuando la pendiente excede el ángulo de incidencia del radar, lo que conlleva a una pérdida de la coherencia de la imagen, que impide la identificación de las deformaciones de interés. Finalmente una desventaja que es muy importante tener presente al emplear esta técnica, es que los intervalos de monitoreo están en función de las órbitas de los satélites que toman las imágenes, es decir de cada cuanto tiempo el satélite toma una imagen del área de interés; además de que el tener un par de imágenes de la zona de estudio, no es una garantía de buenos resultados, si no que se deben de satisfacer una serie de parámetros para poder aplicar la técnica.

En los mapas de la Ciudad de Morelia donde se integran los resultados GPS con los de la técnica InSAR, a pesar de que los periodos de análisis no son los mismos, es posible apreciar como ambos estudios coinciden tanto en el grado de deformación que se presenta en las tres zonas en que se dividió la ciudad en función de los hundimientos observados (estable, estabilidad media e inestable); así como también en la localización de las zonas de mayor subsidencia, denominadas en este trabajo: de máxima densidad de pozos y del meandro del Río Grande, las cuales se ubican hacia el NO de la ciudad (Avila-Olivera et al., 2006, 2007; Farina et al., 2007). Con base en lo anterior, se puede decir que ambos monitoreos se corroboran entre sí.

La integración de los estudios geológicos, estratigráficos y geodésicos realizados en la Ciudad de Morelia, muestra que en la zona identificada como estable en la cual afloran las ignimbritas, no existe un espesor de sedimentos capaz de sufrir deformación alguna, lo que coincide con la ausencia de hundimientos reportados por ambos monitoreos; en la zona denominada de estabilidad media cubierta por depósitos recientes, con un espesor de sedimentos lacustres y/o fluvio-lacustres que oscila entre los 60 m, ambos análisis geodésicos indican un cambio en relación a la zona estable al presentar subsidencia y; finalmente en la zona inestable, a pesar de estar cubierta en la mayor parte de su extensión por lavas

andesítico-basálticas de los volcanes Quinceo y Las Tetillas, se localizan tanto el mayor espesor de sedimentos, los cuales se interdigitan con las mencionadas lavas alcanzando valores netos de hasta 200 m, así como también los hundimientos máximos observados (Avila-Olivera et al., 2007b). Lo anterior refleja la relación que existe entre el espesor de sedimentos deformables y la subsidencia ocasionada por la consolidación de un sistema acuífero.

La integración del análisis hidrológico a los estudios señalados en el párrafo anterior, muestra que la distribución espacial de los pozos en los sitios de estudio no presenta una relación directa con la localización de los hundimientos. Para el caso de la Ciudad de Morelia, la densidad de estos en las zonas estable, de estabilidad media e inestable es más o menos uniforme, identificándose solamente una aglomeración de pozos en el Norte de la ciudad que se denominó como zona de máxima densidad de pozos, la cual es la misma donde se ubican tanto el máximo espesor de sedimentos deformables, así como también parte de la máxima subsidencia reportada por los dos monitoreos señalados. Sin embargo si se observan las áreas donde se presentan los máximos hundimientos (sobre todo en los resultados interferométricos), es posible apreciar como estos son una respuesta local a la extracción del agua del subsuelo a través de pozos de bombeo, siendo el ejemplo más visible el círculo de subsidencia que genera el pozo 16 (Prados Verdes, Galeanas), siguiéndole los efectos que ocasionan los pozos 108 (zona de máxima densidad de pozos), 23 y 45 (zona del meandro del Río Grande), 2 (zona de Ciudad Universitaria), 6 (zona Reforma) y, 66 (zona de la Academia de Policía). En relación a la Ciudad de Celaya no es posible identificar algún tipo de relación dada la escasez de información de pozos dentro de la ciudad.

La determinación del abatimiento actual (2007) del nivel freático del sistema acuífero de la Ciudad de Morelia, resultado del estudio hidrológico, no muestra una relación directa entre el abatimiento y los hundimientos, incluso tampoco se relaciona con la ubicación de los mayores espesores de sedimentos capaces de sufrir una deformación. Sin embargo lo anterior no significa que el abatimiento del nivel freático no sea el detonante de los PSCF, sino que existe otro elemento que está ejerciendo mayor influencia en el proceso. Para el

caso de la Ciudad de Celaya, la integración de dicho abatimiento permite observar como las fallas dividen a la ciudad en dos zonas, una es la Occidental donde el abatimiento es mayor que en la zona Oriental (Avila-Olivera et al., 2007a). La misma división observó Trujillo-Candelaria (1991) al analizar la distribución del espesor deformable en la ciudad, encontrando que las fallas formaban un escalón de aproximadamente 210 m, ya que en la zona Occidental existe un espesor de 40 m, mientras que en la Oriental es de 250 m. Lo anterior es una evidencia de la presencia de fallas sinsedimentarias sepultadas por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres, que es posible corroborar con el análisis hidrológico, ya que al existir un pequeño espesor de sedimentos en la zona Occidental, el agua subterránea cercana a la superficie se abatió rápidamente, siendo necesario incursionar las perforaciones a mayor profundidad con su correspondiente decaimiento del nivel freático; a diferencia de lo que sucede en la zona Oriental, con un espesor de sedimentos mucho mayor, lo que propicia que el nivel freático sea más superficial.

Con base en todos los análisis que integran la metodología para el estudio de los PSCF, se puede decir que la subsidencia que se presentan en la Ciudad de Morelia, reportada tanto por el monitoreo GPS como por el que emplea la interferometría, es la respuesta particular de algunos de los pozos de bombeo que se emplean para la extracción del agua subterránea, ubicados en sitios con un espesor de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres. Dicha respuesta se intensifica en la denominada zona inestable, ubicada al NO de la ciudad, dado que en la mayor parte de su extensión afloran coladas de lavas de los volcanes Quinceo y las Tetillas, cuyo peso representa un considerable incremento de esfuerzo efectivo al llevarse a cabo la transferencia de la presión de poro a las partículas que conforman el esqueleto de los sedimentos, generado por un abatimiento del nivel freático. Un caso similar donde afloran productos volcánicos que sobreyacen o se interdigitan con sedimentos lacustres y/o fluviolacustres, es el que se presenta en la Ciudad Universitaria de la UNAM en la Ciudad de México, así como también el caso recientemente reportado en la Ciudad de Pátzcuaro, Michoacán. (Chávez-Hernández, 2006).

Los hundimientos que se generan como una consecuencia de los PSCF, no se pueden llevar a cabo en sitios donde no exista un espesor de sedimentos capaces de deformarse a causa de un incremento de esfuerzo y; en las zonas con presencia de estos sedimentos, es posible considerar que la subsidencia llega a su fin cuando se cumplen cada uno de los siguientes aspectos:

1. El abatimiento del nivel freático ha rebasado por completo el espesor de sedimentos deformables.
2. Ha transcurrido el tiempo necesario para que tanto la consolidación primaria como la secundaria se hayan efectuado, es decir el tiempo que tarda la transferencia de presión, el cual está es función de las propiedades índice y mecánicas de los sedimentos que se presenten en cada caso.

Existiendo siempre la posibilidad de encontrar un espesor deformable por debajo del que se considera como basamento rocoso, lo que podría darle continuidad al proceso una vez que el nivel freático incursione en dicho espesor. Otra posibilidad de que exista una reactivación del proceso, es a causa de la edificación de construcciones de peso considerable (edificios de varios niveles, teatros, estadios, etc.), ya que esto representaría un incremento de esfuerzo, lo que implica un reacomodo de las partículas de suelo con su correspondiente consolidación.

Con la metodología propuesta específicamente con el estudio hidrogeológico, es posible conocer el punto uno señalado anteriormente y, de esta manera elaborar mapas de factibilidad para identificar las zonas del área de estudio susceptibles de sufrir este tipo de hundimientos. Para el caso de Morelia toda la parte Oeste de la ciudad es susceptible de sufrir subsidencia si el ritmo de la extracción de agua del subsuelo continúa, presentándose la mayor factibilidad en la zona denominada de máxima densidad de pozos, donde hay un espesor de 170 m de sedimentos deformables, donde el nivel freático aún no ha incursionado. Otra zona que también llama la atención es la que se ubica hacia el OSO, con una factibilidad de 100 m, en donde todavía no se han identificado hundimientos dado que no existen desarrollos urbanos; sin embargo es de preocupar el hecho que de acuerdo al

plan de desarrollo urbano del municipio dicha área sea considerada de crecimiento futuro, observándose en la actualidad la construcción de los primeros fraccionamientos.

Finalmente y en función de los mapas de factibilidad mencionados, existe la posibilidad de que las fallas Central Camionera y La Paloma incrementen su longitud hacia el SO, mientras que las denominadas El Realito, La Soledad, La Colina, Torremolinos y Cuautla lo haga en ambas direcciones, es decir tanto hacia el NE como al SO.

CONCLUSIONES

Las ciudades de Morelia, Michoacán y Celaya, Guanajuato, asentadas en valles fértiles rellenos en tiempos geológicos por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres y, localizadas en la zona norte de la provincia geológica del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM); están siendo afectadas por Procesos de Subsistencia-Creep-Falla (PSCF). En el caso de la Ciudad de Morelia las fallas en la superficie que se observan, presentan una dirección preferencial ENE-OSO paralela al sistema de fallas regional que pertenece a la zona de falla conocida como Tula-Chapala, con desniveles entre sus bloques que se pueden apreciar a simple vista de hasta 80 cm (falla Central Camionera en las inmediaciones de la Antigua Central de Autobuses de Morelia); mientras que en la Ciudad de Celaya dichas fallas en la superficie tienen una orientación preferencial NNO-SSE, misma que el sistema de fallas regional conocido en la literatura geológica como lineamiento Taxco-San Miguel de Allende. En el caso de Celaya los desniveles que se distinguen en la superficie, son más vistosos que aquellos de Morelia, llegando a ser de hasta 2.50 m (falla Oriente en los alrededores de la Alameda Central).

Del estudio geológico se desprende que los escenarios necesarios para la formación y desarrollo de los PSCF deben de contar con una antigua cuenca lacustre, dentro de la cual se desarrolla un fallamiento sinsedimentario, en el caso de la Ciudad de Morelia NE-SO y NNO-SSE para el caso de la Ciudad de Celaya; dicho fallamiento afecta tanto a las secuencias lacustres y/o fluviolacustres, así como también al basamento rocoso. Sin embargo la geometría de falla normal que se aprecia en la superficie depende de la extracción del agua del subsuelo y de los hundimientos diferenciales que se generan a lo largo de las fallas geológicas. En los casos de zonas que tengan un campo de esfuerzos activo, las deformaciones generadas por los PSCF (subsistencia diferencial, grietas y fallas en la superficie) serán influenciadas por la dinámica activa. Este ultimo caso serian el que se observa en la Ciudad de Morelia donde las deformaciones producidas por los PSCF van acompañadas de una componente lateral izquierda.

Del estudio hidrológico realizado, el cual consistió en el análisis del abatimiento del nivel piezométrico del sistema acuífero de las dos zonas de estudio, se obtuvo una media anual para la Ciudad de Morelia de 3.67 m con la información del 92% de los pozos profundos analizados que se emplean para el suministro del vital líquido, mayor que la determinada para el año de 2003 (1.73 m, Avila-Olivera, 2004), lo que muestra un incremento de la media anual de más del 100% en los últimos 4 años. Para el caso de la Ciudad de Celaya la media anual calculada fue de 1.56 m con la información del 100% de los pozos analizados; dicho valor indica un decremento del 62% del abatimiento del nivel piezométrico en relación al valor establecido en los 90's el cual fue de 2.50 m (H. Ayuntamiento de Celaya, 2006-2009). Lo anterior muestra dos aspectos diferentes de la problemática, en Morelia se continúa teniendo una mala administración del agua del subsuelo, mientras que en Celaya poco a poco se trata de volver nuevamente al equilibrio del sistema acuífero, esto es que las extracciones llevadas a cabo a través de los pozos de bombeo sean lo más cercano a las recargas que se producen en su mayor parte durante la época de lluvias.

Con los mapas resultado del análisis del mencionado abatimiento, se pueden identificar las zonas de las áreas de estudio donde se presentan los máximos abatimientos. Para el caso de la Ciudad de Morelia se aprecian dos zonas con abatimientos de 150 y 170 m respectivamente. La primera de ellas se ubica hacia el NO donde se presenta el vulcanismo basáltico-andesítico del Pleistoceno-Holoceno del volcán Quinceo y; la segunda se localiza en el Este donde se aloja un flujo de detritos que contiene andesitas y dacitas del Mioceno-Plioceno productos del complejo volcánico del Punhuato. En general es posible apreciar como en la zona Norte de la ciudad el abatimiento es mayor, lo que puede ser un indicio de que en dicha zona el sistema este compuesto por dos acuíferos y, las extracciones se realicen del más profundo. En la Ciudad de Celaya, a pesar de la escasa información referente a pozos profundos dentro de la ciudad (12 pozos), es posible apreciar como al Oeste de las fallas el abatimiento es mayor que el que se presenta al Este de las mismas, lo que coincide con la distribución del espesor de sedimentos a la que se hace mención a continuación.

Del estudio estratigráfico llevado a cabo en la Ciudad de Morelia, el cual consistió en la determinación del espesor deformable de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres, se derivaron dos mapas, el primero corresponde al espesor de sedimentos deformables superficiales, en el cual se aprecia como los mayores espesores se alojan en la parte central de la ciudad presentando máximos de 120 m hacia el SO. Lo anterior coincide con lo observado en el mapa de la geología de la ciudad, donde las mismas zonas están conformadas por la unidad correspondiente a depósitos recientes (suelos, piroclastos y tepetates). En el segundo mapa, correspondiente al espesor de sedimentos deformables totales, además de observar la misma configuración que en el mapa anterior, fue posible desenmascarar la zona NO de la ciudad con espesores de hasta 200 m, a diferencia del nulo espesor que mostraba el primer mapa. Lo anterior se debe a que en dicha zona los productos basáltico-andesíticos de los volcanes Quinceo y Las Tetillas se interdigitan con espesores de sedimentos a lo largo de los 230 m que tienen en promedio las columnas litológicas analizadas. En el caso de la Ciudad de Celaya dado que no fue posible recuperar la información litológica de los pozos profundos para la extracción del agua subterránea, no se llevó a cabo un análisis como el de la Ciudad de Morelia. Sin embargo de la literatura (Trujillo-Candelaria, 1991) se sabe que la distribución de los sedimentos está muy marcada, siendo las fallas presentes en la superficie la frontera. Hacia el Oeste de las fallas el espesor es de aproximadamente 40 m, mientras que hacia el Este llega a ser de hasta 250 m, lo que marca un escalón de 210 m que atraviesa a la ciudad en dirección NNO-SSE.

En el estudio geofísico de los PSCF que afectan a la Ciudad de Morelia llevado a cabo empleando el GPR, se levantaron líneas de prospección perpendiculares al eje de la traza de algunas fallas que se manifiestan en la superficie. En los radargramas resultado de utilizar esta herramienta, se aprecian planos de falla principales que dividen a dos bloques con unidades desfasadas, así como también fallas antitéticas, a partir de las cuales fue posible determinar: zonas de influencia desde 20 m (falla Chapultepec) hasta 40 m (falla Central Camionera), cuya mayor extensión se ubica en los bloques que se hundan; zonas de colapso (falla Torremolinos); así como “saltos reales” que van desde los 2 m (falla Chapultepec) hasta los 5 m (falla La Colina).

Con el primero de los dos estudios geodésicos realizados en la Ciudad de Morelia, el cual consistió en el monitoreo de los PSCF a través de levantamientos empleando un par de GPS geodésicos, se elaboraron mapas de la subsidencia que se ha generado en la ciudad a través del tiempo, en los cuales se aprecia como la mayor parte de la ciudad presenta un hundimiento en el rango de 0 a 3 cm/año en los dos años de monitoreo (verano 2005 – verano 2007); así como también que en las zonas ubicadas hacia el Norte y NO, en el último periodo de monitoreo (verano 2006 – verano 2007), se desarrollaron hundimientos que alcanzaron valores de 6 cm/año.

Del monitoreo con GPS de los PSCF que se desarrollan en la Ciudad de Morelia, también se derivaron mapas de desplazamiento horizontal, en los cuales es posible identificar un desplazamiento hacia el Oeste de la superficie terrestre en el rango de 0 a 3 cm/año en el intervalo del monitoreo (verano 2005 – verano 2007), el cual se vuelve más claro en el último periodo de monitoreo (verano 2006 – verano 2007). Lo anterior es un indicio de que las fallas que afectan a la ciudad desarrollan un movimiento lateral izquierdo, idéntico al que presenta el sistema de fallamiento regional conocido como Tula-Chapala; es decir, que estos desplazamientos podría estar influenciados por el campo de esfuerzos regional con dirección mínima de extensión NO-SE.

El otro estudio geodésico que se implementó en ambas zonas de estudio, consistió también en el monitoreo de los PSCF pero ahora empleando la técnica denominada InSAR, la cual dio como resultados finales mapas de desplazamientos verticales desde el ángulo de visión de la antena ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) montada sobre el satélite ENVISAT, en este caso hundimientos (subsidencia), en los intervalos de tiempo entre la adquisición de las imágenes que se emplearon para elaborar los interferogramas a partir de las cuales surgen.

Para la Ciudad de Morelia se elaboraron dos mapas de este tipo, el primero de ellos cubre una separación temporal de 490 días (julio/2003 - noviembre/2004). En dicho mapa se puede apreciar como las deformaciones se concentran a lo largo de las fallas presentes en la superficie ratificando la hipótesis de la formación y desarrollo de los PSCF, así como

también es posible observar como los hundimientos máximos del orden de 3.5 cm se presentan en la zona Centro-SO y NO de la ciudad, correspondientes a las zonas con mayor espesor de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres, identificadas como riesgosas por su factibilidad de continuar deformándose y; además algunas de ellas también presentes en los mapas de subsidencia realizados a partir de los resultados del monitoreo con GPS. En el segundo mapa, con una separación temporal de 350 días (diciembre/2004 - diciembre/2005), continua observándose el mismo patrón en la distribución de los desplazamientos, aunque en menor área, pero con la mismo valor máximo de 3.5 cm. Con base en lo anterior se puede decir que en la Ciudad de Morelia del año 2003 al 2005 se presentó una tasa aproximada de hundimiento anual de 3.5 cm en las zonas señaladas. En el caso de la falla La Paloma, la deformación que se aprecia con esta técnica (identificación de movimientos de la superficie terrestre) no se debe a PSCF si no que responde a los problemas de inestabilidad de taludes característica de dicha falla.

En el caso de la Ciudad de Celaya se elaboraron 3 interferogramas, los primeros dos corresponden a los intervalos de tiempo que se emplearon para la Ciudad de Morelia (julio/2003 - noviembre/2004 y diciembre/2004 - diciembre/2005), en ambos interferogramas se aprecia claramente como las fallas representan una frontera que divide las zonas que se hunden (hacia el Este de las fallas) de aquellas que no (hacia el Oeste), alojándose las deformaciones máximas hacia el NE de la ciudad. Lo anterior ratifica el hecho de que los bloques que se hunden son los que presentan las mayores deformaciones a causa de que en ellos se depositó un mayor espesor de sedimentos lacustres y/o fluviolacustres. El tercer interferograma cubre un intervalo de 105 días (febrero/2006 - mayo/2006) y, en el mapa de desplazamientos elaborado a partir de este, se identifican deformaciones a lo largo de las fallas principales, así como en las zonas NE y SE de la ciudad, con magnitudes entre 2 y 3 cm. Con base en lo anterior y normalizando los resultados para el año 2006, se puede decir que en dicho año en la Ciudad de Celaya se presentó un hundimiento anual entre 7 y 10 cm en las zonas señaladas (Avila-Olivera et al., 2007c).

En función del estudio integral de los PSCF que se llevó a cabo en la Ciudad de Morelia, se concluye que la zona NO de la ciudad se encuentra en riesgo latente de continuar sufriendo deformaciones si es que el ritmo de las extracciones se mantiene constante como hasta el momento; tal y como lo muestran los distintos tipos de monitoreo que se desarrollaron. Para el caso de la Ciudad de Celaya la zona que se encuentra en riesgo latente, es la que se ubica hacia el NE de la ciudad.

REFERENCIAS

- Aguilar-Pérez L.A., Ortega-Guerrero M.A., Lugo-Hubp J. y Ortiz-Zamora D. del C., 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*, Vol. 23, núm 3, p. 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.
- Álvarez-Béjar R., Ibáñez-Garduño D., Garduño-Monroy V.H., Israde-Alcántara I., Arreygue-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., 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.
- 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. y Martínez-Peña G.E.I., 2002, Cambios en la rigidez del suelo debido a los esfuerzos de tensión, explicación del mecanismo de agrietamiento en suelos, *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes: Geos*.
- Álvarez-Manilla A.A., Fernández-Hernández F. y García-Becerra J., 2002, Hundimiento máximo esperado y demarcación de las zonas de agrietamiento en el valle de Querétaro según su potencial acuífero, *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes: Geos*.
- Álvarez-Manilla A.A., Fernández-Hernández F. y Poot-Lima R.M., 2004a, Caracterización sismológica del riesgo geotécnico de grietas y fallas de tensión por sobreexplotación del acuífero, casos de historia, XXII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Guadalajara, Jalisco.
- Álvarez-Manilla A.A., Fernández-Hernández F., Poot-Lima R.M. y Zepeda-Garrido J.A., 2004b, Hundimiento máximo en el Valle de Querétaro en función del potencial acuífero, XXII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Guadalajara, Jalisco.

- Annan A. P., 1996, Ground penetrating radar, workshop notes, Sensors and Software.
- 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.
- Arreygue-Rocha E., 1999, Le Condizioni di pericolosità idrogeologica nella città di Morelia, Michoacán (Messico): Perugia, Italia, Università degli Studi di Perugia, Tesi di dottorato XI Ciclo 1995-1998, 171 p.
- Arreygue-Rocha E., Canuti P., Iotti A. and Garduño-Monroy V.H., 1998, Hydrogeological hazard in the urban area of Morelia, Mexico, in Association for Engineering Geology and the Environment, 8th International Congress, Proceedings, Vancouver, Canada 21-25 September: Rotterdam, A. A. Balkema, v. 3, p. 2,245-2,250.
- Arroyo-Contreras G., Arzate-Flores J.A., Rojas-González E., Martínez-Reyes J, Vladimir-Yutsis V., Pacheco-Martínez J., Frías-Martínez A. y Ochoa G.H., 2003, Causa y efecto de las grietas y fallas en el Valle de Aguascalientes, Cuaderno de Trabajo, Sistema de Investigación Miguel Hidalgo (SIHGO), Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), 12 p.
- Arzate-Flores J.A., Pacheco-Martínez J., Yutsis V., Rojas-González E. y Arroyo-Contreras M., 2004, Delimitation of Superficial Cracking Risk Zones Using Gravity Data and Finite Element Modeling in the Querétaro Graben, México, Eos. Trans. AGU, 85 (17), Joint Assembly Suppl., Abstract NS33A-13 1330h, Poster.
- Arzate-Flores J.A., Pacheco-Martínez J., Del Rosal-Pardo A., Barboza-Gudiño R., Mata-Segura J.L. y López-Doncel R., 2006, Carta de riesgo de agrietamientos del áreas metropolitana de San Luis Potosí, Geos, Vol. 26, No. 1, p. 185.
- Astiz-Delgado L.M., 1980, Sismicidad en Acambay, Estado de México – el temblor del 22 de febrero de 1979, México D.F., UNAM, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 130 p.
- Avila-Olivera J.A. y Garduño-Monroy V.H., 2003, Estudios Geotécnicos y Geofísicos de los Procesos de Subsistencia-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 Subsistencia-Creep-Falla, caso: la Ciudad de Morelia, Michoacán, México: Querétaro, Querétaro, Universidad Autónoma de Querétaro, Tesis de Maestría, 234 p.
- Avila-Olivera J.A., 2008, La Interferometría en Ciencias de la Tierra, 1er Congreso Nacional de Estudiantes de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro.

- 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. y Garduño-Monroy V.H., 2007, Análisis del abatimiento de los niveles freáticos del sistema acuífero de Morelia, Revista Ciencia Nicolaita editada por la Coordinación de la Investigación Científica de la UMSNH, vol. 46, p. 105-122.
- Avila-Olivera J.A., Farina P. y Garduño-Monroy V.H., 2006, Aplicación de la técnica DInSAR en el estudio de los Procesos de Subsidencia-Creep-Falla en la Ciudad de Morelia, Michoacán, Geos, Vol. 26, No. 1, p. 184-185.
- Avila-Olivera J.A., Farina P. y Garduño-Monroy V.H., 2007a, Integration of InSAR and GIS in the study of superficial faults caused by Subsidence-Creep-Fault Processes in Celaya, Guanajuato, Proceedings of 4th International Conference GIS in Geology & Earth Sciences, Juriquilla, Querétaro.
- 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 Subsistencia-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 Subsistencia-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.
- Barnhardt W.A. y Kayen R.E., 2000, Radar structure of earthquake-induced, Coastal landslides in Anchorage, Alaska. AAPG/DEG, Vol. 7, N. 1, p. 38-45.
- 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.
- Bell J.W., 1981b, Results of leveling across fault scarps in Las Vegas Valley, Nevada, April 1978-June 1981, Nevada Bureau of Mines and Geology Open-File Report 81-5. 7 p.
- Bell J.W. y Helm D.C., 1998, Ground cracks on quaternary faults in Nevada, Hydraulic and tectonic, In: Borchers J.W. (Ed.), Land Subsidence Case Studies and Current Research, Proceedings of Dr. Joseph F. Poland Symposium on Land Subsidence, Special Publication, Vol. 8, Association of Engineering Geologists, p. 165-173.
- Bell J.W., 2003, The relation between land subsidence, active quaternary faults, and fissures in Las Vegas Valley, Nevada, Paper No. 35-2 Multidisciplinary studies of land subsidence and regional fracturing in fluvio-lacustrine Basins, The Cordilleran Section, 99th Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco.
- Bell J.W. and Price J.G., 1991, Subsidence in Las Vegas Valley, 1980-91—Final project report: Nevada Bureau of Mines and Geology, Open-File Report 93-4, 10 sect., 9 plates, scale 1:62,500.
- Bennema J., Geuze E.C.W.A., Skits H. and Wiggers A.J., 1954, Soil compaction in relation to Quaternary movements of sea-level and subsidence of the land especially in the Netherlands, *Geologie en Mijnbouw*, new ser., Vol.16, No. 6, p. 173-178.
- Bishop A.W., 1959, The principle of effective stress, *Teknisk Ukeblad*, 39, p. 859-863.
- Bixley P.F., 1984, Case History No. 9.9. The Wairakei Geothermal Field, New Zealand, 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.
- Blom R. and Elachi C., 1981, Spaceborne and airborne imaging radar observations of sand dunes, *J. Geophys. Res.*, 86, p. 3061-3073.

- 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.
- Cabral-Cano E., Dixon T.H. y Sánchez-Zamora O., 2002, Análisis de subsidencia 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. y Díaz-Molina O., 2006, El gradiente de subsidencia, una herramienta para determinar el potencial fracturamiento superficial en la Ciudad de México mediante InSAR, *Geos, Vol. 26, No. 1, p. 184.*
- Carbognin L., Gatto P., Mozzi Giuseppe, Gambolati G. and 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.
- Carpenter M.C., 1993, Earth-fissure movements associated with fluctuations in ground-water levels near the Picacho Mountains, south-central Arizona, 1980–84: U.S. Geological Survey Professional Paper 497-H, 49 p.
- Carranza-Castañeda O., 1976, *Rhincotherium falconeri* del rancho La Goleta, Michoacán, México, *Rev. Instituto de Geología de la UNAM, Memoria 3, p. 28.*
- Carreón-Freyre D.C., Kouzoub N. y Salas-Solis F., 2000, Identificación de variaciones estratigráficas en depósitos recientes utilizando el radar de penetración terrestre, *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes: Geos.*
- 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-Martínez M., 2003, Origin and propagation of fracturing in the vulcano-lacustrine basin of Queretaro (resumen), en 99th Meeting, Geological Society of America, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jal., abril 1-3: Geological Society of America, Abstract T10 35-3.
- Carreón-Freyre D.C. y Cerca-Martínez M., 2006, Delineating the near-surface geometry of the fracture system affecting the Valley of Queretaro, Mexico: Correlation of GPR signatures and physical properties of sediments, *Near Surface Geophysics, EAGE (European Association of Geoscientists and Engineers), 4(1), p. 49-55.*

- Carreón-Freyre D.C., Cerca-Martínez M. y Hernández-Marín M., 2003, Correlation of near-surface stratigraphy and physical properties of clayey sediments from Chalco Basin, Mexico, using Ground Penetrating Radar, *Journal of Applied Geophysics* 53, p. 121-136.
- Carreón-Freyre D.C., Cerca-Martínez M. y Hernández-Marín M., 2005, Propagation of fracturing related to land subsidence in the Valley of Queretaro, Mexico, *Proceedings of the 7th International Symposium on Land Subsidence SISOLS 2005*, Shanghai, P.R. China, ISBN 7-5323-8209-5, Vol. I, p. 155-164.
- Carreón-Freyre D.C., Hidalgo-Moreno C.M. y Hernández-Marín M., 2006, Mecanismos de fracturamiento de depósitos arcillosos en zonas urbanas. Caso de deformación diferencial en Chalco, Estado de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Número Especial de Geología Urbana, Tomo LVIII, núm 2, p. 237-250.
- Carrillo N., 1948, Influence of artesian wells on the sinking of Mexico City, *Proceedings of 3th International Conference on Soil Mechanics*, Holland.
- Carrillo N., 1951, Conferencia no publicada impartida en la Universidad de Harvard, Mass.
- Cerca-Martínez M. y Carreón-Freyre D.C., 2003, Geosciences and engineering connections towards the understanding and management of ground fracturing of urban zones of Central Mexico: a case study in the Valley of Querétaro, *Proceedings of the 4th Doctoral Students Conference "Science, technology, society, and culture: tools for building the future of the Pacific rim"*, México, D.F., Association of Pacific Rim Students (APRU).
- Chávez-Hernández J., 2006, Estudio de las características mecánicas de los suelos de la ciudad de Pátzcuaro, Michoacán, sus relaciones con a respuesta a un evento sísmico y de microzonificación sísmica: Morelia, Michoacán, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Tesis de Maestría, 121 p.
- Connor C.B., 1990, Zinder cone clustering in the Trnas-Mexican Volcanic Belt; Implications for Structural and Petrologic Models, *J. Geophys, Res.* v. 95, no. B12, p. 19,395-19,405.
- Crosetto M., Crippa B., Monserrat O., Agudo M. y Biescas E., 2004, Land subsidence measurement with SAR interferometric data, *Proceeding of the 2004 Envisat & ERS Symposium*, Salzburg, Austria, 8 p.
- Davis J.L. and Annan A.P., 1989, Ground Penetrating Radar for high resolution mapping of soils and rock stratigraphy, *Geophysical Prosp.*, vol. 37, p. 531-551.
- Demant A., 1978, Características del Eje Neovolcanico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Instituto de Geología, UNAM*, Vol. 2 No. 2, p. 172-187.

- Dixon T.H., 1991, An introduction to the Global Positioning System and some geological applications, *Rev. Geophys.*, 29, p. 249-276.
- Eaton G.P., Peterson D.L. and 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.
- Elachi C., 1987, Introduction to the Physics and Techniques of Remote Sensing, John Wiley, New York, 413 p.
- Esquivel R., Hernández A. y Zermeño M.E., 2005, GPS for Subsidence Detection, the Case Study of Aguascalientes, International Symposium on Geodetic Deformation Monitoring: From Geophysical to Engineering Roles, Jaén, Spain, p. 254-258.
- 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.
- Farina P, Avila-Olivera J.A. and Garduño-Monroy V.H., en prensa, DInSAR analysis of differential ground subsidence affecting urban areas along the Mexican Volcanic Belt (MVB).
- Fernández J., Yu T.T., Rodríguez-Velasco G., González-Matesanz J., Romero R., Rodríguez G., Quirós R., Dalda A., Aparicio A. y Blanco M.J., 2003, New geodetic monitoring system in the volcanic island of Tenerife, Canaries, Spain. Combination of InSAR and GPS techniques, *Journal of Vulcanology and Geothermal Research*, Vol. 24, p. 241-253.
- Ferrai 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.
- Feth J.H., 1951, Structural reconnaissance of the Red Rock quadrangle, Arizona, U.S. Geological Survey Open-File Report, 30 p.
- Figuroa-Vega G.E., 1984, Case History No. 9.8. Mexico, D.F., Mexico, *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.
- 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.
- Freeze R.A. and Cherry J.A., 1979, *Groundwater*, Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, 604 p.

- Gabriel A.K. and Goldstein R.M., 1988, Crossed orbit interferometry: Theory and experimental results from SIR-B, *Int. J. Remote Sens.*, 9, p. 857-872.
- Gabriel A.K., Goldstein R.M. and Zebker H.A., 1989, Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry, *J. Geophys. Res.*, 94, p. 9183-9191.
- Gabrysch R.K., 1984, Case History No. 9.12 The Houston-Galveston Region, Texas, 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.
- Galloway D., Jones D.R. and Ingersbritsen S.E., 1999, Land Subsidence in the United States, U.S. Geological Survey, Circular 1182, 165 p.
- Garduño-Monroy V.H., 2004, Contribuciones a la Geología e impacto ambiental de Morelia y sus alrededores, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, editor.
- Garduño-Monroy V.H., Arreygue-Rocha E., Chiesa S., Israde-Alcántara I., Rodríguez-Torres 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.
- Gatelli F., Guarnieri A.M., Parizzi F., Pasquali P., Pratti C. and Rocca F., 1994, The wavenumber shift in SAR interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32, p. 855-865.
- 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.
- Gloe C.S., 1984, Case History No. 9.1. Latrobe Valley, Victoria, Australia, *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.

- Glowacka E., González J.J. and Fabriol H, 1999, Recent Vertical Deformation in Mexicali Valley and its Relationship with Tectonics, Seismicity and Fluid Operation in the Cerro Prieto Geothermal Field, *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 156, p. 591-614.
- Glowacka E., Sarychikhina O. and Contreras J., 2003, Subsidence in the Cerro Prieto Field: Relation Between Tectonic and Anthropogenic Components, *Geothermal Resources Council Transactions*, Vol. 27, p. 473-475.
- Glowacka E., Sarychikhina O. and Nava F.A., 2005, Subsidence and Stress Change in the Cerro Prieto Geothermal Field, B.C., Mexico, *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 162, No.11, p. 2,095-2,110.
- Goldstein R.M., Zebker H.A. and Werner C.L., 1988, Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping, *Radio Sci.*, 23, p. 713-720.
- Gray A.L. and Farris-Manning P.J., 1993, Repeat-pass interferometry with airborne synthetic aperture radar, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 31, p. 180-191.
- H. Ayuntamiento de Celaya, Administración 2006-2009,
<http://www.celaya.gob.mx/index.php?id=113>
- Hager B.H., King R.W. and Murray M.H., 1991, Measurement of crustal deformation using the Global Positioning System, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 19, p. 351-382.
- Helm D.C., 1994, Hydraulic forces that play a role in generating fissures at depth, *Bulletin of the Association of Engineering Geologists XXXI* (3), p. 293-304.
- Hernández-Marín M., 2003, Deformability of volcano-lacustrine sediments during subsidence by aquitard consolidation, Paper No. 35-4 Multidisciplinary studies of land subsidence and regional fracturing in fluvio-lacustrine Basins, The Cordilleran Section, 99th Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco.
- Holzer T.L., 1979, Leveling data—Eglington fault scarp, Las Vegas Valley, Nevada: U.S. Geological Survey Open-File Report 79-950, 7 p.
- Holzer T.L., 1984, Ground failure induced by ground-water withdrawal from unconsolidated sediment, in Holzer, T.L., ed., *Maninduced land subsidence: Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, v. 6, 221 p.
- 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. and Gabrysch R.K., 1987, Effect of water-level recoveries on fault creep, Houston Texas, *Ground Water*, Vol. 25, p. 392-397.

- Houlsby G.T., 1997, The work input to an unsaturated granular material, *Géotechnique* 47 (1), p. 193-196.
- 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.
- IMDUM, Instituto Municipal de Desarrollo Urbano de Morelia, Programa de Desarrollo Urbano del Centro de Población Morelia 2003.
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- Israde-Alcantara I., 1996, Bacini lacustri del settore centrale dell'Arco Vulcanico Messicano: Stratigrafia ed evoluzione sedimentaria basata sulle diatomee, PhD Thesis, Università degli Studi di Milano, Italia, 254 p.
- Israde-Alcantara I. and Garduño-Monroy V.H., 1999, Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting; the evolution of the late Neogene Cuitzeo basin system (central western Michoacán, México): *Palaecogeography, Palaeoclimatology, Palaecology*, v. 15, núms., 1-3, p. 209-227.
- Israde-Alcantara I. y Garduño-Monroy V.H., 2002, *La geología de la región de Morelia: Contribuciones a la geología e impacto ambiental de Morelia*, v. 1.
- Jachens C.R. y Holzer L.T., 1979, Geophysical investigations of ground failure related to ground water withdrawal Picacho basin, Arizona, *Ground Water* 17 (6).
- Jachens C.R. y Holzer L.T., 1982, Differential compaction mechanism for earth fissures near Casa Grande, Arizona, *Geological Society of American Bulletin* 93, p. 998-1012.
- Jacob C.E., 1940, On the floor of water in an elastic artesian aquifer, *Am. Geophys. Union Trans.*, pt. 2, p. 574-586.
- Johnson N.M., 1980, The relation between ephemeral stream regime and earth fissuring in south-central Arizona, Tucson, Ariz., University of Arizona, M.S. thesis, 158 p.

- 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 Rico-Rodríguez A., 1999, Mecánica de Suelos, Flujo de Agua en Suelos, Tomo 3, Editorial Limusa, Decimoséptima reimpresión, 414 p.
- Juárez-Luna G., Rangel-Núñez J.L., Ayala-Milián A.G. y Romo-Organista M.P., 2002, Modelado del fracturamiento de las arcillas del Valle de México, XXI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Juriquilla, Querétaro, tomo 1, p. 183-191.
- JUMAPA, Junta Municipal de Agua Potable y Alcantarillado de la Ciudad de Celaya, Guanajuato.
- Just D. and Bamler R., 1994, Phase statistic of interferograms with applications to synthetic aperture radar, *Appl. Opt.*, 33 (20), p. 4361-4368.
- Kovaly J.J., 1976, Synthetic Aperture Radar, Artech House, Dedham, Mass., 333 p.
- Kreitler C.W., 1976, Faulting and land subsidence from groundwater and hydrocarbon production, Houston-Galveston, Texas, USA, Second IASH, California, No. 121, p. 435.
- Kreitler C.W., 1977, Fault control of subsidence, Houston Texas, *Ground Water* 15 (3), p. 203-214.
- Krijnen H. y de Heus H., 1995, Application of GPS with sub-centimeter accuracy for subsidence monitoring, In: Barends F.B., Brouwer F.J., Schöder F.H. (Eds), *Land Subsidence*, Balkema, Rotterdam, p. 333-343.
- Kwoh L., Chang E., Heng W. and Lim K., 1994, DTM generation from 35-days repeat pass ERS-1 interferometry, in *International Geoscience and Remote Sensing Symposium 94: Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis, and Interpretation*, IEEE Press, Piscataway, N. J., p. 2288-2290.
- Kyle J.M., 1951, Settlement correction at La Guardia Field, *Am. Soc. Civil Engineering Trans.*, Vol. 116, p. 1343-1348.
- La Voz de Michoacán, 1988, Suplemento Dominical, 3 p.
- Laney R.L., Raymond R.H. and Winikka C.C., 1978, Maps showing water-level declines, land subsidence, and earth fissures in south-central Arizona, U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 78-83, 2 sheets, scale 1:125,000.

- Langridge R.M., Weldon R.J., Moya J.C. and Suárez G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt, *Journal Geophysical Research*, (105) B2, p. 3019-3037.
- Larson M.K., 1984, Potential for subsidence fissuring in the Phoenix Arizona USA area, *Third IASH, Venice, Italy*, No. 151, p. 291-299.
- Leonard R.J., 1929, An earth fissure in southern Arizona: *Journal of Geology*, v. 37, p. 765-774.
- Lermo-Samaniego J., Nieto Obregón J. and 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.
- Li F.K. and Goldstein R.M., 1990, Studies of multibaseline spaceborne interferometric synthetic aperture radars, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 28, p. 88-97.
- Lin Q., Vesecky J. and Zebker H., 1992, New approaches in interferometric SAR data processing, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, p. 560-567.
- Lofgren B.E., 1969, Land subsidence due to the application of water, *in Reviews in Engineering Geology*, Vol. II, Geol. Soc. Of America, p. 271-303.
- López-Granados E., 1999, Cambio de uso del suelo y crecimiento urbano en la Ciudad de Morelia, Mich., Tesis para obtener el grado de Maestro (Maestría en Conservación y Manejo de los Recursos Naturales), Facultad de Biología, UMSNH, 128 p.
- Lorenzo H.C., 1994, Prospección Geofísica de alta resolución mediante Geo-radar, Aplicación a Obras Civiles, Tesis Doctoral, Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid, 198 p.
- Luxiang S. and 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.
- 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-Solórzano M. y Hobson B., 1907, Restos de plantas en basaltos, *Boletín de la Sociedad Michoacana de Geología y Estadística*, Tomo III, 15, p. 238-240.
- Massonnet D., 1985, Etude de principe d'une détection de mouvements tectoniques par radar, *Int. Memo. 326, Cent. Natl. D'Etudes Spatiales*, Toulouse, France.

- Massonnet D., 1990, FOCUS: An experiment for high resolution radar imagery, elevation terrain model derivation, Earth small move detection, in Remote Sensing Science for the Nineties, Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium, vol. 2, IEEE Publ. 90CH2825-8, Inst. Of Elect. And Electron. Eng., Piscataway, N. J., p. 1431-1434.
- Massonnet D., 1994, Giving an operational status to SAR interferometry, paper presented at ERS-1 Pilot Project Work-shop, Eur. Space Agency, Toledo, Spain.
- Massonnet D. and Rabaute T., 1993, Radar interferometry: Limits and potential, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 31, p. 455-464.
- Massonnet D., Rossi M. and Adragna F., 1994, CNES General-purpose SAR correlator, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 32, p. 636-643.
- Massonnet D., Vadon H. and Carmona C., 1995, ERS-1 internal clock drift measured by interferometry, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 33, p. 401-408.
- Massonnet D. and Feigl K.L., 1998, Radar interferometry and its applications to changes in the earth's surface, Reviews of Geophysics, 36, p. 441-500.
- Maurya D.M., Patinar A.K., Mulchandani N., Goyal B., Thakkar M.G., Bhandari S., Vaid S.I., Bhatt N.P. y Camila L.S., Need for initiating ground penetrating radar studies along active faults in India: An example from Kachchh, Current Science, Vol. 88, No. 2.
- Maxey G.B. and Jameson C.H., 1948, Geology and water resources of Las Vegas, Pahrump, and Indian Springs Valleys, Clark and Nye Counties, Nevada: Nevada State Engineer Water Resources Bulletin 5, 121 p.
- Mayuga M.N. and 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. 6C6-79.
- Meinzer O.E., 1928, Compressibility and elasticity of artesian aquifers, Econ. Geology, v. 23, no. 3, p. 263-291.
- 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.
- Metcalfe S.J. and Hall L.E., 1984, Sinkhole collapse due to groundwater pumpage for freeze protection irrigation near Dover, Florida, January, 1977, Multidisciplinary Conference on Sinkholes, 1st, Orlando, Florida, October 15-17, Proceedings, Beck B.F. ed., Sinkholes – Their geology, engineering and environmental impact, Boston, Mass., Balkema A.A., p. 29-33.

- Meyer B., Armijo R., Massonnet D., Chabalier J.B., Delacourt C., Ruegg J.C., Achache J., Briole P. and Panastassiou D., 1996, The 1995 Grevena (northern Greece) earthquake: Fault model constrained with tectonic observations and SAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2677-2680.
- Motagh M., Djamour Y., Walter T., Moosavi Z., Arabi S. y Zschau J., 2006, Mapping the spatial and temporal pattern of land subsidence in the city of Toos, northeast Iran, using the integration of InSAR, continuous GPS and precise leveling, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 07881.
- Mousavi S.M., El Naggr M.H. y Shamsai A., 2000, Application of GPS to evaluate land subsidence in Iran, *Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence*, Ravenna, Italy, p. 107-112.
- Murray E.J., 2002, An equation of state for unsaturated soils, *Can. J. Geotech.* 39, p. 125-140.
- Myers W.B. and Hamilton W., 1964, Deformation accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959, U.S. Geological Survey Prof. paper 435-1, p. 55-98.
- Nelson F.E., Anisimov O.A., and Shiklomanov N.I., 2001, Subsidence risk from thawing permafrost, *Nature*, Vol. 410, Issue 6831, p. 889-890.
- 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, 54p.
- Nieuwenhuis H.S. and 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.
- Noguchi T., Takahashi R. and Tokimitsu Y., 1969, On the compression subsidence of peat and humic layers in the Kami-Shinbashi area, Kurate-Machi, Kurate-Gun, Fukuoka Prefecture, *in* Tison L.J. ed., *Land Subsidence*, Vol. II, International Association Science Hydrology, Pub. 89, p. 458-466.
- 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.
- OOAPAS, Organismo Operador de Agua Potable y Alcantarillado Sanitario de la Ciudad de Morelia, Michoacán.

- 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 modeling in the Querétaro valley, México, Engineering Geology 84 (2006), p. 143-160.
- Pacheco-Martínez J., Arzate-Flores J.A., Arroyo-Contreras M., Zermeño de León M. y Mendoza Otero Enrique, 2006b, Estimación del ancho de influencia de un fallamiento superficial, Geos, Vol. 26, No. 1, p. 183.
- Pacheco-Martínez J. y Arzate-Flores J.A., 2007, Análisis multicapa de la subsidencia en el valle de Querétaro, México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 24, núm. 3, p. 389-402.
- Pasquaré G., Ferrari L., Perazzoli M., Tiberi and 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, 22 p.
- Peterson D.E., 1962, Earth fissuring in the Picacho area, Pinal Country, Arizona, Tucson, Ariz., University of Arizona, M.S. Thesis, 35 p.
- Plafker G., 1965, Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska earthquake of March 27, 1964, Science, Vol. 148, No. 3678, p. 1675-1687.
- 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.
- Pozo-Ruz A., Ribeiro A., García-Alegre M.C., García L., Guinea D. Y Sandoval, F, Sistema de posicionamiento global (GPS): descripción, análisis de errores, aplicaciones y futuro, 9 pag.
- Prati C., Rocca F., Guarnieri A. and Damonti E., 1990, Seismic migration for SAR focusing: Interferometric applications, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 28, p. 627-640.
- Prati C., Rocca F., Kost Y. and Damonti E., 1991, Blind deconvolution for Doppler centroid estimation in high frequency SAR, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 29, p. 934-941.
- Pratt W.E. and Johnson D.W., 1926, Local subsidence of the Goose Creek Oil Field, *Journal Geology*, Vol. XXXIV, No. 7, pt. 1, p. 578-590.
- Quintero-Legorreta, O., Mota-Palomino, R., y Suter, M., 1988, Esfuerzos y deformación contemporáneos en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana; y geometría, distribución y sismicidad de las fallas activas, *in* Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes: Geos, Unión Geofísica Mexicana, época II, v. 8, núm., extraordinario, p. 33.
- Rangel D, Carreón-Freyre D, Cerca M y Méndez E, 2003, Valuation of ground penetrating radar for the record of structures in fluvio lacustrine soils, *Journal of Applied Research and Technology*, Vol.1 No.1.
- Riley F.S., 1969, Analysis of borehole extensometer data from central California, *in* Tison, L.J., ed., Land subsidence, v. 2, Internat. Assoc. Sci. Hydrology Pub. 89, p. 423-431.
- 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.
- Robinson G.M. and Peterson D.E., 1962, Notes on earth fissures in southern Arizona, U.S. Geological Survey Circular 466, 7 p.

- 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.
- Rosen P.A., Hensley S., Joughin I.R., Li F.K., Madsen S.N., Rodríguez E. y Goldstein R.M., 2000, Synthetic Aperture Radar Interferometry, Proceedings of the IEEE, Vol. 88, No. 3, p. 333-382.
- 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.
- Sarychikhina O., 2003, Modelación de subsidencia en el campo geotérmico Cerro Prieto, CICESE, Tesis de Maestría.
- Sarychikhina O., Glowacka E., Nava-Pichardo F.A. y Romo-Jones J.M., 2005, Modeling of subsidence in the Cerro Prieto Geothermal Field, B.C., Mexico, Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, paper No. 1189.
- Sarychikhina O., Glowacka E. y Mellors R., 2007a, Preliminary results of a surface deformation study, using differential InSAR technique at the Cerro Prieto Geothermal Field, B.C., Mexico, Geothermal Resources Council Transactions, Vol. 31, p. 581-584.
- Sarychikhina O., Glowacka E., Mellors R., Vázquez-González R. y Contreras-Pérez J., 2007b, Monitoreo de las deformaciones del terreno en el Valle de Mexicali usando el método de InSAR en conjunto con los métodos de monitoreo tradicionales, Geos, Vol. 27, No. 1, p. 158.

- Sarychikhina O., Glowacka E. y Mellors R., 2008, Aplicación de la técnica DInSAR en el estudio de las deformaciones del terreno en el Valle de Mexicali, B.C., 1er Congreso Nacional de Estudiantes de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro.
- Sato H.P., Abe K. y Ootaki O., 2003, GPS-measured land subsidence in Ojiya City, Niigata Prefecture, Japan, *Engineering Geology*, Vol. 67, p. 379-390.
- Schothorst C.J., 1977, Subsidence of low moor peat soils in the western Netherlands, *Geoderma*, Vol. 17, p. 265-291.
- Schumann H.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.
- Segall P. and Davis J.L., 1997, GPS applications for geodynamics and earthquake studies, *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 25, p. 301-336.
- Sensors and Software Inc., 1993, Pulse EKKO, Basic Plotting and Editing Software User's Guide, Technical Manual, Version 4.0, Mississauga, Ontario, Canada.
- Shannon and Wilson Inc., 1997, Task 3, final report – Retsof Mine collapse, Technical Assistance Grant Committee, Retsof, New York, Seattle, Wash., Shannon and Wilson Inc., 15 p.
- Silva-Mora, L., 1995, Hoja Morelia 14Q-g(2) con resumen de la geología de la hoja Morelia, estados de Michoacán y Guanajuato: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México, serie de 1:100.000, 1 mapa con texto, 25 p.
- 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.
- Smemoe Ch. M., 2000. Processing and Visualization of Ground Penetrating Radar Data for Assessing Natural Hydrogeologic Conditions, *Civil and Environmental Engineering* 540.
- Sneed M., Ikehara M.E., Galloway D.L. y Amelung F., 2001, Detection and Measurement of Land Subsidence Using Global Positioning System and Interferometric Synthetic Aperture Radar, Coachella Valley, California, 1996-98, USGS, Water-Resources Investigations Report 01-4193, 26 p.
- Stephens J.C. and 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.

- Stevens D.R., Cumming I.G. and Gray A.L., 1995, Options for airborne interferometric SAR motion compensation, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 33, p. 409-420.
- Suleiman S.E.B., 1994, Earth fissures caused by groundwater withdrawal in Sarir South agricultural project area, Libya, *Applied Hydrology* 1, p. 45-52.
- Suter M., Quintero-Legorreta O. and Johnson C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the trans-Mexican volcanic belt, 1, The Venta de Bravo Fault, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, p. 11983-11994.
- Suter M., Quintero-Legorreta O., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G. and Farrar E., 1995, The Acambay graben; active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, *Tectonics*, v.14, no. 5. p. 1,245-1,262.
- 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. and 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.
- Ulriksen C.P., 1982, Application of impulse radar to civil engineering, Ph. D. Thesis, Department of Engineering Geology, Lund University of Technology, 175 p.
- Valencia D., 1995, Fallamiento de los suelos en la Ciudad de Querétaro, Universidad Autónoma de Querétaro, Tesis de Maestría.
- Van-Sambeek L.L., 1996, Dissolution-induced mine subsidence at the Retsof Salt Mine, Meeting Paper, Solution Mining Research Institute, October 20-23, 1996, Cleveland, Ohio, p. 289-309.

- Wegmuller U. and Werner C., 1997, Retrieval of vegetation parameters with SAR interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 35, p. 18-24.
- 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 earthquake of May 1960, in Chile, *Seismological Society America Bulletin*, Vol.53, No. 6, p. 1237-1257).
- Whitlow R., 1994, *Basic Soil Mechanics*, ed. Addison Wesley Longman Inc., 589 p.
- Wikipedia, La enciclopedia libre, Sistema de posicionamiento global.
http://es.wikipedia.org/wiki/Sistema_de_posicionamiento_global
- Wosten J.H.M., Ismail A.B. and Van-Wijk A.L.M., 1997, Peat subsidence and its practical implications, A case study in Malaysia, *Geoderma*, Vol. 78, p. 25-36.
- Yamamoto S., 1984a, Case History No. 9.4. Tokyo, Japan, *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.
- Yamamoto S., 1984b, 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.
- Zebker H. and Goldstein R., 1986, Topographic mapping from interferometric SAR observations, *J. Geophys. Res.*, 91, p. 4993-5001.
- Zebker H.A., Rosen P.A., Goldstein R.M., Gabriel A. and Werner C.L., 1994, On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, 99, p. 19,617-19,634.
- 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.

GLOSARIO

Abatimiento

Cuando el agua del subsuelo es extraída de un acuífero a través de un pozo de bombeo, el nivel del agua subterránea decrece. El abatimiento es la distancia que decrece el nivel freático o la superficie piezométrica a un punto determinado.

Acuífero

Cuerpo saturado extenso de material de alta permeabilidad (1×10^{-2} - 1×10^{-4} m/s) que proporciona cantidades significantes de agua subterránea; incluye la parte no saturada del cuerpo permeable. Los acuíferos se pueden clasificar en confinados y no confinados en función de la presencia o ausencia del nivel freático. Los depósitos aluvionales no consolidados de arena y grava, las areniscas porosas o, las calizas fracturadas, son ejemplos de formaciones acuíferos.

Acuífero artesiano

Un acuífero en el que el nivel del agua alcanza la base del estrato confinante superior cuando es penetrado por un pozo. En la actualidad se ha empleado como sinónimo de acuífero confinado (Poland, 1984).

Acuitardo

El término acuitardo ha sido empleado para describir los estratos menos permeables (1×10^{-7} - 1×10^{-9} m/s) en una secuencia estratigráfica, los cuales pueden ser suficientemente permeables para transmitir agua hacia los acuíferos adyacentes en cantidades que son significativas en el estudio del flujo regional de agua subterránea, pero que su permeabilidad no es suficiente para permitir la obtención de agua a través de pozos dentro de ellos (Freeze y Cherry, 1979).

Agua Subterránea

Menos del 1% del agua de nuestro planeta es agua líquida asociada con las masas terrestres, el resto es salada y se encuentra en los océanos y mares o, está presente como vapor de agua en la atmósfera.

El agua terrestre tiene su origen en la lluvia y fluye bajo la influencia de la gravedad, en la superficie se forman ríos, corrientes, lagos y lagunas; pero una gran proporción pasa por percolación a la capa superficial de la litosfera (corteza terrestre) donde se encuentran suelos y rocas. La profundidad de penetración de esta percolación, depende de la naturaleza porosa de estos materiales. El agua subterránea puede ser dividida en los siguientes dos tipos, en función de su presencia en dos zonas distintas separadas por lo que se conoce como nivel freático o superficie freática (Whitlow, 1994):

1. Agua freática o superficial:

- Está sometida a las fuerzas gravitacionales.
- Satura los espacios de los poros en el suelo por debajo del nivel freático.
- Tiene una presión interna en los poros mayor que la presión atmosférica.
- Tiende a fluir lateralmente.

2. Agua vadosa:

- Agua de percolación transitoria, que se desplaza hacia abajo para incorporarse al agua freática que está por debajo del nivel freático.
- Agua capilar retenida por encima del nivel freático por las fuerzas de tensión superficial (con una presión interna en los poros inferior a la atmosférica).

Artesiano

El término se deriva de la palabra Artois, que es una provincia de Francia ubicada en la parte norte del país, donde en 1750 se perforaron pozos en los que fluía el agua naturalmente. Artesiano es sinónimo de confinado.

Consolidación

Decremento en el espesor de sedimentos que se presenta por lo general en los suelos cohesivos saturados, como resultado de un incremento en el esfuerzo de compresión vertical. La consolidación es un proceso retardado que involucra la expulsión lenta del agua de los poros y, la transferencia gradual del esfuerzo neutral al efectivo. Hasta que el tiempo necesario para que el exceso de la presión de poro decaiga hasta cero transcurra, los valores de la consolidación que se obtengan son transitorios. Los suelos más susceptibles son las arcillas y limos normalmente consolidados y ciertos tipos de rellenos saturados; las turbas pueden ser altamente compresibles, ocasionando cambios del espesor de los estratos tan grandes como un 20%.

Falla antitética

Una falla antitética es aquella cuyo plano de falla se inclina en dirección opuesta con respecto al plano de falla de una falla normal o inversa, la cual generalmente es la principal de un determinado sistema.

Falla sinsedimentaria

Falla geológica que presenta episodios contemporáneos de actividad sísmica y depósito de sedimentos. Por lo general dichos depósitos se consolidan y en ocasiones se litifican entre la ocurrencia de eventos sísmicos.

Nivel freático

Puesto que la fase sólida de los suelos (esqueleto) está constituida por partículas, los espacios en los poros están interconectados y, de esta manera el agua puede pasar de las zonas de alta presión a las de baja presión. El nivel en el cual la presión del agua en los poros es igual a la atmosférica recibe el nombre de superficie freática o nivel freático del agua.

En el caso de cuerpos de agua subterránea no confinados, el nivel freático corresponde al agua superficial libre, como el agua de un río, de un lago o de una excavación. Cuando el agua está por encima de estratos de suelo aislados, como la arcilla que tiene una baja

permeabilidad, se presenta un nivel colgado de agua subterránea. Cuando un estrato de permeabilidad relativamente alta (acuífero), está confinado por encima y por debajo por estratos de baja permeabilidad (acuitardos), el nivel freático no existe como tal; sin embargo, el nivel del agua en los piezómetros o pozos sumergidos en el acuífero indica el nivel de la superficie freática.

Se dice que existen condiciones artesianas cuando la superficie freática está por encima del nivel superficial del suelo. Las condiciones sub-artesianas corresponden al agua que está entre el nivel superficial del suelo y el acuífero. La presión del agua en los poros de un acuífero (presión de poro) confinado está regida por las condiciones del lugar donde está confinado el estrato, si el nivel freático asciende (debido a la lluvia por ejemplo), es muy probable que la presión de poro también se eleve (Whitlow, 1994).

PCA (Pozo a Cielo Abierto)

Método más satisfactorio para conocer las condiciones del subsuelo, ya que consiste en excavar un pozo de dimensiones suficientes para que un técnico pueda directamente bajar y examinar los diferentes estratos de suelo en su estado natural, así como darse cuenta de las condiciones precisas referentes al agua contenida en el suelo.

Permeabilidad

Es la capacidad que presentan los suelos y las rocas de transmitir un fluido bajo la acción combinada de la gravedad y la presión. La permeabilidad es expresada como la velocidad con la que el agua pasa a través de un medio poroso de una determinada sección y espesor. Este parámetro es dependiente del tamaño y la forma de los poros del medio y, puede ser reducido por procesos de compactación y/o consolidación.

PSCF (Procesos de Subsistencia-Creep-Falla)

Subsistencia diferencial que se genera por la consolidación de un sistema acuífero (consolidación ocasionada por la extracción del agua del subsuelo) y por un control estructural del basamento rocoso (fallas geológicas). Las fallas guían las deformaciones, las cuales se presentan en la superficie en forma de subsidencia diferencial, grietas y fallas.

Salto real

Desfasamiento de los estratos de un mismo material o de unidades geológicas, ocasionado por la actividad de una falla geológica. Desnivel que existe entre ambos bloques de una falla geológica, el cual es mayor que el salto que se presenta en la superficie.

Sistema acuífero

Cuerpo heterogéneo de estratos intercalados de alta y baja permeabilidad que funcionan regionalmente como una unidad hidráulica que proporciona agua. Comprende dos o más acuíferos (formaciones permeables), separados por acuitardos lateralmente discontinuos que localmente impiden el movimiento del agua del subsuelo, pero que no afectan en gran medida la continuidad hidráulica total del sistema.

Superficie piezométrica

Superficie imaginaria que coincide con la altura (referida a un dato estándar) de la superficie de una columna de agua que puede ser soportada por la presión estática en un punto determinado de un acuífero. Dicha altura es la suma de la elevación referida en metros sobre el nivel del mar, más la presión existente en el punto en cuestión (Poland, 1984).