

Caracterización dimensional/geométrica de los rasgos geológicos estructurales y sus implicaciones en los descensos diferenciales del terreno

por **Abril Navarrete Becerril**

Una tesis presentada ante la
Universidad Autónoma del Estado de México y al
Instituto Interamericano de Tecnología y Ciencias del Agua
como requisito para obtener el grado de
Maestra en Ciencias del Agua



Tutor académico

Dr. en Ing. Jaime Gárfias Soliz

Tutor adjunto

Mtro. Erick Gerardo Orozco Orozco

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	v
ÍNDICE DE TABLAS	x
RESUMEN	xiv

CAPÍTULO 1 **INTRODUCCIÓN**

1.1	Antecedentes	1
1.1.1	Contexto tectónico regional como agente genético de lineamientos superficiales	2
1.1.2	Principales características y mecanismos de propagación de lineamientos.....	4
1.1.3	Impactos asociados a lineamientos por actividad antropogénica	6
1.1.4	Evaluación de fallas y fracturas asociadas a la extracción intensiva de los sistemas acuíferos	8
1.1.5	Uso de herramientas tecnológicas en el estudio de lineamientos	10
1.2	Justificación.....	13
1.3	Hipótesis.....	15
1.4	Objetivo.....	16
1.5	Organización de la tesis.....	17

CAPÍTULO 2 **DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO**

2.1	Problemática de la zona de estudio	19
2.2	Descripción de la zona de estudio.....	22
2.2.1	Panorama fisiográfico de la zona de estudio	26
2.2.2	Condiciones geológicas de la zona de estudio.....	27
2.2.3	Características estructurales de la zona de estudio	27

CAPÍTULO 3 **MATERIALES Y MÉTODOS**

3.1	Disposición de la información	29
3.1.1	Ubicación espacial de la cartografía geológica	33
3.2	Manejo de escenas altitudinales SRTM.....	33
3.2.1	Arquitectura de un mosaico a partir de cuadros altitudinales de la zona de estudio.....	36
3.2.2	Corrección de vacíos de un Modelo Digital de Elevación.....	38

3.3	Características y temporalidad de escenas satelitales	42
3.4	Pre-procesamiento de escenas satelitales	43
3.4.1	Conversión a radiancia a partir de calibración radiométrica	44
3.4.2	Corrección atmosférica de cuadros satelitales	46
3.4.3	Identificación de las bandas y remoción de dispersión atmosférica	46
3.4.4	Compensación de las distorsiones por aerosoles	47
3.5	Contextualización de los “lineamientos” como punto de partida en la inferencia de los rasgos geológicos a partir de información digital	48
3.6.1	Uso de información digital para la interpretación de lineamientos	49
3.6.2	Fases de la identificación de los patrones geológico-estructurales.....	56
3.6.3	Representación de las direcciones preferenciales de lineamientos.....	62
3.7	Perspectivas de la Geoestadística.....	68
3.7.1	Construcción del variograma.....	72
3.7.2	Modelamiento del variograma experimental	85
3.7.3	Análisis del rendimiento de los modelos de ajuste	88
3.7.4	Automatización del variograma.....	90
3.8	Implicaciones de la subsidencia en presencia de fallas geológicas.....	94

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS DE RESULTADOS

4.1	Introducción	96
4.2	Colección, definición y ajuste de escenas altitudinales STRM	98
4.3	Comparación temporal de las escenas satelitales.....	101
4.4	Calibración y disposición de escenas digitales	106
4.5	Vinculación del comportamiento direccional de los lineamientos con el fenómeno de subsidencia en el Valle de Querétaro	108
4.5.1	Descripción de las fallas geológicas inferidas a partir de datos altitudinales y satelitales del Valle de Querétaro	109
4.5.2	Estudio geoestadístico para el análisis de las direcciones preferenciales de los lineamientos mediante el semivariograma del Valle de Querétaro.....	114
4.5.3	Evaluación de desempeño de los modelos de ajuste para el Valle de Querétaro	117
4.5.4	Connotaciones del hundimiento diferencial del terreno	123
4.5.5	Desplazamiento vertical del terreno y su implicación con los rasgos geológico estructurales en el Valle de Querétaro	126
4.6	Vinculación del comportamiento direccional de los lineamientos con el fenómeno de subsidencia en el Valle de Aguascalientes	130
4.6.1	Representación de las orientaciones preferenciales de los lineamientos en el Valle de Aguascalientes.....	132
4.6.2	Estudio geoestadístico para el análisis de las direcciones preferenciales de lineamientos mediante el semivariograma del Valle de Aguascalientes	134

4.6.3	Evaluación del desempeño de los modelos de ajuste para el Valle de Aguascalientes	135
4.6.4	Desplazamiento vertical del terreno y su implicación con los rasgos geológico estructurales en el Valle de Aguascalientes	139
4.7	Vinculación del comportamiento direccional de los lineamientos con el fenómeno de subsidencia en el Valle de Celaya	142
4.7.1	Representación de las orientaciones preferenciales de los lineamientos en el Valle de Celaya.....	145
4.7.2	Estudio geoestadístico para el análisis de las direcciones preferenciales de los lineamientos mediante el semivariograma del Valle de Celaya.....	147
4.7.3	Validación de los modelos de ajuste para el Valle de Celaya	149
4.7.4	Desplazamiento vertical del terreno y su implicación con los rasgos geológico Estructurales en el Valle de Celaya	152
4.8	Vinculación del comportamiento direccional de los lineamientos con el fenómeno de subsidencia en Morelia.....	156
4.8.1	Representación de las orientaciones preferenciales de lineamientos en Morelia	159
4.8.2	Estudio geoestadístico para el análisis de las direcciones preferenciales de lineamientos y validación de los modelos de ajuste de Morelia.....	162
4.8.3	Evaluación del desempeño de los modelos de ajuste para Morelia.....	163
4.8.4	Desplazamiento vertical del terreno y su implicación con los rasgos geológico Estructurales en Morelia.....	167

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	171
-------------------------------------	-----

ANEXOS

Anexo A.1 Escenas altitudinales empleadas para el mapeo de fallas geológicas	177
Anexo A.2 Teoría y ejemplo de la construcción de un variograma	178

REFERENCIAS.....	187
-------------------------	------------

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1	Modelo conceptual de las repercusiones del proceso de generación de fallas y fracturas por efecto de la sobreexplotación de un acuífero, así como el rol de la estratigrafía del subsuelo como elemento determinante en la subsidencia del terreno.....	21
Figura 2.2	Ubicación y extensión de la zona de estudio en el contexto nacional y estatal. Asimismo, se muestra la distribución de las principales ciudades asentadas en la región central de la República Mexicana.....	25
Figura 3.1	Marco conceptual de los siete bloques metodológicos que componen el presente trabajo de investigación.....	32
Figura 3.2	Localización de la zona de estudio enmarcada dentro de la cuenca Lerma-Chapala. Asimismo, se muestran los principales centros poblaciones, ubicados sobre información altitudinal SRTM.....	35
Figura 3.3	Principales sitios urbanos asentados sobre la zona de estudio, representados a partir de la fusión de cuadros altitudinales SRTM. El Modelo Digital de Elevación de fondo contiene espacios vacíos debido a errores de las escenas originales.....	37
Figura 3.4	Primer sentencia lógica” IsNull” aplicada al DEM. a. Imagen de salida producto de la ejecución de la sentencia número uno, en la calculadora raster, b. espacios sin números digitales de pixel, acotados con el borde punteado color verde, y c. espacios con números digitales de la imagen DEM, acotados con color púrpura.....	40
Figura 3.5	Estadística Focal, sentencia numero dos aplicada al DEM. A pesar de haber realizado una corrección focal con valor de 30 ND, los errores fueron persistentes en la escena. El error se aprecia en el espacio señalado con la circunferencia color amarillo.....	41
Figura 3.6	Contexto general de los elementos considerados por Sunye et al. (2015); Rahiman et al. (2008); Guerra (2003, 1950); y Wise (1982) para la definición de los lineamientos a partir de la interpretación de imágenes satelitales.....	54
Figura 3.7	Identificación de los lineamientos presentes en los sitios de estudio, asimismo, se muestran algunas de las reglas empleadas por Sunye et al. (2015); Rahiman et al. (2008); Guerra (2003, 1950); y Wise (1982) para la definición de los lineamientos extrapoladas a cuadros con información altitudinal.....	55
Figura 3.8	Identificación de la falla San Mateo y del campo de la Lechuguilla (tomada de Google Earth). La falla San Mateo es representada con una línea negra, las facetas triangulares en rojo y la red de drenaje en azul. Modificada de Sunye et al. (2015).....	59

Figura 3.9	Composición de una imagen en falso color a partir de la combinación de bandas del cuadro Landsat 8OLI. El ejemplo tomado corresponde a Morelia, Michoacán. La escena muestra la combinación las bandas 654 (a) y 741 (b) correspondientes a imágenes en falso color. Mientras el inciso c) únicamente a la banda 8 también llamada multispectral. Estos filtros fueron empleados para la definición de las fallas geológicas de los sitios de estudio propuestos en esta investigación).....	61
Figura 3.10	Representación del sentido del ángulo para el cálculo de rumbos y azimuts. El valor de rumbo está comprendido entre 0° y 90° a partir del Norte o desde el Sur, hacia el Este o hacia el Oeste. El azimut se lee desde el N, cuyos valores se acotan entre 0 a 360°, respecto al sentido de las manecillas del reloj.....	63
Figura 3.11	Ubicación de la tangente del ángulo , a partir la posición del rumbo y del conocimiento del cateto opuesto (C.O),cateto adyacente (C.A) e hipotenusa	64
Figura 3.12	Representación de direcciones preferenciales de las fallas inferidas en el Valle de Querétaro mediante el empleo de la red polar. Es posible observar que la tendencia de dirección es hacia el NE, evidenciada a partir de los intervalos con mayor porcentaje correspondiente al 85.5% y 76.5% cuyos rangos de ángulos van de 50° a 70°	67
Figura 3.13	Elementos que constituyen la ejecución de un semivariograma. Donde a) es el variograma experimental y, b) el variograma teórico con los elementos que lo caracterizan, Co= efecto Nugget, C+Co= meseta, Rango.....	71
Figura 3.14	Representación de la ubicación entre fallas geológicas a partir de sus coordenadas X y Y en metros.....	76
Figura 3.15	Variograma experimental de las direcciones preferenciales de las principales fallas geológicas mapeadas en el Valle de Querétaro. Se aprecia que, entre mayor número de datos, mayor es correlación espacial de los puntos. Esto indica que las fallas tienen un comportamiento con aparente continuidad en el espacio.....	85
Figura 3.16	Ejemplos de variogramas de ajuste por la ejecución de un semivariograma, Se exponen los modelos de semivariograma de ajuste de uso común a. Modelo Exponencial., b. Modelo Gaussiano., y c. Modelo Esférico. Donde Co: efecto nugget, C1: sill o meseta, h: desplazamiento y a: rango.....	87
Figura 4.1	Localización de los principales centros urbanos sobre el Modelo de Elevación Digital corregido mediante sentencias lógicas “Con” e “IsNull”, con el objeto de subsanar los vacíos enmarcados por el círculo amarillo.....	100
Figura 4.2	Calibración de las escenas satelitales Landsat 8OLI. La escena ejemplar fue tomada de la ciudad de Morelia, Michoacán, capturada el día 4/04/2017. Asimismo, se muestra a) la imagen original, b) imagen corregida radiométricamente y c) imagen corregida atmosféricamente. Nótese que el resultado final aporta mayor claridad de la escena, destacando la geología de la zona, la traza urbana, así como sistemas orogénicos circundantes.....	107

Figura 4.3	Localización de las fallas digitalizadas en el Valle de Querétaro obtenida a partir del análisis de imágenes satelitales. Es posible apreciar que la falla San Bartolomé, Tlacote, Querétaro y Huimilpan delimitan estructuralmente al graben de Querétaro. Las fallas dibujadas en color rosa componen el sistema de fallas regionales conocido como Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA), mientras que las fallas representadas en color naranja pertenecen al sistema Chapala-Tula (Aguirre et al., 2000).....	111
Figura 4.4	Comportamiento espacial de los modelos de ajuste sobre el variograma experimental. Las curvas pertenecen a las direcciones tendenciales de las fallas geológicas totales inferidas en el Valle de Querétaro.....	118
Figura 4.5	Evaluación del desempeño espacial de las curvas de ajuste sobre el variograma experimental perteneciente a las direcciones tendenciales de los lineamientos principales mapeados en el Valle de Querétaro. De acuerdo a los índices estadísticos, el modelo que mejor se ajusta a los puntos del variograma es el Exponencial.....	121
Figura 4.6	Comportamiento espacial de las direcciones preferenciales distribuidas en el Valle de Querétaro. Asimismo, se muestra el aporte de la elipse de rumbos al reflejar una tendencia direccional hacia el NNW para las fallas principales, así como una dirección general hacia el ENE para las fallas totales. Este hecho queda validado en función de los resultados de los criterios estadísticos obtenidos, así los como resultados similares del diagrama roseta.....	122
Figura 4.7	Vista general de la ubicación de los sitios de estudio sobre el sector central de la República Mexicana. Asimismo, se muestran los desplazamientos verticales del terreno, a partir de datos ENVISAT-InSAR para el periodo 2007-2011 (Castellazzi et al., 2016).....	125
Figura 4.8	Contexto general del estudio geológico-estructural del Valle de Querétaro. Asimismo, se muestra un perfil geológico (tomado y adaptado de Pacheco et al., 2006) que cubre las fallas Tlacote, 5 de Febrero y Querétaro, con el fin de representar el hundimiento del valle. El material poco consolidado de la superficie, contrasta con la presencia y probable formación de fallas geológicas, así como la delimitación del graben que lleva el mismo nombre	128
Figura 4.9	a) Extensión aproximada del Valle de Querétaro emplazado sobre el límite oriental del estado de Guanajuato, y el límite occidental del estado de Querétaro. Asimismo, se muestra el contexto geológico del Valle y b) la extrapolación de la falla 5 de Febrero en un plano interferométrico ENVISAT-InSAR para el periodo 2003-2007.....	129
Figura 4.10	Contexto general de las fallas geológicas inferidas en el Valle de Aguascalientes. Asimismo, se muestra que la definición de la falla Oriente y Poniente evidencian el graben de Aguascalientes. De forma que, estos rasgos fueron evidentes a partir del sombreado del relieve sobre el DEM.....	131
Figura 4.11	Entorno geológico y estructural de Valle de Aguascalientes, donde es posible apreciar que las fallas Poniente y Oriente limitan el graben que lleva el mismo nombre, mantenido una orientación preferencial hacia el N-S con un promedio de 12.5°. Mientras que las fallas menores muestran una dirección hacia el NNW(E)-SSE. Así, las direcciones de ambas familias de	

	fallas son homologadas a partir del diagrama roseta y la elipse de direcciones.....	133
Figura 4.12	Variograma omnidireccional ajustado a las curvas de ajuste para la definición de la orientación preferencial de los rasgos geológico-estructurales mapeados en el Valle de Aguascalientes. Asimismo, se incluyen los resultados de los parámetros necesarios para la configuración de cada modelo.....	136
Figura 4.13	Ubicación regional de los lineamientos inferidos sobre el Valle de Aguascalientes. Asimismo, se puede apreciar el contraste geológico en relación al fenómeno de subsidencia a largo del valle. La presencia de las fallas Oriente y Poniente delimitan la fosa tectónica sobre la que se emplaza la zona de estudio, evidenciando la dirección preferencial hacia el N-S, definida por el diagrama roseta y la elipse de rumbos. Su dirección preferencial el N-S queda definida por el diagrama roseta y la elipse de rumbos.....	141
Figura 4.14	Localización de los lineamientos presentes en el Valle de Celaya. Asimismo, se enlistan las fallas principales que cortan el polígono urbano, que delimitan al graben de Celaya. Los números romanos corresponden a: I) Falla Oriente, II) Falla Poniente, III) U. Pedagógica, IV) Insurgentes, V) Gobernadores, VI) San Miguel de Allende, VII) Falla Central, VIII) Falla San Bartolomé. Nombres tomados de Trujillo (1985).....	143
Figura 4.15	a) Representación de las direcciones preferenciales de las fallas principales y b) fallas secundarias inferidas en el Valle de Celaya mediante el empleo de la red polar.....	146
Figura 4.16	Curva Exponencial ajustada al semivariograma de los lineamientos totales inferidos en el Valle de Celaya. Nótese que esta curva resultó ser la que mejor representatividad obtuvo sobre la orientación tendencial de las fallas, con base al valor de la Bondad de Ajuste Cressie.....	149
Figura 4.17	Desempeño espacial de los modelos de ajuste aplicados al variograma experimental, tomando como referencia los lineamientos totales inferidos en el Valle de Celaya. Asimismo, es posible apreciar que las curvas esférica y exponencial muestran el mejor comportamiento espacial de la orientación tendencial de las fallas mapeadas.....	152
Figura 4.18	Contexto general de la subsidencia y fallamiento geológico presente en el Valle de Celaya. El esquema contextual hace énfasis sobre la extensión del perfil geológico que representa el colapso de terreno en el graben de Celaya, cuyos límites están enmarcados por la falla Oriente y Universidad Pedagógica.....	155
Figura 4.19	Identificación de los lineamientos geológicos inferidos en la ciudad de Morelia. Asimismo, se muestra el contexto general de las direcciones preferenciales de las fallas representadas a partir de la elipse de rumbos. Se destaca que la imagen Landsat 8OLI (año 2017) contrastada con el DEM, facilitaron la apreciación de elementos principales del sitio: relieve, zona urbana y escarpes.....	158

Figura 4.20	Representación de las direcciones preferenciales pertenecientes a las fallas mapeadas en Morelia. Se puede observar que la abertura de los pétalos de la Roseta se dirige hacia el NE y NNE, con ligero movimiento hacia el NNW. Esta información estructural contrasta con la elipse de rumbos presente en la Figura 4.19.....	160
Figura 4.21	Comportamiento regionalizado de las direcciones preferenciales de las fallas inferidas en Morelia. El modelo de análisis fue establecido a partir de curvas de ajuste adaptadas al semivariograma del sitio, cuya validación está dada por el empleo de índices estadísticos.....	166
Figura 4.22	Identificación de los puntos críticos con presencia de hundimiento del terreno. Asimismo, se presenta el contexto general de la Ciudad de Morelia asociado a la presencia de fallas geológicas, así como un esquema conceptual de la geología de la zona.....	168
Figura 4.23	Esquema contextual de la identificación de fallas y fracturas en superficie como reflejo de mecanismos subsuperficiales a partir de la componente antropogénica caracterizada por la extracción intensiva de agua subterránea, y la componente natural de los sitios, perteneciente a la geología de fondo del lecho rocoso.....	170
Figura A.1	Diagrama de flujo que marca el proceso de construcción de un variograma experimental para la representación de las direcciones preferenciales de los lineamientos geológicos mapeadas en los diferentes sitios de estudio.....	170

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1	Periodos establecidos para la comparación temporal de las escenas digitales por tipo de sensor.....	45
Tabla 3.2	Parámetros de calibración radiométrica. La configuración de Calibración Radiométrica crea una imagen de luminosidad adecuada para FLAASH (ENVI, 2018). Al seleccionar esta opción se despliega una ventana solicitando la información expuesta a continuación.....	45
Tabla 3.3	Datos para graficar las aberturas del diagrama Roseta. Se muestran los resultados obtenidos del intervalo, la frecuencia y el ángulo de apertura de los pétalos de la roseta correspondiente al Valle de Querétaro. El último dato mencionado es el protagonista para esta fase metodológica.....	65
Tabla 3.4	Elementos dominantes para la construcción del variograma experimental. El primer elemento corresponde al número de datos que serán sometidos a análisis geoestadístico. Los elementos dos y tres corresponden a las coordenadas UTM de cada falla y, finalmente se muestra el concentrado del rumbo obtenido por cada falla.....	73
Tabla 3.4	Elementos dominantes para la construcción del variograma experimental. El primer elemento corresponde al número de datos que serán sometidos a análisis geoestadístico. Los elementos dos y tres corresponden a las coordenadas UTM de cada falla y, finalmente se muestra el concentrado del rumbo obtenido por cada falla (Continuación).....	74
Tabla 3.5	Resultado de las distancias calculadas entre las fallas geológicas. La concentración y organización de los datos se representa mediante la siguiente matriz.....	76
Tabla 3.6	Distancias calculadas por cada par de fallas. Se menciona que el número de pares de observación fue de 1485 para el Valle de Querétaro. Sin embargo, esta tabla ejemplifica la manera de ordenar los datos una vez obtenidas las distancias. El acomodo de las distancias deberá ser del mínimo valor (cero) al valor máximo (46760.299 m), incluyendo el número de falla y su respectivo rumbo. Los tres puntos en color rojo indican que la secuencia de la información continua. El resalte de las cifras en colores se explicará en los siguientes pasos para la construcción del variograma.....	78
Tabla 3.7	Intervención de datos previo al cálculo del variograma. Esta tabla demuestra la disposición de la información partiendo del calculado, donde el resultado fue 1612.424 m. La diferencia de $[(h + (\Delta h / 2)) - (h - (\Delta h / 2))]$ es igual al Δh . Por otra parte, h en el lag dos es igual a $h + \Delta h$; para el lag tres es igual a $h + \Delta h$, es decir, $1612.424 + 1612.424 = 3224.848$; h para el cuarto lag es igual a $h + \Delta h$ $3224.848 + 1612.424 = 4837.272$. Este será el procedimiento para calcular la h del resto de los desplazamientos.....	80

Tabla 3.8	Identificación de la variable rumbo en función del número de falla y distancia respectiva. Se menciona que el número de pares de observación fue de 1485 para el Valle de Querétaro. Sin embargo, esta tabla ejemplifica la forma de identificar los rumbos correspondientes a ϕ_i y ϕ_j de la ecuación del variograma.....	83
Tabla 3.9	Resultados del semivariograma $\gamma(h)$ calculados para 30 desplazamientos establecidos. Los elementos necesarios para la creación del variograma están conformados por el número de lags, cantidad de distancias (n) que cubren el “Rango de distancias”, h; y el resultado de los rumbos a partir de la segunda parte de la ecuación del variograma.....	84
Tabla 3.10	Ejemplo de datos de entrada en formato de texto que los paquetes geoestadísticos solicitan	93
Tabla 4.1	Registro de escenas Landsat de los sensores MSS, ETM+ y 8OLI obtenidas del sistema Earth Explorer. Se muestra la distribución espacial de las escenas, temporalidad de adquisición, periodos de análisis y características especiales.....	103
Tabla 4.1	Registro de escenas Landsat de los sensores MSS, ETM+ y 8OLI obtenidas del sistema Earth Explorer. Se muestra la distribución espacial de las escenas, temporalidad de adquisición, periodos de análisis y características especiales. (Continuación).....	104
Tabla 4.2	Datos estructurales de las fallas geológicas inferidas en el Valle de Querétaro. Asimismo, el nombre de los lineamientos principales fue consultado a partir de la bibliografía. Se muestra además el rumbo y azimut en grados, así como la longitud en kilómetros de cada falla.....	112
Tabla 4.2	Datos estructurales de las fallas geológicas inferidas en el Valle de Querétaro. Asimismo, el nombre de los lineamientos principales fue consultado a partir de la bibliografía. Se muestra además el rumbo y azimut en grados, así como la longitud en kilómetros de cada falla. (Continuación).....	113
Tabla 4.3	Parámetros de entrada para la construcción del variograma experimental de las direcciones preferenciales de las 55 fallas geológicas mapeadas en el Valle de Querétaro.....	115
Tabla 4.4	Parámetros de entrada para la construcción de los modelos de ajuste de las direcciones preferenciales de los lineamientos totales del Valle de Querétaro. El valor de Cressie se tomó como punto de partida en la evaluación del desempeño de los modelos.....	116
Tabla 4.5	Resultados de los valores observados y estimados del variograma experimental, así como de los modelos de ajuste seleccionados. Los datos pertenecen a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas totales mapeadas en el Valle de Querétaro.....	119
Tabla 4.6	Resultados del desempeño de los modelos de ajuste calculados a partir de los índices ME, RMSE, CD, EF y CRM.....	120

Tabla 4.7	Resultados del desempeño espacial de los modelos de ajuste calculados a partir de los índices ME, RMSE, CD, EF y CRM. Los datos pertenecen a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas principales inferidas en el Valle de Querétaro.....	121
Tabla 4.8	Parámetros de entrada para la construcción del variograma experimental. Los datos pertenecen a las direcciones preferenciales de las 33 fallas geológicas mapeadas en el Valle de Aguascalientes.....	134
Tabla 4.9	Parámetros de entrada para la construcción de los modelos de ajuste, pertenecientes a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas mapeadas en el Valle de Aguascalientes.....	135
Tabla 4.10	Resultados de los valores observados del variograma experimental y los valores simulados de los modelos de ajuste seleccionados, pertenecientes a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas mapeadas en el Valle de Aguascalientes.....	137
Tabla 4.11	Resultados de los índices evaluadores del desempeño de las curvas de ajuste, pertenecientes a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas inferidas en el Valle de Aguascalientes.....	138
Tabla 4.12	Parámetros de entrada para la construcción del variograma experimental referente a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas mapeadas en el Valle de Celaya.....	148
Tabla 4.13	Datos de entrada para la construcción de los modelos de ajuste, teniendo como referencia las direcciones tendenciales de las fallas geológicas ubicadas en el Valle de Celaya.....	148
Tabla 4.14	Resultados de los valores observados del variograma experimental y los valores simulados de los modelos de ajuste seleccionados, considerando como referencia a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas totales mapeadas en el Valle de Celaya.....	150
Tabla 4.15	Resultados de los criterios de análisis estadístico referentes a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas inferidas en el Valle de Celaya.....	151
Tabla 4.16	Datos de entrada para la construcción del variograma experimental de las direcciones preferenciales de las fallas geológicas mapeadas en Morelia.....	162
Tabla 4.17	Parámetros de entrada para la construcción de los modelos de ajuste de las direcciones preferenciales de las fallas geológicas ubicadas en el Morelia.....	163
Tabla 4.18	Resultados de los criterios de análisis estadístico pertenecientes a las direcciones preferenciales de los lineamientos geológicas inferidos Morelia.....	164
Tabla 4.19	Resultados de la comparación entre los valores observados del variograma experimental, así como de los valores simulados de los modelos de ajuste seleccionados. Pertenecientes a las direcciones preferenciales de los lineamientos geológicos de Morelia.....	165

Tabla 4.20	Resultados de los criterios de análisis estadístico pertenecientes a las direcciones preferenciales de los lineamientos geológicos inferidos en los sitios de estudio. El orden de datos da inicio con direcciones tendenciales de las fallas totales del Querétaro, continuando con las fallas principales del mismo valle, fallas totales del Valle de Aguascalientes, Celaya y, finalmente Morelia.....	169
Tabla A.1	Concentrado de escenas altitudinales SRTM 30 m del año 2018. La clave DEM STRM 30 m con la nomenclatura n20_w102_1arc_v3 hace referencia a que cada archivo contiene una matriz de valores de elevación vertical espaciados a intervalos horizontales medidos en unidades geográficas de latitud y longitud.....	172
Tabla A.2	Datos de entrada para la construcción de un variograma experimental. La información hace referencia al número de pozos o muestras, coordenadas en X y Y, y la variable sometida a análisis geoestadístico, es decir, la porosidad.....	179
Tabla A.3	Matriz de doble entrada que contiene las distancias de los 120 elementos obtenidos de correspondientes a los pozos.....	180
Tabla A.4	Distancias por cada par de pozos en donde la tabla incluye el número de pozo a comparar respecto a otro, la distancia y la porosidad.....	181
Tabla A.4	Distancias por cada par de pozos en donde la tabla incluye el número de pozo a comparar respecto a otro, la distancia y la porosidad (Continuación)..	182, 183, 184
Tabla A.5	Orden de las distancias en función de h , $h - (\Delta h / 2)$, $h + (\Delta h / 2)$, y Δh a 10 lags de distancia.....	185
Tabla A.6	Resultados del semivariograma calculados para 10 desplazamientos establecidos. Los elementos necesarios para la creación del variograma están conformados por el número de lags, cantidad de distancias (n) que cubren el "bin range" h; y el resultado de la porosidad a partir de la segunda parte de la ecuación del variograma.....	186

RESUMEN

Las fallas geológicas y el descenso diferencial del terreno de las formaciones geológicas poco consolidadas, que cubren las cuencas lacustres sobre las que se han desarrollado zonas urbanas, se han convertido en un problema que afecta a varias ciudades del centro de México, de las cuales cuatro han sido el objeto de este estudio. Bajo este contexto, la dirección preferencial de los lineamientos, así como el desplazamiento vertical del terreno, en las cuales se centra el presente trabajo, es un fenómeno que implica extensiones considerables debido a varios factores que pueden ser naturales como la geología de las zonas en estudio, o causados por el impacto de actividades humanas como la sobreexplotación de acuíferos.

De esta manera, el presente proyecto ha tenido como fin principal el desarrollo de una metodología para la definición de fallas geológicas regionales, sus direcciones preferenciales y posterior comparación con los registros de subsidencia de los sitios de estudio. Por tal motivo, la identificación de las fallas geológicas de carácter regional se realizó a partir de la interpretación de imágenes digitales, siendo las escenas Landsat del año 2017 y 2018 así como los Modelos de Elevación Digital los principales insumos. Paralelamente, con la finalidad de conjuntar el análisis anterior, se utilizó el enfoque Geoestadístico en el estudio de los rumbos tendenciales de las fallas.

En tal sentido, con el espectro de productos obtenidos en esta investigación se extendió, detalló y también se validó la información existente. Así, una de las herramientas con gran potencial para el estudio de las superficies de este proyecto fue la percepción remota, ya que permitió extender el conocimiento a partir de su manejo mediante la inferencia de imágenes satelitales con la calidad visual necesaria para la digitalización de fallas. Por lo que, la

construcción de los modelos contextuales en 3D de los cuatro sitios: Celaya, Querétaro, Aguascalientes y Morelia, permitieron representar favorablemente el comportamiento regional de los rasgos geológico-estructurales en relación con los descensos diferenciales del terreno.

Sin embargo, la composición del subsuelo tiene gran influencia sobre el desarrollo de la subsidencia, permitiendo en algunas zonas el rápido descenso mientras que otras permanecen estables o son más lentas. Aunque simultáneamente, esto puede ser la causa de la reactivación de fallas geológicas que, a pesar de su existencia no son visibles sobre la superficie tal como se reflejó en el Valle de Aguascalientes y Querétaro, donde la falla 5 de Febrero evidenció un comportamiento paralelo a los límites del graben de Querétaro. Esta falla es la representación de movimientos de fondo que, aunado a su contexto geológico y extracción de agua subterránea, el colapso del suelo tiende a ser crítico.

Tomando esto en consideración, también se observó un sitio que presenta subsidencia y lineamientos cuya relación no parecen tener, puesto que en la imagen final de la Ciudad de Morelia, se aprecia que valores del desplazamiento vertical del terreno no se encuentran sobre las principales fallas geológicas. No obstante, se sabe que los daños causados por el hundimiento hacia la infraestructura e inmuebles presentes tienen origen más bien de carácter tectónico-sísmico. Mientras que en el Valle de Celaya, el agente que acelera el proceso de subsidencia es el antropogénico, como resultado de las condiciones de estrés originadas por la extracción intensiva del agua subterránea principalmente en las cercanías a zonas agrícolas.

Bajo este contexto, la subsidencia asociada a la extracción del agua subterránea ha sido observada en ambientes geológicos similares como sucede en los cuatro valles; sin embargo, los resultados de este trabajo indican que, cuando hay presencia de materiales poco consolidados, sobreexplotación de sistemas acuíferos y presencia de sistemas regionales y locales de fallas geológicas, existe una mayor probabilidad de que ocurra el asentamiento diferencial del terreno.

CAPÍTULO 1

Introducción

1.1 Antecedentes

La visión global sobre el estudio de la compactación del suelo en territorio mexicano actualmente se enfoca en la región central del país ya que se han documentado afectaciones por daños estructurales significativos hacia la infraestructura urbana. Si bien la actual Ciudad de México ha sido un caso muy documentado, la comprensión de los problemas de hundimiento del terreno en otras ciudades del centro aún es limitada (Castellazi *et al.*, 2015). Dado que exhiben fracturamiento superficial donde la subsidencia figura como la principal causa, convirtiéndose en uno de los principales indicadores del fracturamiento.

A pesar de que la magnitud del fenómeno de subsidencia en ocasiones es casi imperceptible (generalmente de centímetros por año), su paulatina pero continua reproducción (Pacheco *et al.*, 2012), afecta sustancialmente superficies muy extensas que van del orden de varios metros a kilómetros cuadrados (Holzer *et al.*, 1979). No obstante, asociada a la sobreexplotación de sistemas acuíferos, la subsidencia en la mayoría de los casos viene acompañada por la formación de fallas y fracturas, tanto en superficie como en profundidad, debido a que las zonas que exigen mayor demanda del recurso hídrico coinciden con las altas densidades de población por Km².

Paralelamente, las consecuencias de este proceso se reflejan en daños a edificios y casas habitación, en ocasiones llegándose a “pérdidas totales”. Naturalmente, la pérdida del patrimonio perturba la calidad de vida de los afectados y crea un problema social. En casos muy severos las consecuencias de este proceso no sólo incluyen paredes y pisos cuarteados, techos colapsados, travesaños y cimentaciones rotas, sino también daños a tuberías, drenajes y poliductos. Pese a esto, los afectados continúan realizando periódicas y costosas reparaciones, sin saber que el proceso no se detendrá (Rodríguez y Rodríguez, 2006).

Bajo este esquema, en México el proceso de subsidencia no está considerado como desastre natural o inducido, ni en la Ley de Aguas Nacionales ni en la Ley General del Equilibrio Ecológico y la Protección al Ambiente (LGEEPA). Por lo tanto, no se incluye en los programas federales y de alta prioridad de apoyo social; debido a que los efectos por lo general se observan a largo plazo. De esta forma, los afectados no cuentan con elementos legales para ampararse o reclamar (Rodríguez y Rodríguez, 2006).

De modo que el estudio de las causas, efectos, evolución y monitoreo (Dávila y Madrigal, 2015), así como la relación entre mecanismos que propician el hundimiento del terreno, siguen siendo un campo de estudio de notable interés; debido a que son procesos todavía poco comprendidos por la comunidad científica a pesar del daño perceptible en tuberías, carreteras, caminos, vías de ferrocarril y viviendas (Conway, 2015).

1.1.1 Contexto tectónico regional como agente genético de lineamientos superficiales

Los rasgos estructurales en superficie, llámense fallas y fracturas, naturalmente desde la creación de la Tierra se han manifestado, reactivado o desaparecido sin causar algún daño al entorno, tal como lo demuestran zonas de límites convergentes o divergentes asociadas a tectónica de placas. Esto se ilustra claramente en Argentina, donde recientemente se evaluó tectonismo activo en los Andes Argentinos del Noroeste, cuyo resultado arrojó que del Plioceno al Cuaternario (5.3 – 0.01 Ma) estructuras geomorfológicas estuvieron sometidas a múltiples episodios de deformación. Esto se justifica por la aplicación de un enfoque morfotectónico basado en características de la superficie (Barcelona *et al.*, 2014).

En múltiples investigaciones científicas, desarrolladas en Noruega por Gabrielsen *et al.* (2002, 1984, 1979), el esfuerzo se ha enfocado exhaustivamente al estudio de lineamientos

principalmente bajo técnicas de percepción remota, geofísica y trabajo en campo, a fin de evidenciar el desplazamiento tectónico, su implicación geológica-mineralógica más la actividad telúrica de la zona. La investigación de Font *et al.* (2010), llamó la atención por el empleo de parámetros geomorfométricos como el índice de longitud de corriente (SL, por sus siglas en inglés) para caracterizar sistemas fluviales enfocados especialmente a cambios en la dirección de flujo relacionados con movimientos tectónicos de las costas de Normandía, Francia. Todo ello en vista de que los ríos son muy sensibles a formas del relieve, pueden registrar fenómenos geomorfológicos (Hesterberg *et al.*, 2000) y son empleados para evaluar posibles efectos de actividad tectónica (Keller y Pinter, 1996).

En lo que respecta a México, también se han realizado estudios de evidencia tectónica cuyo fin ha sido comprender su historia y dinámica geológica presente, dado que el país está sujeto a constante actividad sísmica como producto de la configuración a nivel de corteza terrestre. De esta forma, diversas investigaciones (Ferrari, 2000a, 2000b, 1991; Demant, 1981, 1978, 1976) han identificado la existencia de tres placas sobre las cuales el territorio mexicano descansa, las cuales corresponde a la Placa Norteamericana, Cocos y Rivera.

En tanto, existen documentos útiles que permiten apreciar el avance del conocimiento sobre provincias geológicas, tal es el caso de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), o también llamado Eje Neovolcánico Transmexicano, que pertenece a un arco volcánico constituido sobre el margen sur de la Placa Norteamericana. Asimismo, presenta un sinnúmero de características peculiares, entre las cuales destaca una gran variabilidad de estilo volcánico y composición química de sus productos (Ferrari, 2000a). En ese sentido, varios autores han podido establecer una división de edades gracias a la distinción entre rocas oligo-miocénicas (33.9 – 5.3 Ma).

De acuerdo con Demant (1978 y 1976), el Eje Neovolcánico se fragmenta en cinco partes principales definidas por sus orientaciones y características vulcanológicas peculiares, éstas son: (1) Fosa Tectónica de Tepic– Chapala caracterizada por su orientación NO– SE y cuatro volcanes principales: San Juan, Sangangüey, Ceboruco y Tequila, en el estado de Jalisco (2) Fosa Tectónica de Colima, dirección N – S, constituida por el Nevado de Colima y el Volcán de Colima, estado de Colima, límites con Jalisco (3) Michoacán, zona donde abundan los volcanes cuaternarios de México y la distribución de los conos permite inferir la existencia

de líneas de fracturas NE– SO. Esta región se extiende al N hasta El Bajío Guanajuatense y está limitada por el anticlinorio Tzitzio y las Fallas San Miguel de Allende – Taxco, (4) al oriente de estas fallas se ubican los grandes valles de Toluca, México y Puebla, caracterizados por la presencia de cuatro de los siete estratovolcanes principales del Eje Neovolcánico Transmexicano y, (5) más allá de Puebla, el Eje Neovolcánico termina con su parte oriental limitada al este por la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote, estado de Veracruz.

1.1.2 Principales características y mecanismos de propagación de lineamientos

La formación de grietas y fallas se encuentra diferenciada por los mecanismos que las originan. De esto modo, cuando el tipo de discontinuidad formada en la corteza terrestre surge en las *fallas geológicas* por efecto de la dinámica de las placas continentales, ocurre un fracturamiento de las rocas que ceden a las fuerzas tectónicas (CONAGUA, 2013b). En este proceso, la zona de ruptura tiene una superficie generalmente bien definida, denominada plano de falla y su formación va acompañada de un deslizamiento tangencial de las rocas a dicho plano. De esta manera, el movimiento de una falla produce fracturas que mantienen una orientación acorde con los lineamientos regionales. Estos lineamientos pueden ocurrir en los planos vertical, horizontal o ambos, por lo que se clasifican en función de los esfuerzos que los originan, dando lugar a fallas inversas, fallas normales y fallas transversales o de desgarre. Como ejemplo se tiene el desplazamiento voluminoso de fallas ocurrido durante largos periodos de tiempo que han dado lugar a la formación de las masas montañosas y, en contraste, los repentinos y bruscos que son causa de terremotos.

Por su parte las *grietas* difieren en su génesis y morfología, dado que corresponden a aberturas largas y estrechas, producidas por la separación de dos materiales en el terreno de una zona determinada. El agrietamiento originado en el fenómeno de subsidencia puede diferenciarse en función de su morfología superficial (Pacheco y Arzate, 2007). Así, las grietas que presentan un movimiento relativo entre dos bloques, con una dirección paralela predominantemente vertical al plano de agrietamiento, que tienen superficialmente un escarpe de altura y longitud de desarrollo variable, se denominan *fallamientos superficiales* o simplemente *fallamientos*.

En ese sentido, el conocimiento y estudio de los lineamientos (sus dimensiones, morfología, cinemática y comportamiento) tiene varias aplicaciones en actividades científicas claves para

el desarrollo humano actual (Arcos *et al.*, 1999). De acuerdo con Bear *et al.* (1993), la existencia de conjuntos de fracturas se debe al hecho de que su orientación está relacionada con la historia tectónica y para que un conjunto de fracturas sea considerado como tal deben tener la misma orientación. Paralelamente, existe la tesis de que a causa de eventos tectónicos el primero ha creado dos o más conjuntos de fracturas, mientras que el último evento usualmente las reactiva.

Por otra parte, Alaniz y Nieto (2005) señalan que la actividad de las fallas mayores desempeña un papel muy importante en la deformación ya que ellas no sólo adquieren la capacidad de liberar gran cantidad de desplazamiento sino también poseen un elevado potencial de reactivación, llegando a controlar el tipo de deformación, reactivando o produciendo fallas de neoformación asociadas a ellas. Bajo este esquema, Prost (2014) las define como *mecanismo de fracturamiento* porque involucra la propagación de fracturas incluidas por reactivación, pero además por extensión regional, asentamientos humanos, edificación, sismicidad, mareas y contracción térmica.

En ese sentido, Arcos *et al.* (1999) hacen un aporte interesante al expresar que es común que las fallas también aparezcan formando asociaciones, por lo que ésta relación entre fracturas conlleva variaciones en la distribución de desplazamientos en cada una de ellas, condicionando su propagación y por tanto su distribución espacial. En tanto, el hecho de que las fallas se reúnan en poblaciones implica que el crecimiento de unas repercute sobre el de otras, comportándose como un conjunto donde cada falla participa siguiendo una pauta evolutiva general.

Sin embargo, Prost (2014) cree que el principal mecanismo para la propagación de fracturas es la alta frecuencia y poca amplitud de vibraciones relativas a la actividad sísmica, como las que muestran oscilaciones en la Tierra causadas por sismos, medidas en periodos de pocos minutos a casi una hora. En general, Prost (2014) cita un caso análogo sobre el rompimiento del pavimento, donde viejas fracturas reaparecieron en nuevas superficies después de las vibraciones emitidas por tránsito de automóviles. Así, otro modo de propagación de fracturamiento se debe al enfriamiento de una gran región. En este caso los coeficientes de expansión termal para minerales y rocas fueron catalogados por Skinner (1996). En el caso del cuarzo notó que su volumen aumentó un 3.8% cuando la temperatura también incrementó

de 20 a 57 °C. No obstante, English (2012) construyó un caso de estudio en el que demostró la concentración termal como una causa de tensión de fracturas regionales durante eventos de máxima exhumación. Por su parte, Prost (2014) concluye que el grado de enfriamiento depende de la magnitud (cantidad de levantamiento) y propiedades mecánicas de la roca.

Aunado a lo anterior, Burbey (2002) propone que algunos de los principales factores que favorecen la ocurrencia de deformación del suelo son: (a) un clima árido a semiárido, (b) estratigrafía heterogénea en contraste con una respuesta mecánica de las capas individuales, (c) espesor considerable de capas compresibles, (d) sistemas acuíferos como acuitardos compuestos principalmente por materiales que tienen a una alta compresibilidad, y (e) alto volumen de extracción de aguas subterráneas. En observaciones recientes vinculadas a la sobreexplotación de acuíferos, dos actores adicionales se pueden incluir en la lista: (f) la presencia de tensiones relacionados con la inestabilidad de las pendientes, y (g) las tensiones originadas por el tectonismo (Hernández *et al.*, 2014).

1.1.3 Impactos asociados a lineamientos por actividad antropogénica

A pesar de que rasgos estructurales son causados por procesos naturales, el factor hombre ha jugado un papel importante, de ahí que en la actualidad es muy común observar infraestructuras dañadas por fallas. De esta manera, la deformación de la superficie terrestre inducida antropogénicamente, y su daño posterior bajo forma de estructuras artificiales, ha sido observado en muchas partes del mundo (Hernández *et al.*, 2014). Algunos de los casos más dramáticos de tal deformación ocurren en la parte central de México (Pacheco *et al.*, 2006; Ortega *et al.*, 1999), al suroeste de los EE. UU. (Bell *et al.*, 2002; Holzer y Pampeyan, 1981), regiones costeras de Italia (Teatini *et al.*, 2006; Gambolati y Freeze 1973) y el norte de China (Li *et al.*, 2000). Por tanto, con la finalidad de comprender los mecanismos de fallas y lineamientos asociados, este fenómeno se ha estudiado desde diferentes perspectivas, según el objetivo de cada investigación.

Para ilustrar este concepto, la expansión urbana en las últimas décadas se ha convertido en la forma más drástica de conversión de uso de suelo cuyos impactos traspasan límites físicos de una ciudad (Sun, 2015). Un caso dramático lo constituye China, una de las potencias mundiales más importantes desde el punto de vista económico, pues se ha documentado que

posee una rápida expansión urbana debido a que la base de su desarrollo es el sector industrial. En ese sentido, por medio de imágenes multitemporales y métricas del paisaje, se llevó a cabo un proyecto que consistió en la caracterización de patrones espaciotemporales de cambios en el uso de suelo de tres ciudades al noreste de China (Sun, 2015).

De manera similar, muchas zonas urbanas en el centro de México han sido afectadas por hundimientos diferenciales del suelo. Generalmente estos procesos se encuentran ligados únicamente a la sobreexplotación de acuíferos (Garduño *et al.*, 2001a). De hecho, la deformación y fracturamiento superficial causados por la extracción del agua subterránea son casos de los más documentados en valles aluviales y lacustres poco consolidados. En México Chaussard *et al.*, (2014); Cigna *et al.*, (2012); Calderhead *et al.*, (2011); Mishra *et al.*, (1992); y Holzer (1984), han investigado la ocurrencia de la subsidencia y sus efectos en las cuencas aluviales y lacustres ubicadas en la franja volcánica central del país.

En Morelia, por ejemplo, este tipo de fenómenos inició en 1983, en principio como grietas con desplazamientos casi imperceptibles, que en función del tiempo evolucionaron hasta alcanzar una geometría de fallas tipo normal con direcciones que varían de N30°E a N80°E y coinciden con el fallamiento tectónico regional. En consecuencia, estas fallas han afectado a un gran número de construcciones, algunas de las cuales se han tenido que demoler o han provocado daños sustanciales en obras de infraestructura como calles, tuberías de drenaje y de agua potable.

En ciudades como Irapuato (Estado de Guanajuato) ya se han registrado concentraciones de tolueno en el agua subterránea, demostrando que las fallas facilitan la migración de contaminantes (Rodríguez y Lira, 2008). Por tanto, las fallas geológicas en dichas áreas como en otras ciudades de México (Celaya, Querétaro, Salamanca, Irapuato, Aguascalientes, etc.) afectan a sectores de distintos estratos sociales, a zonas industriales, hospitales, colonias de escasos recursos y zonas de tipo residencial (Garduño *et al.*, 2001b).

Contrastando esta información Rodríguez y Schroeder (2010), registraron en la ciudad de Irapuato velocidades de subsidencia del orden de 1.4 hasta 2.5 centímetros al año, evidenciadas por fracturas y fallas en el terreno asociadas al intenso régimen de extracción en más de 1600 pozos activos, de los cuales sólo 85 son controlados por las autoridades municipales del agua. Sin embargo, no se ha registrado evidencia de fallas tectónicas activas

en el área a pesar de que quince sistemas de falla se detectaron en Irapuato con una longitud total de 25 km. Por su parte, Pacheco *et al.* (2012) realizaron un análisis de la probable relación de la sismicidad local con el fracturamiento asociado a la subsidencia en la Ciudad de Aguascalientes, México. Ellos observaron que las zonas donde se percibieron sismos locales (de baja intensidad) son áreas donde el fracturamiento asociado a la subsidencia del Valle de Aguascalientes están presentes y discutieron las implicaciones de ambos fenómenos (subsidencia y sismicidad local) como agente perturbador.

1.1.4 Evaluación de fallas y fracturas asociadas a la extracción intensiva de sistemas acuíferos

El descenso de los niveles de agua subterránea favorece los mecanismos de formación de grietas y fallas, debido a la consolidación de los rellenos de tipo sedimentario o de los paleocauces rellenos con materiales granulares, que dan lugar a la aparición de zona de fallamiento o zonas de fracturamiento (Carpenter, 1999). En México la mayor parte de las ciudades que resienten fenómenos de agrietamiento y hundimiento del terreno, se encuentran localizadas sobre la Faja Volcánica Transmexicana, las cuales tienen un común denominador, estar posicionadas sobre antiguas cuencas sedimentarias, dando lugar a graves procesos de subsidencia y agrietamiento del suelo en diversas épocas (Pacheco, 2007; Carreón *et al.*, 2006; CENAPRED, 2001; Garduño *et al.*, 2001a).

En ese sentido, con base a una revisión de la literatura sobre estudios de subsidencia y daños asociados en infraestructuras, Wang (1990) plasma la idea de hacer necesario el análisis de lineamientos dirigidos a la clarificación de estructuras y su afectación en obras civiles. A escala regional en México, Rodríguez y Lira (2008) realizaron una evaluación del riesgo de subsidencia relacionada con la extracción de agua subterránea basada en el análisis de rugosidad en la Ciudad de Irapuato. Dicho análisis consistió en el procesamiento de una imagen multiespectral con tamaño de píxel de 15 x 15 m y mapeo de fallas. Como resultado se demostró cómo una imagen de rugosidad, respaldada por imágenes de color falso, pueden proporcionar un examen rápido del daño real y potencial a casas e infraestructura.

En Ciudad Guzmán (Jalisco, México), investigaciones recientes se enfocaron a la observación del progresivo fenómeno de subsidencia y su relación con el fracturamiento. Con el objeto de detectar y mapear las características espaciotemporales de los procesos que

condujeron a este evento, Brunori *et al.* (2014) aplicaron técnicas multitemporales InSAR a fin de analizar bases de datos de imágenes de satélite (periodo 2003 – 2010) SAR de ENVISAT.

A escala local en el Valle de Toluca (Estado de México) se evaluó el hundimiento del terreno a partir de técnicas de interferometría dando como resultado una estimación aproximada de la velocidad de deformación (Dávila y Madrigal, 2015), superior a 50 mm/año con máximo de hasta 200 mm/año. Además, para validar la investigación, se analizó la distribución del nivel superficial del acuífero del Valle de Toluca a partir de datos piezométricos y su relación estratigráfica en campo. De esta forma, el análisis demostró una relación directa entre las zonas afectadas por procesos de subsidencia y puntos registrados con mayor abatimiento del acuífero.

Sin embargo, el estudio más reciente a la fecha sobre el Acuífero del Valle de Toluca es el realizado por Castellazi *et al.* (2017) quienes utilizaron interferometría de radar mediante técnicas InSAR de imágenes Sentinel-1. En este estudio se registraron velocidades de hundimiento de 77 mm/año para un periodo de tiempo de 13 años (2003 al 2016). Llegando a la conclusión de que el proceso de subsidencia estuvo asociado a fracturamiento por extracción de agua subterránea para suministro urbano y agrícola.

En síntesis, investigaciones en términos de fracturas y movimientos de la corteza terrestre inducidos por fallas preexistentes apuntan a la compactación del sistema acuífero, así como a la reducción del almacenamiento del sistema acuífero, que a menudo se traducen a riesgos latentes como inundaciones, daños a la infraestructura civil o transporte de aguas superficiales contaminadas hasta llegar a aguas subterráneas poco profundas (Galloway *et al.*, 2016). De modo que la relación de los lineamientos y extracción intensiva de sistemas acuíferos, pueden constituir una causa potencial del fenómeno de subsidencia.

En ese sentido, los primeros reportes que relacionan los hundimientos del terreno por efecto de la extracción de agua fueron realizados en el Valle de Santa Clara, Estados Unidos por R. Fuller en 1908 (Poland, 1984a), mientras que en México, Nabor Carrillo desde la década de 1950 reconoció que la subsidencia está asociada a la extracción de agua subterránea del gran paquete arcilloso de origen lacustre de la Cuenca de México (Marsal y Mazari, 1959). Siguiendo el esquema, en el Altiplano Mexicano el número de pozos agrícolas supera a los

urbanos, lo que se refleja en los volúmenes extraídos. Por lo que esta extracción de agua subterránea para uso agrícola podría contribuir en la subsidencia urbana (Rodríguez y Rodríguez, 2006). Por lo tanto, la aplicación de técnicas de percepción remota (cuantificación de parámetros a partir de su comportamiento luminoso) en el análisis de rasgos estructurales regionales tiene un mayor impacto a la hora de comparar con la subsidencia, ya que estos datos ofrecen la oportunidad sin precedentes de observar y medir efectos a medida que aparecen en la superficie del terreno, a un nivel de detalle y precisión jamás alcanzado, además de clarificar su posible afectación en obras civiles (Tarabalka, 2010).

1.1.5 Uso de herramientas tecnológicas en el estudio de lineamientos

El monitoreo de la deformación del terreno asociado a procesos geológico estructurales, abatimiento de los niveles en los acuíferos o hundimiento significativo de la tierra, en las últimas décadas ha tomado mayor relevancia gracias al empleo de nuevas técnicas como la percepción remota (Qu *et al.* 2014). Esta ofrece excelentes oportunidades (debido a su gran cobertura espacial a un costo relativamente bajo y la posibilidad de combinarse con otras fuentes de datos) para obtener rápidamente información útil, así como evaluar los riesgos asociados con peligros geológicos como erupciones volcánicas, deslizamientos de tierra, terremotos o hundimientos (Siles *et al.*, 2015).

Esto plantea que el empleo de información satelital mediante técnicas de teledetección para el estudio de la superficie es de primera necesidad, destacando al Modelo Digital de Elevación (DEM por sus siglas en inglés), cartografía temática digital o escenas satelitales, concentrados dentro de un entorno de Sistema de Información Geográfica (GIS por siglas sus en inglés), como los principales productos de esta potente herramienta.

Así, el Ministerio de Recursos Naturales de Canadá (2016) sugiere que para el estudio de fallas y fracturas a partir de percepción remota se inicie principalmente con la identificación de unidades fisiográficas, en cuyo caso debe apoyarse en la litología o estratigrafía expuestas, dado que los datos multiespectrales se basan en reflectancia espectral (reflejo de la luz) haciendo posible apreciar con mayor facilidad características de color, meteorización, erosión o patrones de drenaje.

Por otra parte, Koike (1997) menciona que para realizar un análisis de lineamientos es necesario utilizar una imagen satelital multibanda cuyos valores de intensidad corresponden a características topográficas. Aplicando este enfoque al estudio sobre depósitos minerales en Japón, Koike (1997) interpretó fracturas para comprobar la hipótesis de que éstas son el conducto de fluidos hidrotermales presentes en manantiales de aguas termales y para detectar fallamiento por tectónica.

Por su parte, Bertrand *et al.* (2016) notaron que las imágenes ASTER tienen la mejor resolución espectral y espacial para proveer mapeo de lineamientos estructurales y reducir significativamente medidas inciertas, en tanto que las imágenes RADARSAT-1 de alta resolución tienden a elevar grandes longitudes de lineamientos, mientras que las imágenes ASAR son mejores para mapear lineamientos relativamente más cortos. Adicional a esto, Koike (1997) también comparó la interpretación de fotografías aéreas para el análisis de lineamientos, concluyendo que mediante el empleo de imágenes satelitales es posible obtener mayor ventaja en áreas regionales estudiadas simultáneamente con la misma precisión.

En tal sentido, Wang (1990) recomienda el uso de Imágenes Landsat Thematic Mapper (TM) y SPOT ya que cubren áreas espacialmente extensas equivalentes a cientos de fotografías aéreas y permiten visualizar de manera más clara la interpretación de lineamientos en función de sus efectos de iluminación. Por su parte, Chen y Campagna (2009) y Boettinger *et al.* (2008), también usaron escenas Landsat, notando que sus bandas son importantes por sus aplicaciones particulares: banda 7 (banda de geología), banda 5 (discriminación de suelo y roca) y banda 3 (discriminación de suelo de vegetación).

Asimismo, Nahmi *et al.* (2016) diseñaron un método para extraer y mapear lineamientos de imágenes satelitales Landsat 8 OLI de un área de estudio en Turquía. Por tal razón, utilizaron diferentes técnicas de procesamiento para lograr el objetivo, tales como la combinación de bandas aplicando el enfoque de mínima fracción de ruido MNF (4, 5, 6), compuestos de color (7, 5, 3), componentes principales de PCA (4, 5, 7), relaciones de bandas (7/5, 6/4, 4/2), filtros direccionales y procesamiento de imagen aplicando colores compuestos de la imagen Landsat 8 OLI.

Sin embargo, Siles *et al.* (2015) proponen que métodos in-situ convencionales como el radar de penetración subterránea (GPR), sistema de posicionamiento global (GPS) o nivelación geodésica podrían ser muy eficaces para la detección y el control de las áreas propensas a la ruptura de la superficie terrestre. Asimismo, las series de tiempo InSAR pueden proporcionar información útil sobre anomalías probablemente asociadas a procesos geológicos, tales como la actividad de fracturamiento relacionada con una respuesta elástica de sistemas acuíferos.

1.2 Justificación

De acuerdo a lo manifestado en diferentes investigaciones, las rupturas de la corteza terrestre asociadas con el hundimiento diferencial del terreno son los riesgos geológicos más desastrosos (Siles *et al.*, 2015). Bajo este contexto, la recurrencia de actividad de fallas y el hecho de que constituyan zonas fuertemente fracturadas y alteradas se consideran factores importantes para analizar la estabilidad de obras civiles, así como el potencial de riesgo para las poblaciones (Alaniz *et al.*, 2002).

Sin embargo, investigaciones detalladas de fallas sobre el terreno en los valles del centro de México son prácticamente inexistentes a pesar de la gran preocupación sobre el número cada vez mayor de lineamientos superficiales observados y el daño asociado hacia la infraestructura (Aguirre *et al.*, 2000a).

A nivel nacional debido a registros de infraestructura dañada por la extracción intensiva del vital líquido, así como por la ocurrencia de los últimos eventos sísmicos, recientemente el estudio de subsidencia ha sido reconocido como un riesgo recurrente principalmente en el centro de la República Mexicana (Hernández *et al.*, 2014). No obstante, aunque existe la normatividad en términos de construcción como el que se establece la Ciudad de México en materia de diseño de edificaciones (Sociedad Mexicana de Ingeniería Estructural, A.C., 2017), lastimosamente son persistentes los casos en los cuales se comenten deficiencias, dando como resultado una mayor inversión financiera en medidas estructurales de reacción que en medidas no estructurales de prevención.

Con base a lo anterior, se observa que para la elaboración de un análisis estructural es recomendable planearlo a escala regional, con la finalidad de proporcionar una visión completa del alcance que tienen los lineamientos (Ministerio de Recursos Naturales de Canadá, 2016) y el proceso de subsidencia. Paralelamente, en las últimas dos décadas los avances en la detección, medición y mapeo de estos procesos han mejorado notablemente en términos de calidad, precisión y accesibilidad de la información (Galloway *et al.*, 2016).

Por esta razón, es indispensable el empleo de nuevas técnicas para el estudio de los fenómenos en superficie, debido a que guardan una estrecha relación con el análisis de cualquier fenómeno natural o social ocurrido en el espacio. En consecuencia, esto permitirá a los tomadores de decisiones delegar acciones informadas, basadas en datos recientes para el futuro desarrollo de planes de gestión, así como establecer criterios y disposiciones legales que permitan regular acciones sobre el suelo (Novelo y Magaña, 2008).

1.3 Hipótesis

A pesar de la existencia de diferentes mecanismos que dan origen, propagación o reactivación de los rasgos geológicos estructurales, el mecanismo que guarda mayor relación con procesos de subsidencia es la configuración geométrica de los lineamientos, propiamente el ángulo de rumbo y azimut. Debido a que estos presentan una orientación y actitud estructural similares a fallas y fracturas regionales, pues se ha notado que la consolidación diferencial del terreno sigue planos de debilidad que existen en superficie y a profundidad. De este modo, se infiere que las principales zonas de fallamiento se focalizan sobre planos de debilidad preexistentes, como resultado de acumulación de tensión de fuerzas en lugares donde ya se han producido este tipo de manifestaciones.

1.4 Objetivo

El presente proyecto de tesis tiene la finalidad de analizar el comportamiento espacial del vínculo subsidencia-fallamiento en zonas que presentan altas tasas anuales de subsidencia, teniendo como referencia las direcciones preferenciales de las fallas geológicas inferidas a partir de imágenes digitales y los registros documentados de los descensos diferenciales del terreno en los cuatro sitios que conforman la Faja Volcánica Mexicana, es decir, Querétaro, Celaya, Morelia y Aguascalientes.

Para este fin se han contemplado los siguientes objetivos específicos:

- i. Analizar y estructurar una base de datos del contexto geológico, tectónico y geomorfológico que conforma la zona de estudio, con base a la información digital, el modelo de elevación digital (DEM), la cartografía temática y la información de percepción remota obtenida de satélites.
- ii. Generar información de los rasgos geológicos estructurales en superficie por medio de la estimación cualitativa y cuantitativa de los lineamientos presentes, considerando una descripción de los materiales geológicos, incluyendo, asimismo, el análisis estructural de los mismos.
- iii. Definir direcciones preferenciales de lineamientos con el propósito de representarlas gráficamente mediante la estimación de su información geométrica.
- iv. Estimar y simular el comportamiento (variación) regionalizado de la población de fallas distribuidas en el espacio, con especial atención en regiones críticas donde existen evidencias de cambios en el estado tensional del terreno.
- v. Relacionar los resultados obtenidos en el desarrollo de esta investigación con los registros de los descensos diferenciales del terreno a fin de identificar implicaciones del vínculo subsidencia-fallamiento.

1.5 Organización de la tesis

Como resultado de los objetivos planteados, y de la importancia que recubre el problema bajo estudio, se describen a continuación los diferentes procedimientos metodológicos seguidos en este proyecto, concentrados esencialmente en siete etapas. En ese sentido, la primera etapa consistió en el análisis del contexto general de los rasgos geológico-estructurales a partir de datos propuestos en diferentes investigaciones. En una segunda etapa se estableció la disponibilidad de los insumos a partir de dos categorías: información bibliográfica e información digital.

En la tercera y cuarta etapa se llevó a cabo el ajuste de los Modelos Digitales de Elevación y, se trabajó con la selección y procesamiento de escenas satelitales tipo Landsat MSS, ETM+ y 8OLI (pertenecientes a la categoría de información digital); con el fin de identificar los principales lineamientos de cada subzona de estudio. La quinta etapa consistió en la representación de la orientación preferencial de las fallas geológicas inferidas a partir de una red polar conocida como diagrama Roseta, comúnmente usada en Ciencias de la Tierra.

En la etapa subsecuente se verificó la dirección preferencial de los lineamientos mediante un enfoque geoestadístico, partiendo de la configuración gráfica, ajuste y validación de semivariogramas de cada sitio de estudio. Finalmente, en la séptima fase se efectuó una comparación de los resultados obtenidos en esta investigación con información de subsidencia de cada sitio de estudio, con el objeto de efectuar una síntesis de los resultados y generar las consecuencias.

De esta forma, en el Capítulo 3 se conjuntan en particular las cinco etapas de este trabajo. Sin embargo, la relación del hundimiento diferencial del terreno en asociación a múltiples factores desencadenantes como la compactación de capas compresibles, explotación excesiva de los acuíferos, expansión de los polígonos urbanos; se contribuye al punto de análisis del Capítulo 4.

De este modo, el último capítulo puede introducir a los aspectos singulares de subsidencia y fallamiento de las zonas bajo estudio. De esta manera, son tres los elementos fundamentales que se han tomado en cuenta para el análisis de la problemática en estudio: a) el entendimiento de la geología de los sitios de estudio, b) el factor tectónico al que están sujetos, y c) el factor antropogénico como factor desencadenante de hundimiento del terreno a partir de la extracción intensiva de agua subterránea.

CAPÍTULO 2

Descripción de la zona de estudio

2.1 Problemática de la zona de estudio

De acuerdo con Arzate *et al.* (2006), las principales ciudades del centro de México se encuentran sometidas a un proceso de hundimiento paulatino, situación que es imperceptible en periodos de tiempo cortos. En la mayoría de los casos este hundimiento provoca agrietamientos que se concentran particularmente en algunos sectores de las zonas urbanas.

En tal sentido, los efectos se pueden observar como perjudiciales en la infraestructura urbana, manifestándose en rupturas de estructuras en casas y edificios, banquetas, guarniciones y pavimentos. Asimismo, los daños se observan en a las redes subterráneas de agua, drenaje, gas y electricidad, la contaminación potencial por fugas de aguas residuales y su posible infiltración a los acuíferos. En términos de la infraestructura civil, los daños se observan en las carreteras con fracturas en puentes y pasos urbanos a desnivel, y daños a los bordos y presas (CONAGUA, 2013a).

De esta forma, una de las causas principales de los agrietamientos en ciudades del centro del país parecen coincidir con lo que se ha observado en otras regiones de México, es decir, a hundimientos del suelo por la continua extracción del agua de los acuíferos en combinación con la existencia de lechos rocosos irregulares.

En ese sentido, investigadores han determinado que el fallamiento del suelo es ocasionado por los esfuerzos que se ejercen sobre éste. Adicionalmente, Arzate *et al.* (2006), han determinado que una de las causas principales del hundimiento diferencial ha sido reportado por el proceso de compactación producido por el descenso del nivel piezométrico del acuífero (Arzate *et al.* 2006). Así, la *Figura 2.1* ejemplifica la problemática de la zona.

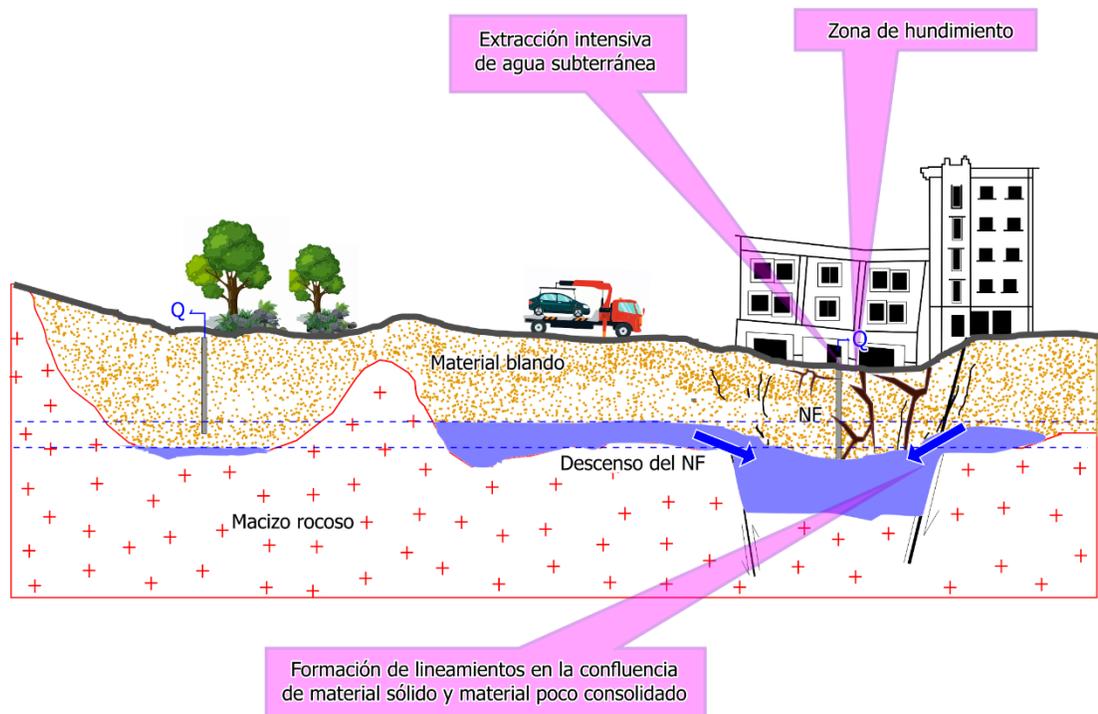


Figura 2.1 Modelo conceptual de las repercusiones del proceso de generación de fallas y fracturas por efecto de la sobreexplotación de un acuífero, así como el rol de la estratigrafía del subsuelo como elemento determinante en la subsidencia del terreno.

2.2 Descripción de la zona de estudio

La zona de estudio incluye a las principales ciudades de México asentadas sobre dos provincias fisiográficas, la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la Mesa Central; estas ciudades hacen referencia a: Querétaro, Morelia, Aguascalientes y Celaya. Donde a partir de diferentes investigaciones (Brunori *et al.*, 2015; Castellazzi *et al.*, 2015; Chaussard *et al.*, 2014; Hernández *et al.*, 2014; Pacheco *et al.*, 2013a; Cigna *et al.*, 2012; Pacheco y Arzate, 2007) se ha determinado que todas presentan tasas de subsidencia que van del orden 2 a 5 cm/año como el caso de Morelia, de 8 cm/año en el Valle de Querétaro o de 10 cm/año en Aguascalientes (Castellazzi *et al.*, 2015).

Bajo este contexto, en el país este fenómeno se presenta principalmente en los valles que han sido formados al interior de cuencas sedimentarias las cuales fueron rellenadas a través de miles de millones de años, con depósitos de suelos lacustres, aluviales, aluvio-lacustres y fluviales. Constituidos por partículas finas de suelo como arcillas y limos, o mezclas de suelos finos con arenas y gravas (CONAGUA, 2013b).

En ese sentido, los sitios de estudio de esta investigación (*Figura 2.2*) comparten características que los hacen destacar de las ciudades del resto del país. Puesto que, se han catalogado como los casos con mayor número, intensidad y densidad de fracturamiento, así como por la presencia de sistemas de fallas regionales. Por otra parte, asociado a la extracción intensiva del agua subterránea, las ciudades centrales de México en este estudio coinciden con todos los criterios enumerados por Burbey (2002). Al acotar condiciones que favorecen la aparición de deformaciones y fallas en el suelo inducidas por bombeo de agua subterránea.

Así, las condiciones que propone son: (1) un clima árido a semiárido, (2) el bombeo a largo plazo de aguas subterráneas que resulta en grandes disminuciones de nivel de agua, (3) un espesor considerable de capas comprimibles acumuladas, (4) distribución variable de capas compresibles, (5) variabilidad en los valores del índice de compresión del material granular, y (6) existencia de discontinuidad de estructuras tales como fallas previas al bombeo que permiten la acumulación de estrés. Partiendo de ese entendido, en términos de extracción de

agua subterránea el balance hídrico en millones de metros cúbicos (MMC) para el acuífero del Valle de Aguascalientes es el -110, por mencionar un ejemplo (CONAGUA, 2013a).

Por lo que, acompañado de la extracción intensiva de agua subterránea para el suministro doméstico, urbano, industrial y de riego (CONAGUA, 2013a) la densidad de población es un problema generalizado en las subzonas de estudio debido al rápido crecimiento urbano. Llegando a tener las cifras de población más significativas de acuerdo a datos del último censo realizado por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) en el año 2015 (INEGI, 2015). Donde sólo para la Ciudad de México, el total de población es de 8, 985, 339 habitantes. De esta forma, se atribuye a la extracción de agua subterránea en áreas metropolitanas del país aceleran la compactación de las secuencias sedimentarias dando lugar al fenómeno de subsidencia o hundimiento del terreno (Carreón *et al.*, 2006 y Lesser, 1998).

Desde el punto de vista geológico Arroyo (2016) y Hernández *et al.* (2014) concuerdan en que todas las subzonas de estudio tienen en común su localización en cuencas lacustres, cuyos rellenos sedimentarios son muy heterogéneos. Es decir, su composición va desde sedimentos lacustres finos hasta aluviales gruesos y depósitos volcánicos. Además, están bordeadas por relieves volcánicos y algunas cuencas son limitadas por sistemas de fallas locales o regionales. En las ciudades, los sistemas acuíferos de los cuales el agua subterránea se bombea están formados por secuencias de capas típicas de rocas extrusivas y depósitos volcánicos separados por depósitos aluviales y lacustres (Castellazzi, 2015).

De manera que los espesores de los depósitos de aluvión entre secuencias basálticas, así como la actividad tectónica propia de la zona, controla el tipo de confinamiento del acuífero y en consecuencia, los patrones espaciales de la compactación y fracturación del sistema acuífero (Castellazzi, 2015). En virtud de esto, la Faja Volcánica Transmexicana sobre la cual se localizan las ciudades de interés, se encuentra orientada de Este a Oeste y se ha observado que las estructuras volcánicas y las fallas normales debido al extenso régimen de estrés resultan en la formación de cuencas y fosas favorables para la acumulación de depósitos compresibles dando mayor probabilidad de hundimiento del terreno (García *et al.*, 2000; Singh y Pardo, 1993).

Por otra parte, económicamente hablando las subzonas consideradas en la investigación son calificadas como el nuevo corazón manufacturero del país. Ya que, de la mano de la industria automotriz y aeroespacial, Guanajuato, Querétaro, Aguascalientes y San Luis Potosí han desplazado a las grandes ciudades del norte de la República Mexicana en construcción y ampliación de parques industriales. En ese sentido, de acuerdo con datos de la Secretaría de Economía, solo El Bajío (por ejemplo) es hoy la zona industrial de más rápido crecimiento de toda América Latina (Méndez y Torres, 2013).

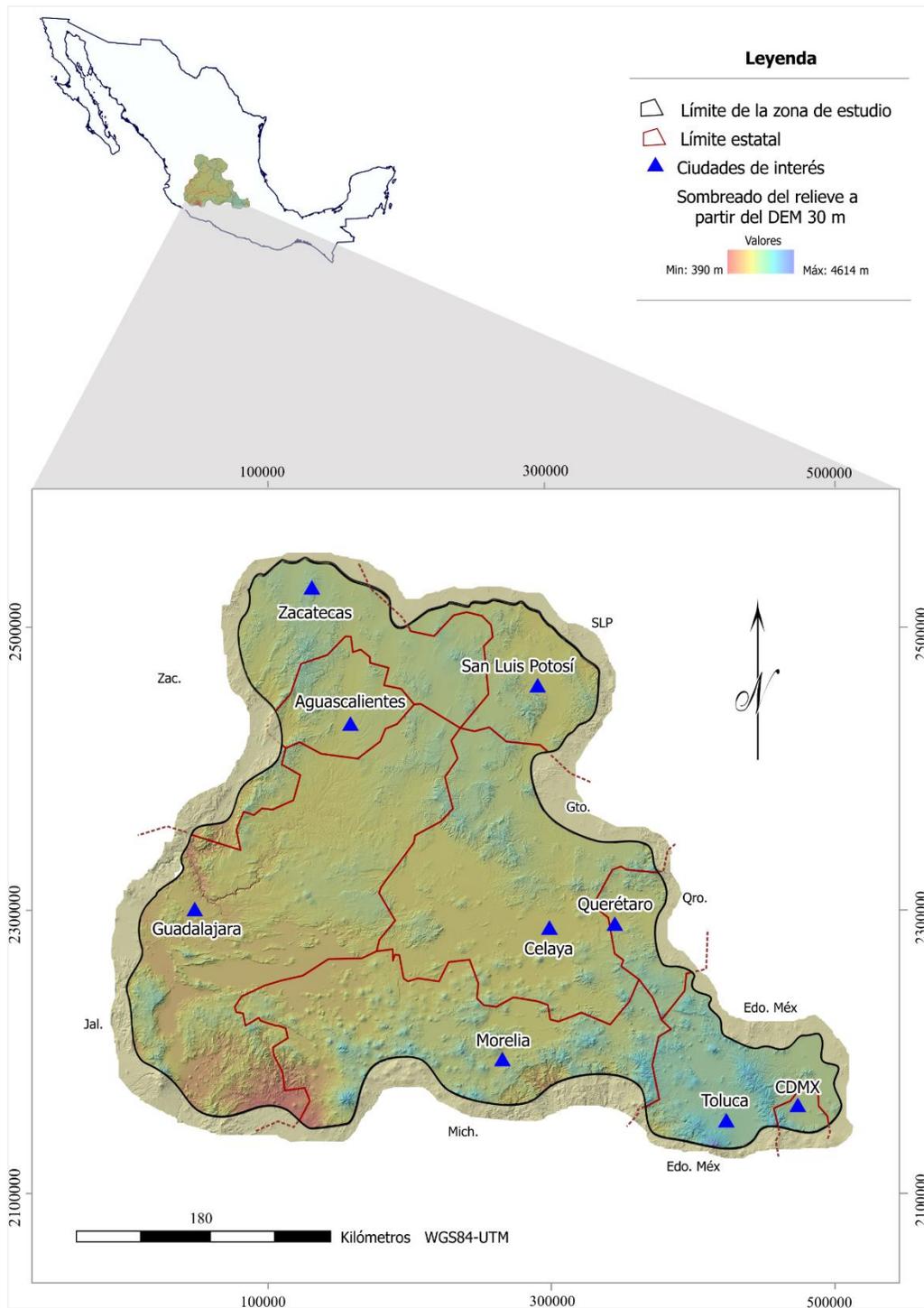


Figura 2.2 Ubicación y extensión de la zona de estudio en el contexto nacional y estatal. Asimismo, se muestra la distribución de las principales ciudades asentadas en la región central de la República Mexicana.

2.2.1 Panorama fisiográfico de la zona de estudio

La Faja Volcánica Transmexicana es el arco volcánico que se desarrolla sobre el margen sudoccidental de la Placa de Norteamérica como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la Trinchera de Acapulco (Ferrari, 2000b). La provincia fisiográfica tiene aproximadamente 1000 Km de longitud y una amplitud irregular entre los 80 y 230 Km. Se distribuye con una dirección preferencial E-O en su parte central y oriental, ONO-ESE en su parte occidental. Esta característica ha dado lugar a que la provincia reciba el nombre de Faja Volcánica Transmexicana, pues claramente muestra una distribución transversal con respecto a las grandes provincias geológicas mexicanas que corren con una orientación preferencial NNO-SSE (Ortega *et al.*, 1993).

Sin embargo, debido a su extensión la FVTM se suele dividir en tres sectores: occidental, central y oriental. Ya que presentan diferencias significativas en lo que respecta al tipo de vulcanismo y composición química. En el sector occidental, limitado al Este por el rift de Colima, el arco volcánico se sobrepone a la parte Norte del Bloque Jalisco (BJ) y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO). El vulcanismo emplazado en el límite sur de la SMO es bimodal, es decir, formado tanto por estratovolcanes y complejos de domos dacítico-riolíticos así como por centros monogenéticos basálticos. En cambio, el vulcanismo emplazado dentro del BJ es casi exclusivamente monogenético y de composición basáltico-andesítica.

Por su parte, en el sector central entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro, se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, formado por centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica o basáltico-andesítica. En el sector oriental, al oriente del sistema Taxco-Querétaro, la mayor parte del vulcanismo está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición de andesítica a riolítica alineados a lo largo de estructuras corticales, mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica representan sólo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado. Incluso, Ortega *et al.* (1995) han definido que en este sector el arco volcánico se emplaza sobre una corteza de edad precámbrica presumiblemente de tipo cratónico (Oaxaquia).

2.2.2 Condiciones geológicas de la zona de estudio

De acuerdo con Gómez *et al.* (2005) y contrastando la historia geológica de la FVTM reconstruida por Ferrari (2000b), esta provincia se puede dividir de manera muy sintética en cuatro episodios principales: (1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, cuyas rocas características son secuencias de lavas basálticas y andesíticas, (2) un episodio máfico del Mioceno tardío, esencialmente conformado por mesetas basálticas, por lo general emplazadas a través de fisuras (Ferrari *et al.*, 2000a; Richter *et al.*, 1995), alcanzando la costa norte de Veracruz con coladas de basalto y conos monogenéticos (Ferrari *et al.*, 2005; López, 1991a; Cantagrel y Robin, 1979), (3) un episodio silíceo de finales de Mioceno, donde se emplazaron complejos de domos dacíticos y riolíticos, así como grandes volúmenes de ignimbritas emitidas por calderas regionales, formando una franja que se distribuye justo al sur de las rocas producidas en el episodio máfico anterior, y (4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío compuesto vulcanismo predominantemente andesítico-basáltico.

2.2.3 Características estructurales de la zona de estudio

Los estudios de geología estructural realizados en las últimas décadas han permitido definir la geometría, cinemática y edad de los principales sistemas de fallas que afectan a la FVTM en distintos sectores. Así, la deformación está concentrada principalmente en las secciones central y occidental del arco volcánico (Mori, 2007). En ese sentido, estas regiones estuvieron sujetas a un régimen tectónico esencialmente extensional en dirección perpendicular a la FVTM (Suter *et al.*, 2001; Ferrari y Rosa, 1999) a partir del Mioceno Tardío-Plioceno, por lo que ambos sectores están caracterizados por vulcanismo monogenético abundante. A partir de estas evidencias se observó que el fallamiento disminuye notablemente hacia el sector oriental, en donde la actividad magmática de la FVTM se manifiesta principalmente a través de grandes estratovolcanes, con manifestaciones monogenéticas menores.

Bajo este esquema, en el sector central de la FVTM se han reconocido tres sistemas de fallas principales: el sistema de fallas del Bajío, el sistema de fallas de Morelia-Acambay, y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. El sistema del Bajío tiene una orientación

NO-SE, y presenta una longitud de ~70 Km y un desplazamiento mínimo de 2 Km; estas fallas estuvieron activas principalmente entre el Eoceno y el Oligoceno, aunque se ha documentado un desplazamiento de al menos 500 m después del Mioceno Medio (Alaniz y Nieto, 2005). Las fallas que constituyen el sistema Morelia-Acambay presentan una orientación preferencial OSO-ENE. Este sistema empezó su actividad en el Plioceno Temprano con movimientos laterales izquierdos a transtensivos, que sucesivamente se volvieron esencialmente extensionales (Suter *et al.*, 1995; Ferrari *et al.*, 1990).

El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende es un conjunto de estructuras que cruzan la FVTM con una orientación NNO-SSE (Demant, 1978), se extiende desde Taxco, Guerrero; hasta la Sierra de Catorce en el estado de San Luis Potosí (Nieto *et al.*, 1999), presentando una longitud de ~450 Km y un ancho máximo de ~30 Km en el estado de Querétaro. Se considera que esta estructura representa un límite mayor entre bloques corticales con diferentes espesores, topografías e historias geológicas (Alaniz *et al.*, 2002), y que los segmentos que la componen han sido reactivados por cinemáticas diferentes a partir del Oligoceno (Alaniz y Nieto, 2005; Alaniz *et al.*, 2002).

CAPÍTULO 3

Materiales y Métodos

3.1 Disposición de la información

Con la finalidad de brindar una visión general del proceso seguido en esta investigación se incluye un esquema metodológico (*Figura 3.1*) donde se pueden observar los pasos metodológicos empleados y descritos en diferentes secciones a lo largo del documento. Este proceso metodológico se compone de siete fases. En ese sentido, la fase uno se compone de las fuentes principales para el desarrollo de esta investigación, mismas que fueron divididas en dos grupos. El primero hace referencia a bibliografía descriptiva enfocada al ambiente geológico, tectónico y geomorfológico de México con el objetivo de sentar las bases en la comprensión del comportamiento geométrico de lineamientos. Para trabajar en este apartado, se retomaron los trabajos de Demant *et al.* (1978, 1976), como referente de los primeros lineamientos identificados en diferentes secciones de la Faja Volcánica Transmexicana (Álvarez, 1975; Antoine y Pyle, 1970).

Por otra parte, de acuerdo con Alaniz *et al.* (2005, 2002), las principales características que condicionan el fallamiento en el sector central del territorio mexicano son: la tectónica de placas, altitud, geología, geomorfología y la mineralogía, mismas que son similares a las establecidas por Nieto *et al.* (2003, 1992) y Ferrari *et al.* (2000a, 1999, 1994). De esta forma, en la identificación de lineamientos estos enfoques fungieron como el punto de partida en el

análisis geológico-estructural haciendo énfasis en sistemas de fallas geológicas locales y regionales en el centro de México mapeados por Alaniz y Nieto (2005), y Nieto *et al.* (2003), a partir del desempeño de la fase dos a la fase seis.

La última fase, referente a lineamientos y subsidencia, se consideraron casos documentados en las subzonas de estudio principalmente de trabajos realizados por Castellazi *et al.* (2016a, 2016b, 2015) con el objetivo de tener un mayor alcance en la comprensión de la interrelación con los procesos de subsidencia, sobreexplotación de agua subterránea, efectos adversos hacia la infraestructura y la relación con rasgos geológico-geomorfológicos. Destacando el estudio de las relaciones esfuerzo-deformación en materiales geológicos arcillosos, análisis de la estructura del medio geológico, aplicaciones de sensores remotos a través de técnicas de teledetección, conocimiento de las condiciones hidrológicas, hidrogeológicas y antropogénicas que sean favorables para la deformación del terreno en las ciudades de estudio (Chaussard *et al.*, 2014; Pacheco, 2013; Cabral *et al.*, 2011; Carreón *et al.*, 2006).

El segundo tipo de datos hace referencia a información digital, cuya importancia versa en su disposición sobre plataformas de acceso libre, de fácil entrada y con disponibilidad de información a nivel global. Este segundo tipo de datos tuvo la finalidad de realizar un análisis basado en SIG acompañado del primer tipo de datos, en la definición de sistemas de fallas regionales y su posible relación con procesos de hundimiento del terreno.

En ese sentido, del Banco de datos del Servicio Geológico Mexicano (SGM) en el apartado *Cartas impresas disponibles* (en formato PDF) se hizo la descarga de las cartas geológico-mineras de cada subzona de estudio tanto a nivel local (ciudad) como a nivel estado, como apoyo en la identificación de rasgos geológico-estructurales. Del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) en el apartado de *Datos vectoriales a escala 1:1000000* se descargó en formato *shape* la capa correspondiente a fallas y fracturas a nivel nacional. Sin embargo, esta capa fue seccionada al tamaño de la zona de estudio, con la finalidad de ser una guía en la identificación de lineamientos.

Del INEGI también fue descargado el *shape* a escala nacional correspondiente a la geología de México. Sin embargo, la capa geológica del Valle de Querétaro fue proporcionada por el director de tesis, el Dr. Jaime Gárfias. Relativo a la delimitación geopolítica de México, se

hizo la descarga en formato *shape* de esta capa a escala *1:1000000* del límite nacional, por entidad federativa y a nivel municipal con el objeto de fungir como marco de referencia espacial de la zona de estudio. Esta consulta y adquisición se realizó a partir del portal de datos abiertos que ofrece la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO).



Figura 3.1 Marco conceptual de los siete bloques metodológicos que componen el presente trabajo de investigación.

3.1.1 Ubicación espacial de la cartografía geológica

Este paso metodológico consistió en la georreferenciación de las cartas geológico-mineras liberadas del Servicio Geológico Mexicano (SGM). Que, en un contexto general permitió situar los mapas sobre la superficie terrestre (ArcGis, 2018a) con la finalidad de asignar una ubicación espacial a las diferentes entidades cartográficas.

De esta forma, los criterios de mayor relevancia para la realización del proceso de la georreferenciación consistieron en convertir las coordenadas de las cartas, de un sistema geográfico (grados, minutos y segundos) a un sistema métrico (decimales) tipo Universal Transversal de Mercator (UTM), con datum WGS84. Adicionalmente, fueron necesarios elementos de ubicación geográfica y extensiones específicas (zonas o usos) que permitieron situar los mapas en la superficie de estudio.

A su vez, este procedimiento se realizó para las cartas geológico-mineras de cada subzona de estudio, con la finalidad de ir construyendo y documentando información en la definición de sistemas de fallas. A través del paquete *ArcGis* en su versión 10.5 se convirtió el formato de las cartas (disponibles en PDF desde el SGM) a formato TIFF.

3.2 Manejo de escenas altitudinales SRTM

En términos generales, un Modelo Digital de Elevación (DEM por sus siglas en inglés) hace referencia a una representación visual y matemática de los valores de altura con respecto al nivel medio del mar (INEGI, 2018). Permite caracterizar las formas del relieve y los elementos u objetos presentes en el mismo. Así, los valores de un DEM se encuentran contenidos en un archivo de tipo raster con estructura regular, que se genera utilizando equipo de cómputo y software especializados

En ese sentido, los primeros DEM fueron obtenidos a partir de la participación conjunta de la Misión de Topografía por Radar de Transbordador (SRTM*), la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA*) y la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial (NGA*) (*por sus siglas en inglés). En el marco de un proyecto internacional para adquirir datos de radar que se utilizaron para crear el primer conjunto casi global de elevaciones de la tierra (USGS, 2018b).

En virtud de esto, actualmente es posible tener acceso a este tipo de información a partir de fuentes abiertas como Earth Explorer, geoportal asistido por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés). De modo que, se hizo la descarga de 24 Modelos de Elevación Digital, producto SRTM a 1 Arco de segundo (equivalente a 30 m de resolución espacial), con la finalidad de cubrir la zona de estudio para su posterior análisis.

La adquisición de estos datos en términos de temporalidad se realizó del año más reciente, es decir, del año 2014 bajo el formato GeoTIFF, que se refiere a un archivo de imagen etiquetada georreferenciada (TIFF) y consiste en un registro con información geográfica estándar incrustada para aplicaciones GIS (USGS, 2018a). En el *Anexo 1 (Tabla 5.1)* muestra el concentrado de las escenas altitudinales, así como la localización regional que cubre a la superficie total en estudio. También se especifica la cobertura de resolución que para finalidades de esta investigación, a un 1 arco-segundo resultó factible.

Desde el paquete GIS se cargaron los DEMs y se asignó un sombreado de relieve (*hillshade*) a cada imagen, cuyo fundamento consta en representar en tercera dimensión y a escala de grises, la superficie del terreno; debido a que tiene en cuenta la posición relativa del sol (propiedades de altitud y acimut) para especificar la posición del sol y sombrear la imagen (ArcGis, 2018b). Asimismo, se asignó una paleta de colores y una transparencia variable en porcentaje a los DEMs. Al final el resultado se reflejó en la sobreposición de escenas, es decir, la capa de hillshade fue subyacente al DEM. Así, la *Figura 3.2* muestra gráficamente el contenido del *Anexo 1 (Tabla 5.1)*. De esta forma se observa que los 24 DEMs se encuentran acotados al sitio de estudio, incluyendo las principales ciudades asentadas sobre el centro de la República Mexicana, respetando el margen de las provincias fisiográficas de la Faja Volcánica Transmexicana y la Mesa Central.

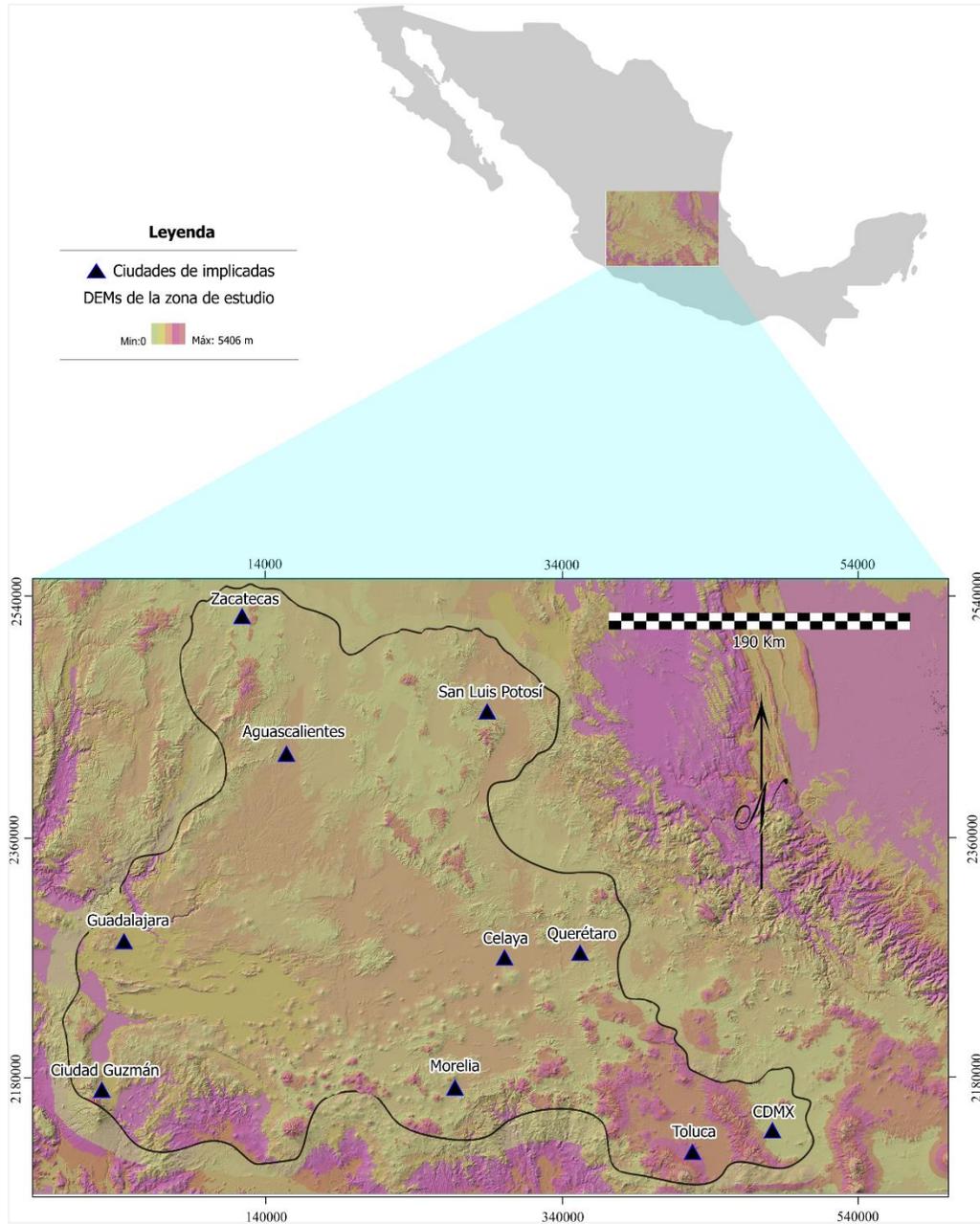


Figura 3.2 Localización de la zona de estudio enmarcada dentro de la cuenca Lerma-Chapala. Asimismo, se muestran los principales centros poblaciones, ubicados sobre información altitudinal SRTM.

3.2.1 Arquitectura de un mosaico a partir de cuadros altitudinales de la zona de estudio

En un paso subsecuente, a partir de la descarga de los 24 Modelos de Elevación Digital, en el paquete *ArcGis 10.5* se realizó la unión de las escenas con la herramienta *Mosaic*. La finalidad versó en adquirir una guía altitudinal y de referencia geomorfológica de la zona de estudio en la identificación de sistemas de fallas regionales.

Paralelo a esto, se seleccionaron los datos correspondientes al sistema de referencia, valor (en bits) y tamaño del pixel en grados (WGS84, 16 BIT y 0.000277777778 respectivamente), cuya información se encuentra disponible en la tabla de metadatos inmersa en cada escena. Para terminar, en el apartado del número de bandas se especifica con el número “1” debido a que cualquier DEM sólo contiene una banda. La *Figura 3.3* muestra gráficamente la fusión de las 24 imágenes altitudinales producto STRM a 30 m de resolución espacial. En ella se encuentran los principales asentamientos urbanos que forman parte de la zona de estudio.

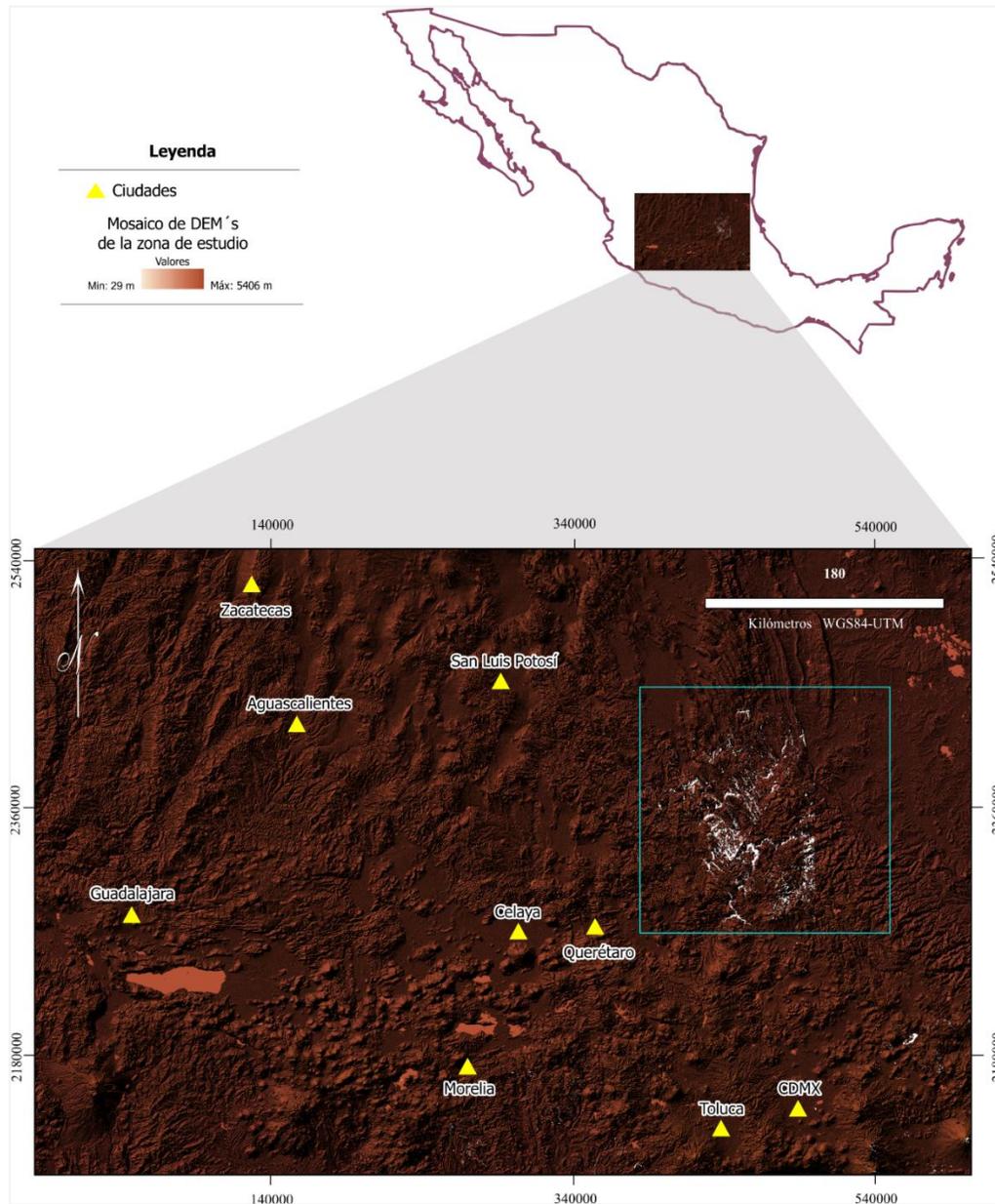


Figura 3.3 Principales sitios urbanos asentados sobre la zona de estudio, representados a partir de la fusión de cuadros altitudinales SRTM. El Modelo Digital de Elevación de fondo contiene espacios vacíos debido a errores de las escenas originales.

3.2.2 Corrección de vacíos de un Modelo Digital de Elevación

Este paso metodológico consiste en corregir las distorsiones provocadas por información faltante de un raster (*Figura 3.4*) empleando métodos de interpolación (Cango, 2017). De acuerdo con Olaya (2014) el proceso para ejecutar esta corrección es adicionando una técnica espacial que consiste en la aplicación de algebra de mapas a partir de la calculadora raster incluida en la paquetería ArcGis. En ese sentido, este proceso se realizó en función de operaciones y sentencias lógicas para dar valores a los espacios vacíos presentes en el mosaico.

La primer condicionante asignada (*IsNull*) consiste en la identificación de celdas que posean y no posean valores. Se destaca que todo el proceso se realizó al mosaico de DEMs que para efectos de practicidad se le llamará *DEM*. Así, al aplicar esta sentencia el resultado es una nueva imagen raster con dos valores, 0 y 1. Donde 0 representa a los pixeles con números digitales (ND) y 1 a los pixeles sin valores. La *Figura 3.4* representa las zonas del DEM que tienen valores digitales (color púrpura) y las zonas que no tienen valores (color verde).

No obstante, a pesar de haber identificado los espacios con y sin ND corregidos a partir de la sentencia *IsNull*, el DEM tuvo que ser sometido a un segundo proceso mediante la aplicación de una nueva sentencia lógica. De acuerdo a la literatura, la condicionante *Estadística Focal* es la más empleada en términos de corrección de vacíos. Consiste en interpolar la media de los números de los pixeles vecinos con la finalidad de cubrir los espacios con información nula (Cango, 2017). Sin embargo, este método de relleno óptimo está en función de la forma y el tamaño de las celdas vecinas.

No obstante, la imagen resultante luego de aplicar la Estadística Focal al DEM siguió manifestando la persistencia de espacios vacíos. Por tal razón, se aplicó una tercera condicional, *Con*, que consiste en el ajuste de los valores nulos de las celdas detectados a partir de la sentencia *IsNull* (*Figura 3.4*). Es decir, que donde exista el valor de 1 (sin datos) la sentencia reemplace los ND con el valor interpolado del mapa obtenido a partir de la sentencia *Focal Statistic* (*Figura 3.5*) o con valores del mapa original, esto es, del mosaico de DEMs (*Figura 3.3*).

Finalmente, el DEM corregido se proyectó a un sistema de referencia UTM, datum WGS84, Zona 14 debido a que es la zona donde se concentra la mayor superficie de estudio. La *Figura 4.1* muestra los elementos finales ajustados al DEM original (ver en el apartado de resultados).

Siendo así, el recuento de los procesos realizados son los siguientes: a) primera sentencia lógica “*IsNull*” sobre el DEM, b) segunda sentencia “*Focal Statistics*” donde fueron persistentes los errores en el DEM a pesar de haber asignado 30 ND para el tamaño de pixel, c) sentencia lógica “*Con*” en la que se hizo la corrección de vacíos en función de la información de la imagen altitudinal original e imagen “*IsNull*”, y finalmente, c) el último archivo en formato matricial fue seccionado al tamaño del sitio de estudio propuesto en esta investigación mediante la herramienta *Clip*.

En ese sentido, el proceso de corrección de vacíos se realizó a partir de tres iteraciones, con la finalidad de ir verificando el resultado obtenido luego de la aplicación de cada sentencia lógica. Sin embargo, luego de observar que la zona de estudio no se extendía hasta los espacios vacíos, se llegó a la conclusión de que para esta investigación, realizar o no la corrección de vacíos tiene poca relevancia porque en términos prácticos, los vacíos quedan fuera del sitio de estudio y su influencia en la identificación de fallas regionales son se ve afectada.

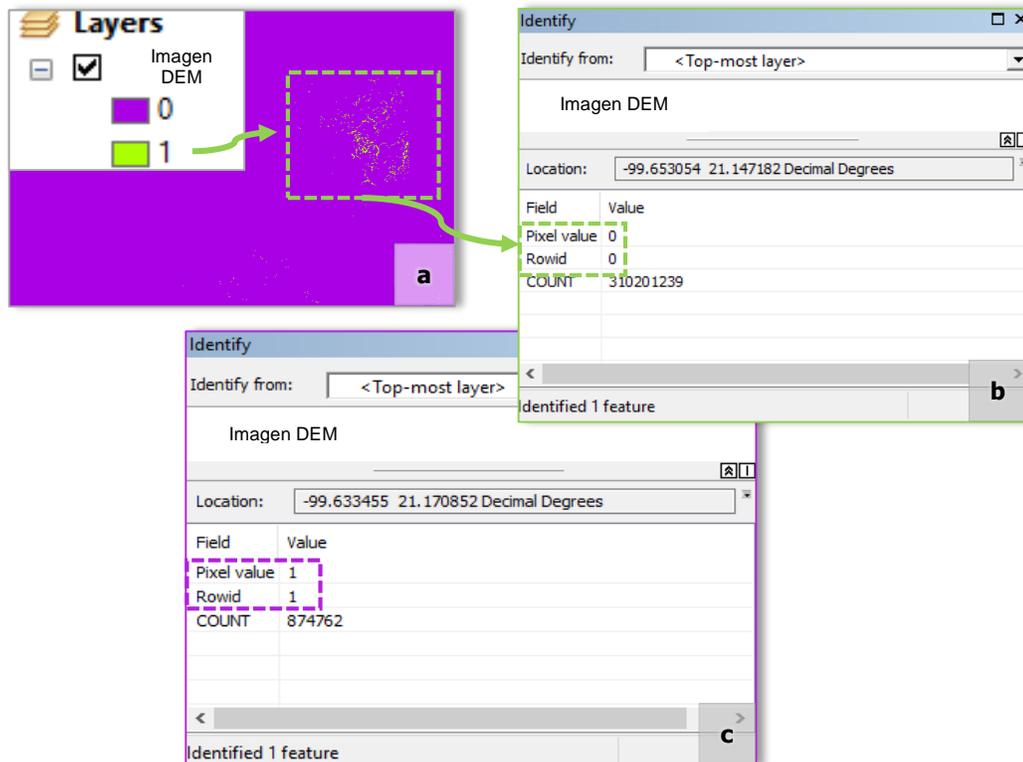


Figura 3.4 Primer sentencia lógica "IsNull" aplicada al DEM. **a.** Imagen de salida producto de la ejecución de la sentencia número uno, en la calculadora raster, **b.** espacios sin números digitales de pixel, acotados con el borde punteado color verde, y **c.** espacios con números digitales de la imagen DEM, acotados con color purpura.

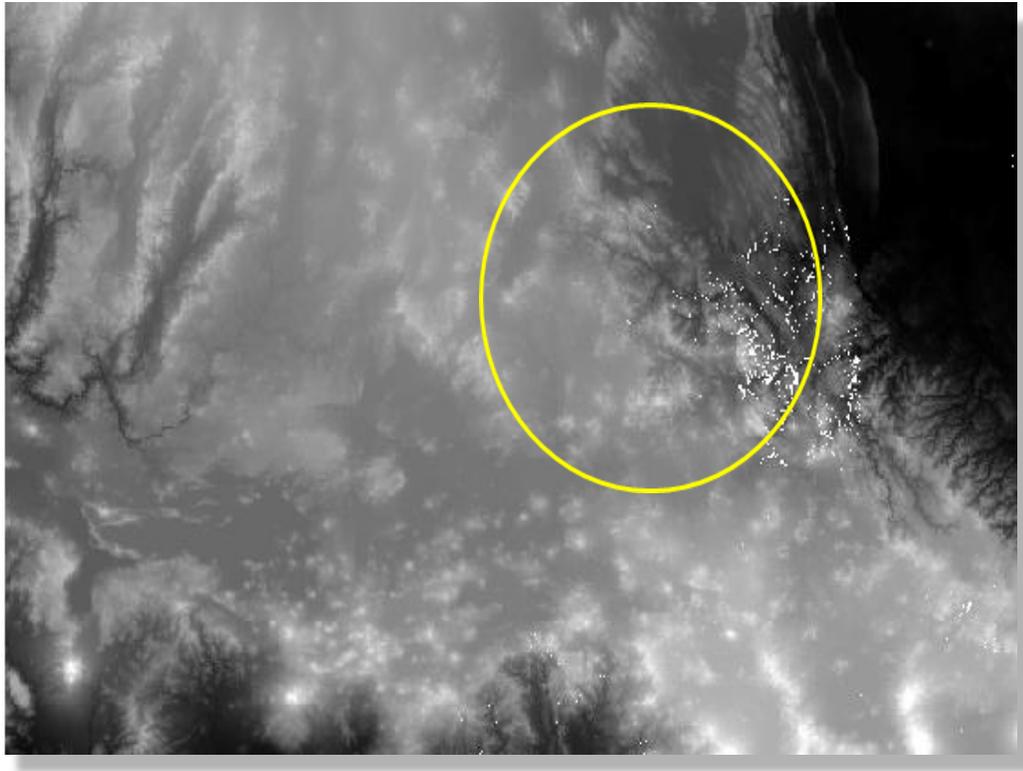


Figura 3.5 Estadística Focal, sentencia numero dos aplicada al DEM. A pesar de haber realizado una corrección focal con valor de 30 ND, los errores fueron persistentes en la escena. El error se aprecia en el espacio señalado con la circunferencia color amarillo.

3.3 Características y temporalidad de escenas satelitales

El programa Landsat es una serie de satélites construidos y desarrollados por la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) en conjunto con el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) (USGS, 2018a). Durante las últimas cuatro décadas este programa ha desplegado ocho satélites, el primero de ellos lanzado en el año 1972 llamado *Multispectral Scanner* (MSS), que estaba a bordo del Landsat 1 al Landsat 5 y adquirió imágenes de la Tierra casi de forma continua desde julio de 1972 hasta octubre de 1992. En junio de 2012, el sensor se volvió a encender para ver si se podían adquirir imágenes y finalmente recopiló datos hasta enero de 2013 (USGS, 2018b).

Por su parte, el último y más reciente sensor lanzado en el 2013, *el Landsat 8*, brinda mayor calidad en las escenas ya que cuenta con instrumentos de barrido óptico *Operational Land Imager* (OLI) y un sensor térmico infrarrojo *Thermal Infra-red Sensor* (TIRS). A su vez, las escenas 8OLI/TIRS mejoran con los instrumentos Landsat anteriores con la incorporación de 11 bandas espectrales: un canal visible azul profundo (banda 1) específicamente diseñado para recursos hídricos e investigación de zonas costeras, y un nuevo canal infrarrojo (banda 9) para la detección de nubes cirrus. Adicionalmente dos bandas térmicas (TIRS) capturan datos con una resolución mínima de 100 metros, pero se registran y se entregan con el producto de datos OLI de 30 metros. Así, el tamaño aproximado para ambos tipos de imágenes MSS y 8OLI es de 170 Km de norte a sur por 183 Km de este a oeste (USGS, 2018a).

Por estas razones, la descarga de imágenes Landsat se realizó a partir del geoportal de consulta libre *Earth Explorer*, ya que el registro de las escenas se extiende desde el año 1972 a la fecha. Así mismo, debido a la disponibilidad de la información, adquisición sin restricción, y el empleo mayoritario de estas imágenes para el estudio de la superficie en términos geológicos, se descargaron tres paquetes de escenas Landsat de los sensores MSS del satélite Landsat 5, ETM+ (Enhanced Thematic Mapper) del satélite Landsat 7 y, de los sensores 8 OLI (Operational Land Imager) y TIRS (Thermal Infrared Sensor) del satélite Landsat 8.

Por otra parte, con la finalidad de realizar una comparación temporal de las escenas en el reconocimiento de sistemas de fallas regionales se eligieron años pico, ya que la disponibilidad de datos Landsat MSS tiene registros a partir de 1972 al 2013, las Landsat ETM+ desde 1985 al 2010 y las 8 OLI del año 2013 a la fecha. Por lo tanto, los periodos seleccionados para el análisis se muestran en la *Tabla 3.1*. Vale la pena mencionar que para esta etapa se contempló una colección de 50 imágenes, es decir, que por año de periodo de análisis correspondiera a una escena, en función del tipo de sensor. Con el propósito de realizar la comparación temporal en términos de la identificación de sistemas de fallas regionales, considerando que se tienen 45 años como rango de estudio.

3.4 Pre-procesamiento de escenas satelitales

La esencia de la percepción remota consiste en que puede apoyarse de la energía emitida por las propias superficies, o bien esta energía se puede enviar desde un sensor capaz de generar su propio flujo energético. En cualquiera de los casos, el flujo entre la cubierta terrestre y el sensor constituye una forma de radiación electromagnética (Chuvieco, 2008). En ese sentido, las señales de radiación electromagnética colectadas por los sensores de los satélites en el espectro solar, son modificadas por procesos de absorción, dispersión y emisión producto de la interacción con gases o aerosoles que viajan a través del medio atmosférico, desde la superficie de la Tierra hasta el sensor (López, 1991b).

Para el primer caso, la absorción por las moléculas de la atmósfera es un proceso selectivo que convierte la radiación incidente en calor (Rejas, 2008). En el segundo caso, la dispersión, es el mecanismo dominante y se presenta bajo dos formas distintas: la dispersión de Rayleigh, producida por las moléculas de los mismos gases y la dispersión de Mie o dispersión por los aerosoles, que se produce sobre partículas más grandes (López, 1991b; Rejas, 2008). Por ende, los efectos de estos tres factores se manifiestan en un difuminado de la imagen, disminución de contraste (Tagestad, 2000) y la cantidad total de radiación que llega al sensor. Bajo este contexto, la corrección atmosférica busca entonces disminuir o eliminar estas distorsiones que se introducen en las imágenes producto de la interacción de la atmósfera con el sensor. Por otra parte, para poder emplear las escenas Landsat en la identificación de rasgos geológicos-estructurales, es relevante la realización de este proceso puesto que, al tener una escena lo más limpia posible, en términos de corrección de ruidos, visibilidad y

claridad, es altamente recomendable. En vista de lo anterior, esta fase metodológica correspondió al tratamiento de las imágenes satelitales, en combinación con el estudio de un análisis visual propuesto por Chuvieco (1995) a partir de criterios como el tono, color, textura, situación espacial.

3.4.1 Conversión a radiancia a partir de calibración radiométrica

Los sensores satelitales capturan la información de la cobertura de la tierra obtenida a partir de la intensidad de radiación electromagnética, misma que proviene de la luz del sol reflejada sobre la superficie terrestre, sumada a la energía dispersada y reflejada por la atmósfera, conocida como radiancia (Aguilar *et al.*, 2014). Esta información de intensidad es transformada a través de una ecuación lineal (Kruse, 2004) y almacenada en una representación discreta de números digitales (ND) que tienen una escala artificial definida según las características de almacenamiento de cada sensor.

En ese sentido, los procesos de corrección de las imágenes Landsat MSS, ETM+ Y 8OLI se ajustaron en el paquete *ENVI* versión 5.2. Así, el tratamiento de mayor relevancia que fungió como la base en la inferencia de sistemas de fallas regionales fue la corrección atmosférica que busca recuperar la radiancia intrínseca del objeto de estudio obtenida de la señal recibida por el sensor. Para ello se requirió: 1) convertir los ND de cada banda a valores de radiancia, 2) la radiancia se transforma a valores de reflectividad y 3) mediante el módulo FLAASH la conversión de valores de reflectancia se obtuvieron (Kruse, 2004). Es decir, la transformación de datos BSQ (banda secuencial) a BIL (banda intercalada por línea) que en términos generales este tipo de formatos se refieren a esquemas para almacenar los valores de pixel reales de una imagen en un archivo raster (ArcGis, 2018c).

Partiendo de ese entendido, se puede concluir que los ND de cada imagen son proporcionales a la radiancia. No obstante, fueron multiplicados por un factor de conversión (0.10), permitiendo almacenar los datos en formatos más compactos (BIL). Entonces, con el motivo de revertir la comprensión de este procedimiento se tiene que, para abrir cualquiera de las imágenes a analizar estando en el programa *ENVI* se accede al archivo que contiene la extensión *MTL.txt*, que corresponde al formato de imagen con metadatos disponibles para Landsat ETM+, MSS y 8OLI.

Usando esta técnica, el primer paso para la corrección es la conversión a radiancia a partir de la herramienta *Radiometric Calibration* anexa en ENVI 5.2. Sin embargo, para trabajar con este apartado, se empleó la banda multispectral multiplicada por un factor de conversión (0.10) disponible en la función *Apply FLAASH Settings*. Sintéticamente, la *Tabla 3.2* muestra los parámetros de calibración de este procedimiento, mismo que fue aplicado al resto de imágenes satelitales en las que se emplaza la zona de estudio. Al finalizar el proceso se obtiene una imagen con el cambio de valores de números digitales a valores de radiancia. Además, el tipo de formato de imagen en el archivo de salida es *.dat*. Sin embargo, la imagen final conserva la información que viene del metadato en formato BIL.

Tabla 3.1 Periodos establecidos para la comparación temporal de las escenas digitales por tipo de sensor.

Numero de periodo	Periodo de análisis	Tipo de sensor
1	1973-1980	MSS
2	1980-1990	MSS
3	1990-2000	ETM+
4	2000-2010	ETM+
5	2010-2018	8OLI

Tabla 3.2 Parámetros de calibración radiométrica. La configuración de Calibración Radiométrica crea una imagen de luminosidad adecuada para FLAASH (ENVI, 2018). Al seleccionar esta opción se despliega una ventana solicitando la información expuesta a continuación.

Campo	Valor
Tipo de calibración	Radiancia
Formato de salida	BIL
Tipo de dato de salida	Flotante
Factor de escala	0.1
Directorio de salida	Nombre y dirección de salida

3.4.2 Corrección atmosférica de cuadros satelitales

La corrección atmosférica es un proceso que se aplica a las imágenes digitales, con el propósito de eliminar el efecto de los aerosoles y la radiación intrínseca que se introduce en el sensor y se ve expresada en la imagen. Ello como producto de la interacción del sensor con la atmósfera (Aguilar *et al.*, 2014). Por tal razón, mediante el proceso de la corrección atmosférica se logró mejorar la calidad visual de las escenas satelitales, así como eliminar el componente intrusivo de la atmósfera. Así, este paso se realizó mediante la operación del módulo FLAASH (disponible a partir de la versión 5.1) del paquete especializado en teledetección, ENVI, para datos adquiridos por tres tipos de sensores satelitales: Landsat MSS, ETM+ y 8 OLI/TIRS.

Como punto de partida se tiene que, la extensión *Análisis Atmosférico Rápido de Línea de Vista de Hipercubos* (FLAASH por sus siglas en inglés) es un módulo avanzado de corrección atmosférica disponible en el software ENVI (Entorno para la Visualización de Imágenes), el cual se basa en el algoritmo de transferencia de radiación conocido como *Transmisión atmosférica de resolución moderada* (MODTRAN por sus siglas en inglés). Consiste en eliminar los efectos de la absorción y dispersión, causados por las moléculas y partículas atmosféricas en suspensión de la radiancia recibida por el sensor y convertir esa radiancia en valores de reflectividad de superficie (Berk *et al.*, 2000). Bajo este esquema, López (1991b) sugiere como necesario aplicar el proceso de corrección atmosférica cuando se comparan propiedades multitemporales ya que la atmósfera cambia de una fecha a otra.

3.4.3 Identificación de las bandas y remoción de dispersión atmosférica

Estando en el módulo *FLAASH Atmospheric Correction Model Input Parameters*, el primer dato de entrada que se insertó fue el archivo *.dat*, es decir, el archivo de radiancia generado previamente con la herramienta *Radiometric Calibration*. El segundo dato de entrada correspondió a la selección del factor de escala de radiancia denotado con el número 1.00 para todas las bandas. Puesto que ENVI internamente aplica el factor correcto para obtener la imagen en unidades de radiancia (Aguilar *et al.*, 2014). El siguiente elemento que se considera en el módulo FLAASH referente a la remoción de dispersión atmosférica, es la radiancia que viaja directo desde la superficie hasta el sensor. Por tanto, fue necesario indicar

al modelo los siguientes datos: la elevación promedio (Km) del suelo (dato dependiente de la escena en estudio que con fines de practicidad se obtuvo a partir de una consulta en Google Earth Pro), el tipo de sensor que para el caso en cuestión fueron MSS, ETM+ y 8OLI/TIRS. La altitud del sensor con respecto al nivel del mar, cuyo dato está dado por defecto al seleccionar el tipo de sensor. La información de la fecha y la hora de captura de cada escena satelital, fue consultada de los metadatos incluidos en los archivos anexos del paquete de descarga de cada escena. Vale la pena mencionar que, la hora estándar de captura para las escenas 8OLI oscila entre las 17:00 horas, las 16:00 horas para las Landsat MSS y las 10:00 horas para las ETM+. Por otra parte, también fue necesario colocar la ubicación dentro de la imagen en coordenadas métricas.

3.4.4 Compensación de las distorsiones por aerosoles

El vapor de la atmósfera, los aerosoles y partículas en suspensión provocan dispersión de la luz de forma homogénea. Esto a su vez genera distorsiones heterogéneas distribuidas aleatoriamente en una imagen (ITT, 2009). Sin embargo, para la mayoría de los sensores esas bandas no están disponibles, pero en este caso se debe aproximar un valor dependiendo de las fuentes de influencia presentes en la superficie.

En ese sentido, ENVI-FLAASH cuenta con cuatro modelos de aerosoles: el *rural* aplicable para sectores que no están bajo alta influencia de coberturas industriales o urbanas, asume que existen dos distribuciones de partículas, gruesas y delgadas mezcladas en la atmósfera. El *urbano* asume que un 80% de las partículas son las mismas que considera el modelo rural y el 20% restante son de partículas similares al hollín. El marítimo se utiliza para los sectores colindantes con áreas costeras o en áreas continentales con gran influencia de vientos marinos, este modelo asume que existen partículas provenientes del mar y otra parte de las partículas pequeñas del modelo rural. Por último, el modelo *troposférico* se aplica para condiciones de gran nitidez y asume que sólo están presentes las partículas delgadas del modelo rural (Aguilar *et al.*, 2014).

Para el paquete de las escenas Landsat 8OLI/TIRS, MSS y ETM+, el método que se empleó en la compensación de las distorsiones por aerosoles fue de tipo *urbano* dado que en un contexto general cumplían con las características de este modelo. Además, las ciudades

emplazadas en cada imagen satelital tienen la característica de asentar puntos urbanos importantes como Guadalajara, Querétaro, León, Toluca o la Ciudad de México. De hecho, esta última cuenta con el Sistema de Monitoreo Atmosférico de la Ciudad de México (SIMAT), que tiene registros de la calidad del aire desde 1999 a partir de la medición de contaminantes (Monóxido de Carbono, Óxidos de nitrógeno, Dióxido de azufre, Ozono y partículas suspendidas) considerados por el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) como gases de efecto invernadero (SEDEMA, 2018).

3.5 Contextualización de los “lineamientos” como punto de partida en la inferencia de los rasgos geológico estructurales a partir de información digital

De acuerdo con O’Leary *et al.* (1976), la palabra "lineamiento" se ha vuelto cada vez más popular desde la aparición de las naves espaciales y las imágenes de aviones de alta altitud. Sin embargo, científicos han propuesto un retorno a definiciones conceptuales más fundamentales basadas en el uso original. Considerando este hecho, a comienzos del siglo XX se comenzó a hacer un análisis sistemático de estas características lineales para ganar reconocimiento generalizado en la profesión geológica.

Bajo este contexto, se definió la palabra "lineamiento" en un sentido esencialmente geomorfológico, sobre la base del uso introducido por Hobbs (1904). Donde un lineamiento es una característica lineal mapeable, simple o compuesta de una superficie. Cuyas partes están organizadas en una relación rectilínea o ligeramente curvilínea y que difiere claramente de los patrones de características adyacentes y, presumiblemente, refleja un fenómeno subsuperficial.

Sin embargo, el estado actual de la confusión de palabras relacionadas con lineamiento como línea o alineación, se destaca en el Glosario de Geología del Instituto Geológico Americano (Gary *et al.*, 1972). Donde el lineamiento se define en tres contextos: lunar, fotogeológico y tectónico. De modo que, estos términos deben ser reevaluados, no solo para brindar nuevas perspectivas y nuevas aplicaciones basadas en imágenes de sensores remotos, sino también para lograr coherencia entre representaciones fundamentadas en imágenes, fotos y, descripciones basadas en datos de campo.

De acuerdo con Guerra (1904), los rasgos geológico estructurales tienen la particularidad de alinearse en una sucesión que es natural o bien están alargadas en una dirección única. De tal manera que, estas características fisiográficas deben ser linealmente reconocibles para calificar como lineamientos. Por su parte, Brock (1972) señaló que al ignorar los lineamientos hasta que se demuestre lo contrario se estaría negando una vasta fuente potencial de información con respecto a los patrones fundamentales de la corteza.

Por lo que, tomando como punto de referencia las aclaraciones mencionadas especialmente las citadas por Hobbs (1904) y Brock (1972), fue como se hizo la inferencia de estos elementos. Donde los lineamientos se pudieron discernir tanto en las imágenes satelitales de la superficie del suelo como en los modelos digitales de elevación. Posteriormente los datos fueron comparados con las distintas fuentes de información relacionadas a fallas geológicas regionales.

3.6.1 Uso de información digital para la interpretación de lineamientos

La importancia extraordinaria de la interpretación de imágenes raster en los reconocimientos geológicos modernos se debe a su evidente superioridad sobre todos los demás métodos de exploración, especialmente por lo que se refiere a rapidez y bajo costo. Así como al notable hecho de permitir registrar rasgos y fenómenos geológicos que, en ocasiones frecuentes son de mayor trascendencia y que, de otro modo habrían pasado completamente inadvertidos (Guerra, 1950).

Por estas razones, vale la pena señalar que con motivos de tener un mayor alcance en la definición de sistemas de fallas regionales, éstas se definieron por subzonas de estudio. Proponiendo a los Valle de Querétaro, Celaya, Morelia y Aguascalientes como sitios piloto dada la información analizada en la literatura. Puesto que son considerados como casos referentes para el entendimiento de los sistemas estructurales visibles en superficie asociados a reciente actividad tectónica (miocénica: 23 millones de años). Mencionando que su estudio a nivel subterráneo a través de técnicas interferométricas, geofísica, pozos de observación y trabajo de campo, respaldan este hecho.

En ese sentido, la interpretación de imágenes digitales para la inferencia de los rasgos geológico estructurales se basó en adaptar a esta investigación cuatro metodologías diferentes propuestas por Sunye *et al.* (2015); Rahiman *et al.* (2008); Wise (1982) y; Guerra (2003 y 1961). Con la finalidad de obtener un mayor grado de certidumbre en el mapeo de los lineamientos de cada sitio de estudio. De forma práctica, estas metodológicas tienen la característica común de ser procesos organizados que cubren dos fases. La primera de *análisis inductivo*, mediante el cual se llega por el examen de imágenes digitales para la obtención de los rasgos particulares y complejos que se observan, a los fenómenos simples y generales que los producen. Y, mediante la segunda fase, de *síntesis deductiva* se pueden formular conclusiones más generales a partir de fenómenos más particulares.

Así, en lo que respecta a la identificación de lineamientos, los autores argumentan que estos se infieren con mayor facilidad a partir de una serie de reglas que permiten la interpretación de imágenes digitales de manera óptima. Sin embargo, a efecto de ofrecer un mayor entendimiento de las directrices, estas fueron divididas en dos clases. La primera habla de las características fisiográficas de la superficie en estudio y la segunda de los elementos a destacar en las escenas digitales. A continuación, se mencionan las características que cubren las dos clases.

Características fisiográficas de la superficie

1. La primera directriz hace referencia al *paralelismo* que existe con una línea adyacente, ya que esta suele ser una razón suficiente para considerar a un elemento como lineamiento.
2. Dos líneas son *paralelas* cuando difieren en <30 grados de azimut. El aprensivo puede usar los términos "subparalelo" o "relación azimutal cercana".
3. Las líneas *ortogonales* generalmente se encuentran en ángulos mayores que 60° .
4. La cuarta regla trata del *ancho* de las fallas. Donde, las líneas con anchos mayores que sus longitudes se consideran una mala práctica.
5. El gradiente o pendiente. Ya que, toda porción de la superficie terrestre presenta una inclinación (Derruau, 1958). Y en el análisis del terreno, la noción del gradiente juega un papel esencial.

6. Solo aquellos lineamientos que se descubran personalmente en las imágenes se considerarán reales sin verificación del terreno. Además, vale la pena al menos una publicación científica para justificar la presencia de los lineamientos.
7. La topografía, geomorfología, los suelos y la vegetación son el reflejo de rasgos naturales de aplicación a la interpretación general.
8. La octava regla es sobre la forma y tamaño de los rasgos geológico estructurales. Para Abrams (1944), los rasgos que se deben al hombre se encuentran limitados por líneas rectas o curvas. Mientras que los rasgos naturales tienen usualmente bordes irregulares. Vale la pena mencionar que, para evitar confusiones debe aplicarse también a esta clase de identificación el tono. Pues este cambia siempre en los cultivos (por ejemplo) en relación con la vegetación natural o con los terrenos desprovistos de ella.
9. Smith (1943), señala que para reconocer las fallas geológicas de mayor extensión las rupturas topográficas rectilíneas en forma de corte de estructuras plegadas, los cursos fluviales rectilíneos y las configuraciones colineales de los cursos de agua, las colinas o cerros alineados formando crestas; son rasgos clave para la presencia de lineamientos.
10. Por otra parte, la forma rectilínea de escarpes, riscos o zonas de vegetación, especialmente si atraviesan líneas de pendiente topográfica, o cuando los elementos rectilíneos de formas topográficas se cortan formando configuraciones angulares, estos fenómenos se deben atribuir a la presencia de sistemas de fallas que se intersectan.
11. Otra de las características fisiográficas que la interpretación de las imágenes satelitales permite observar es la *erosión*. La cual se rige, en su función de modelar las rocas que constituyen la parte externa de la corteza terrestre por una serie de factores físicos y químicos, que varían para cada tipo de roca y de clima. Esta característica se complementa con la tonalidad que los elementos reflejen en los cuadros satelitales.
12. Correlación vegetación-suelo-roca. En esta regla Hart (1948), manifestó que hay una definida correlación de los tipos de vegetación, con el contenido de humedad de los suelos y las condiciones de las rocas. Lo que permite inferir con mayor facilidad un

lineamiento cuando existe una secuencia marcada en la vegetación de la zona de estudio.

Rasgos a destacar en las escenas digitales

13. Existe una técnica de tendencias de lineamientos mediante los efectos de la ilusión de la sombra de la imagen raster. Para referirnos al concepto de *sombra*, esta se identifica a partir de modestos rasgos que dan la clave de fenómenos geológicos muy notables, complementándose con el relieve del terreno. En ese sentido, el relieve terrestre es el factor que origina la casi totalidad de las sombras normales en las imágenes. De modo que, bien puede decirse que no hay sombras donde no hay relieve, y viceversa. Por lo tanto, las sombras al revelar y acentuar el relieve de la superficie terrestre que las origina, constituyen a ser una guía inmejorable en la localización de rasgos estructurales y tectónicos.
14. Por otra parte, el *tono* de la imagen es una característica importante en la identificación de lineamientos. Ya que, de acuerdo con Ray (1956) se refiere a la medida de la cantidad relativa de luz reflejada que se registra en una escena. Esta cantidad de energía en forma de luz depende de varios factores, que Brock (1952) considera, son el ángulo de incidencia de los rayos luminosos, la capacidad de reflexión de la superficie y el tiempo de exposición a la luz solar.
15. En cambio, si el terreno no es muy abrupto conviene que las fotografías se tomen poco después de la salida o poco a antes de la puesta del sol, con objeto de que las sombras sean máximas y, de este modo, destacar el escaso relieve terrestre y todos los rasgos geológicos que lo tengan. Por tal motivo, el sensor del octavo satélite del programa Landsat captura de las escenas a partir de las 17:00 horas.
16. Otra de las reglas es la *textura* de la escena satelital. Para Eardley (1942), la textura es el reflejo de la vegetación y del tipo de suelo. Sin embargo, también muestra la aparente rugosidad o suavidad de una parte de la imagen. Esta característica se halla influenciada por el tamaño de los objetos, el ángulo de observación y de iluminación.
17. Y la última regla queda enmarcada por la *situación espacial* que se refiere al contexto espacial en el que se encuentra un objeto, es decir, su relación con los elementos vecinos. En este mismo punto se incluirá el período de adquisición ya que el

comportamiento espectral de los elementos es diferente en una época lluviosa y en un período seco. Por esta razón, un gran porcentaje de las imágenes Landsat fueron descargadas del mes de febrero.

En ese sentido, las *Figuras 3.6 y 3.7* ejemplifican la identificación de las fallas geológicas de las subzonas de estudio propuestas en esta investigación. Mismas que se catalogaron como regionales dada su gran extensión y las cuales fueron inferidas a partir de las reglas empleadas en Ciencias de la Tierra por Sunye *et al.* (2015); Rahiman *et al.* (2008); Guerra (2003 y 1950); y Wise (1982). Así, las *Figuras 3.6 y 3.7* muestra el empleo de plataformas GIS para la visualización e interpretación de las imágenes satelitales, incluido el DEM. En este caso de la *3.6* se empleó la imagen Landsat 8OLI de Morelia, Michoacán. En la *Figura 3.7* se trabajó con modelos 3D como muestra de los beneficios que se pueden explotar del Modelo de Elevación Digital.

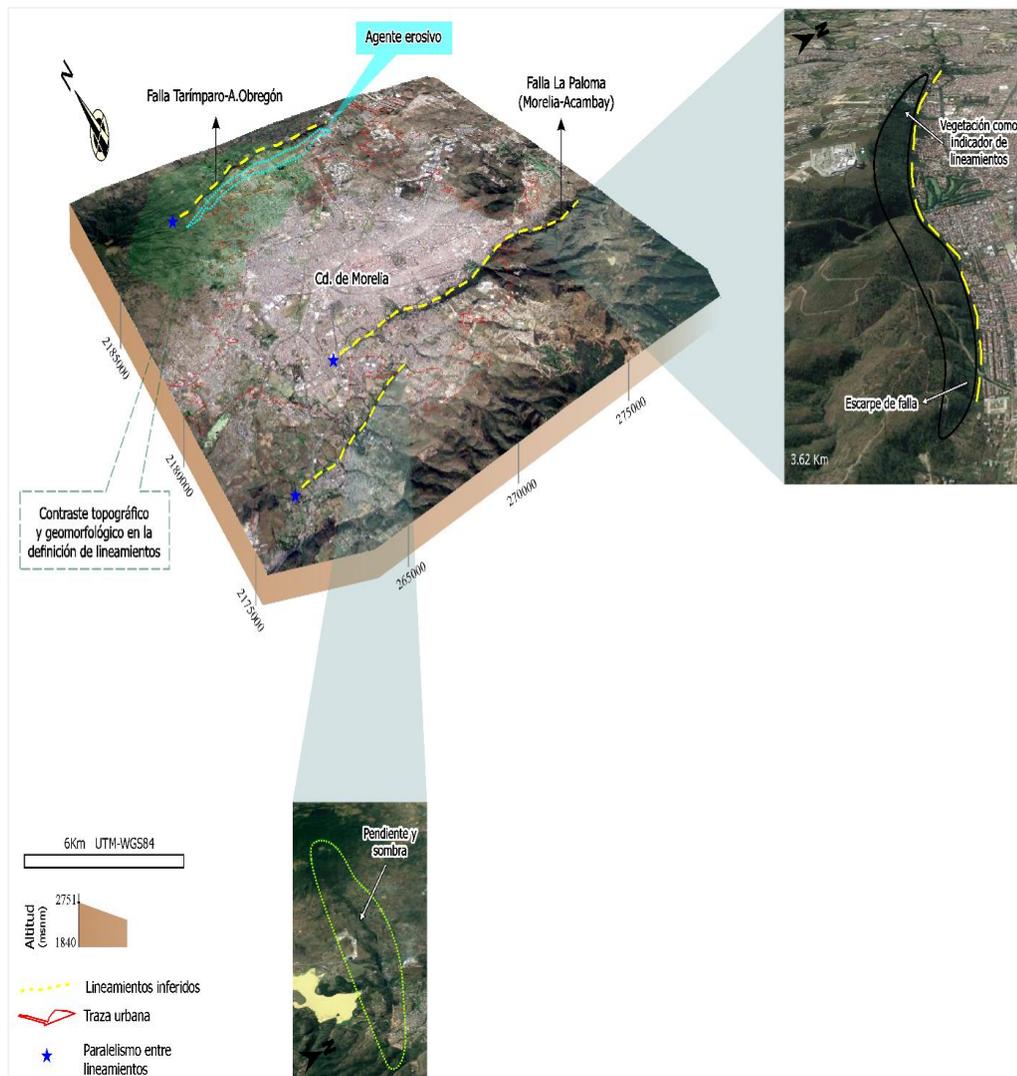


Figura 3.6 Contexto general de los elementos considerados por Sunye et al. (2015); Rahiman et al. (2008); Guerra (2003, 1950); y Wise (1982) para la definición de los lineamientos a partir de la interpretación de imágenes satelitales.

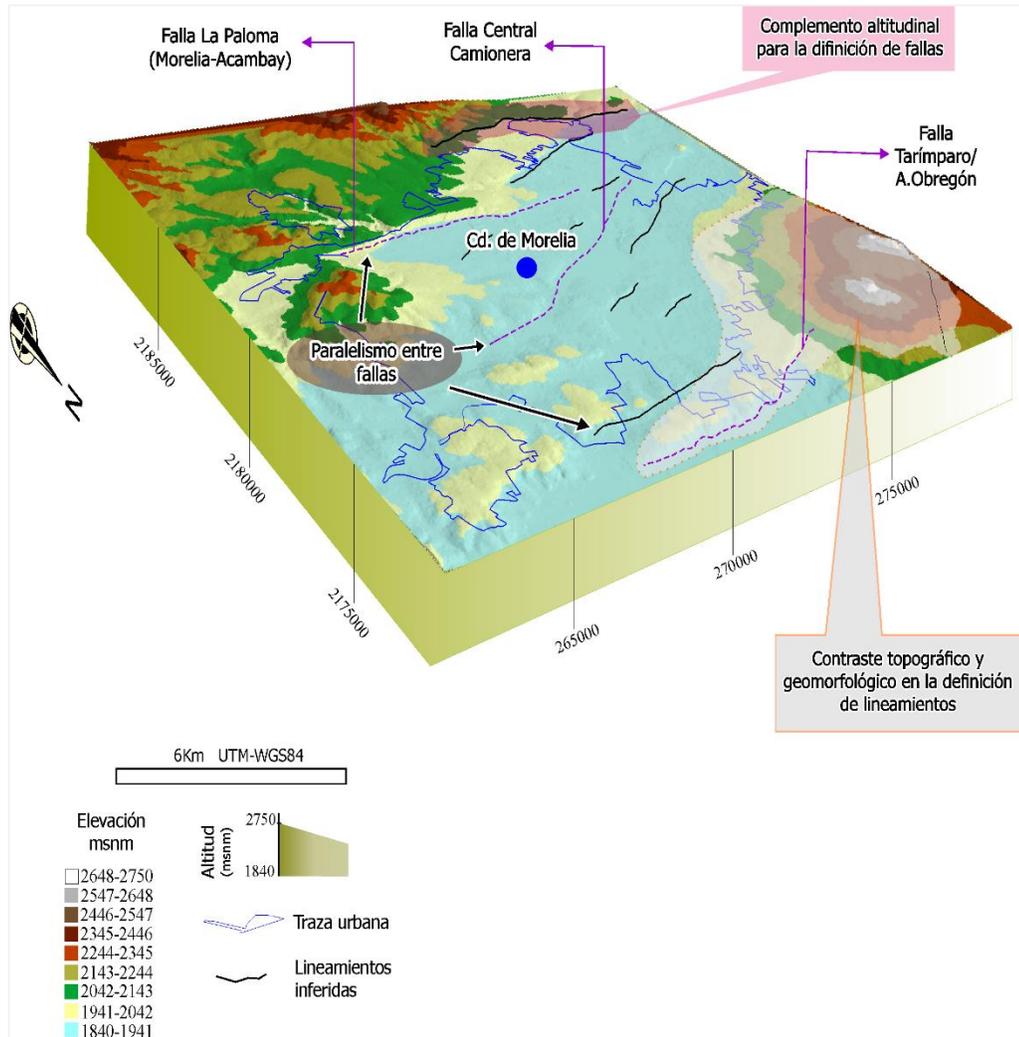


Figura 3.7 Identificación de los lineamientos presentes en los sitios de estudio, asimismo, se muestran algunas de las reglas empleadas por Sunye et al. (2015); Rahiman et al. (2008); Guerra (2003, 1950); y Wise (1982) para la definición de los lineamientos extrapoladas a cuadros con información altitudinal.

3.6.2 Fases de la identificación de los patrones geológico-estructurales

En el intento de sintetizar este apartado metodológico el análisis de los rasgos geológico-estructurales se realizó a partir de cuatro fases descritas a continuación:

- a. Adquisición de lineamientos del shape de fallas y fracturas escala 1:1000000 disponible en INEGI, como base para la definición de dichos rasgos.

Sin embargo, en una fase subsecuente se compararon los datos del INEGI con los obtenidos en esta investigación. En este punto se fueron descartando los lineamientos propuestos por la base de datos gubernamental con los inferidos en el presente trabajo, complementando así la información. Es decir, se seleccionaron los lineamientos que respondían a las características físicas sobre formatos digitales de las fallas geológicas regionales y se descartaron aquellas que no, siguiendo las reglas propuestas por Sunye *et al.* (2015); Rahiman *et al.* (2008); Guerra (2003, 1950); Wise (1982).

- b. Análisis bibliográfico.

Esta parte fue fundamental para la definición de los lineamientos, debido a que fungieron como un antecedente importante en el reconocimiento digital de las principales fallas geológicas de los sitios de estudio. Adicionalmente, en este apartado se validó el reconocimiento de los rasgos geológico-estructurales propuestos por diferentes autores y al mismo tiempo se complementó la información con los resultados obtenidos en esta investigación. En ese sentido, algunos de los autores que se consideraron en este apartado fueron Suárez *et al.* (2018); Cabral (2017); López (2017); Carreón *et al.* (2016); Castellazzi *et al.* (2016); Hernández *et al.* (2015); Ochoa *et al.* (2015); Garduño *et al.* (2014); Pacheco *et al.* (2013a y 2013 b); Cigna *et al.* (2012); Huizar *et al.* (2011); Romero *et al.* (2010); Rodríguez y Lira (2008); Pacheco y Arzate (2007); Ávila y Garduño (2006); Aguirre *et al.* (2005); Carreón *et al.* (2005); Arroyo *et al.* (2004); Garduño *et al.* (2001a y 2001b).

- c. Análisis de la cartografía geológica-minera.

A partir de las cartas geológico-mineras de las subzonas de estudio, así como de la consulta de plataformas web relacionados con datos SIG de algunos sitios como Aguascalientes

(SOPEA, 2007); la información se consultó, verificó y se complementó con los datos obtenidos en el presente trabajo. Respecto a las cartas geológicas, éstas fueron revisadas tanto a escala regional como local, 1:250000 y 1:500000 respectivamente. A su vez, la información fue comparada con los registros proporcionados por el INEGI, cuyo resultado versó en una diferencia significativa de la cantidad y ubicación de los lineamientos. Bajo este escenario, se pudo notar que existe un contraste en los datos proporcionados por instancias gubernamentales. De ahí la importancia de verificar con minuciosidad los antecedentes geológico estructurales y la implementación de nuevas tecnologías para la precisión de la información.

d. Definición de fallas a partir de imágenes digitales.

De las cuatro fases mencionadas, las imágenes digitales referentes al Modelo de Elevación Digital y las imágenes Landsat de las zonas corregidas radiométrica y atmosféricamente, fueron la pauta en la interpretación de lineamientos de gran extensión. En virtud de esto, los lineamientos regionales se mapearon bajo un entorno GIS en pantalla y a ojo humano adaptando las reglas de la interpretación geológica propuestas en las metodologías de Sunye *et al.* (2015); Rahiman *et al.* (2008); Guerra (2003, 1950); y Wise (1982) a las imágenes raster de los sitios de estudio. Debido a que estas reglas se consideran universales en la exploración geológica moderna (Colwell, 1952). A su vez, la definición de los lineamientos fue realizado en función del principio de Hobbs (1904), al indicar que un lineamiento es una característica lineal mapeable, simple o compuesta de la superficie y que tiene un sentido esencialmente geomorfológico.

Es necesario indicar que en las imágenes Landsat más recientes los lineamientos de carácter regional se observan con mayor definición por la gran área que abarcan. Considerando este hecho, se buscaron patrones, formas y texturas que dieran indicios de lineamientos. Los cuales se identificaron mediante la aplicación de colores para crear un relieve sombreado sobre las imágenes altitudinales, eligiendo un efecto de sombra sencillo, y/o haciendo modelos en 3D. Tal como Rahiman *et al.* (2008) lo propuso, al digitalizar fallas geológicas en función de las herramientas de sombreado de relieve y efecto de sombras en escenas raster. Por otra parte, los resultados fueron comparados simultáneamente con la cartografía geológica minera, shapes a escala nacional y regional de las fallas, los registros literarios, el

efecto de tonalidad y color de la escena Landsat, así como la consulta de GIS a partir de Google Earth Pro.

En ese sentido, la *Figura 3.8* muestra la identificación de los rasgos geológico-estructurales a partir de la metodología propuesta y adaptada esta investigación, de Sunye *et al.* (2015), para el estudio de la falla San Mateo como evidencia de fallamiento activo en el graben de Acambay, Estado de México. Puesto que, gracias a un enfoque geomorfológico derivado del análisis de escarpes abruptos en la topografía, los lineamientos pueden visualizarse a través de Google Earth. Por lo que, los resultados de la interpretación de lineamientos mediante el empleo de herramientas digitales, fueron compilados a partir de mapas que en etapas posteriores se mencionan.

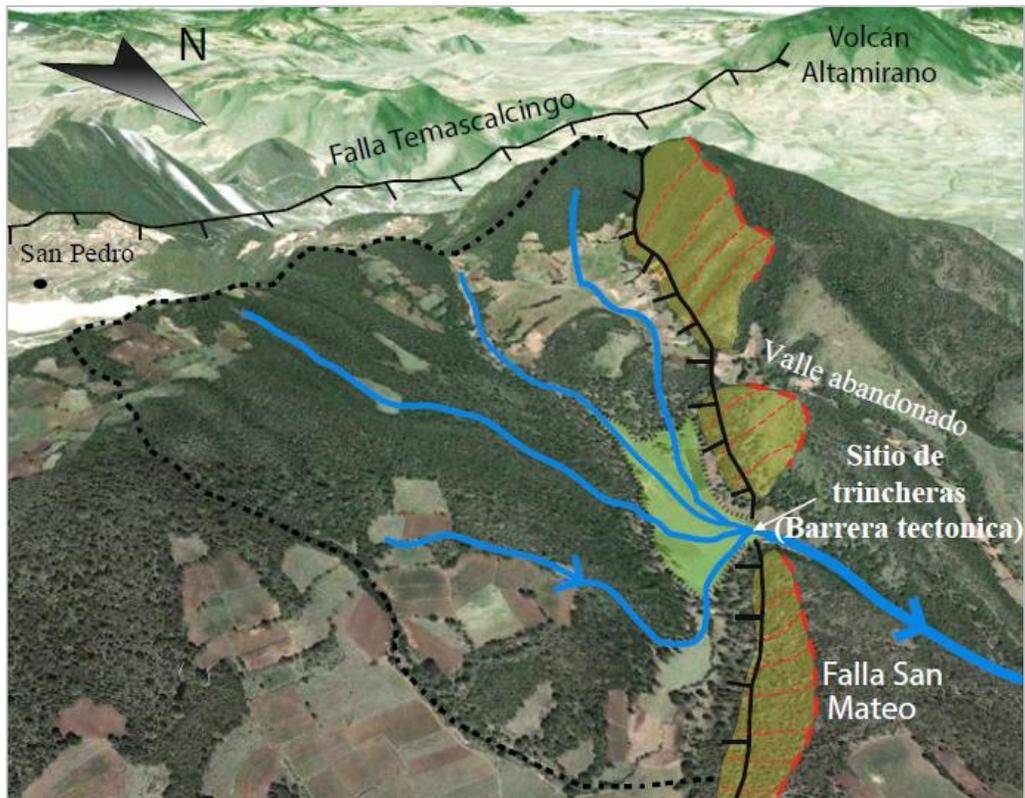


Figura 3.8 Identificación de la falla San Mateo y del campo de la Lechuguilla (tomada de Google Earth). La falla San Mateo es representada con una línea negra, las facetas triangulares en rojo y la red de drenaje en azul. Modificada de Sunye et al. (2015).

Por otra parte, la interpretación de imágenes digitales es normalmente utilizada en estudios geológicos según Galvez y Gutiérrez (2005). Puesto que, las escenas Landsat proveen una visión sinóptica de las condiciones geológicas regionales sobre los 100 kilómetros cuadrados. Tal es el caso de los lineamientos, dado que se extienden a través de largas distancias y se pueden interpretar como sistemas de fallas regionales.

La experiencia de diferentes investigadores (Iranpanah, 1977), así como la adquirida en esta investigación respecto a la aplicación de escenas raster ha demostrado que las imágenes multiespectrales permiten un reconocimiento rápido y económico de lineamientos. Bajo este contexto, el color en las imágenes al igual que nuestros ojos, los sensores pueden captar diferentes intensidades de energía reflejada en distintas bandas. Pero todos los colores pueden obtenerse a partir de los colores primarios: rojo, verde y azul. Por tanto, para la composición de una imagen se utilizan los tres colores para cada una de las bandas (RGB). En otras palabras, existe una mejoría visual de las imágenes al crear escenas en falso color o RGB (Red, Green, Blue por su traducción al inglés), que consisten en la combinación de tres bandas de información para formar una imagen en color. De ahí que la banda 5 de las Landsat ETM+ y 8OLI/TIRS es excelente para mapeos geológicos y geográficos.

Por lo que, dadas las fortalezas que ofrecen especialmente las imágenes Landsat 8OLI, el análisis multiespectral de los lineamientos se realizaron visualmente (Cameron, 2013). Además, se generaron imágenes de color verdadero: banda 1 (azul), banda 2 (verde), banda 3 (rojo) para todas las escenas con el fin de analizar el área antes de generar imágenes de color falso. Por otra parte, las imágenes de falso color se generaron mediante el empleo de las bandas 7, 4, 1 y las bandas 6, 5, 4. Así, con la aplicación de estas bandas (color falso), los lineamientos de las subzonas de estudio propuestas en esta investigación fueron fáciles de observar. Por lo que, en términos generales las imágenes en color falso de las bandas 6-5-4 y 7-4-1 (R, G, B) brindaron la capacidad de distinguir claramente las estructuras geomorfológicas asociadas a escarpes de fallas y/o lineamientos. La *Figura 3.9* muestra un ejemplo de la composición de las bandas empleadas en esta investigación para la identificación de lineamientos regionales de las zonas propuestas.

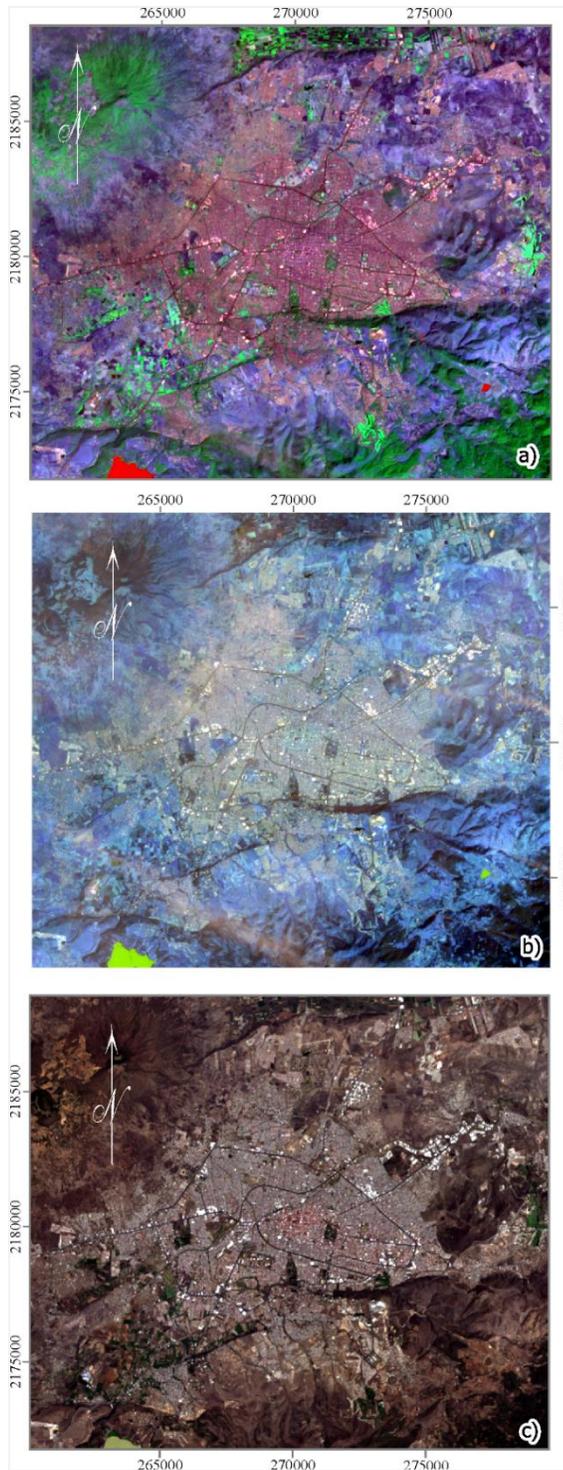


Figura 3.9 Composición de una imagen en falso color a partir de la combinación de bandas del cuadro Landsat 8OLI. El ejemplo tomado corresponde a Morelia, Michoacán. La escena muestra la combinación de las bandas 654 (a) y 741 (b) correspondientes a imágenes en falso color. Mientras el inciso c) únicamente a la banda 8 también llamada multiespectral. Estos filtros fueron empleados para la definición de las fallas geológicas de los sitios de estudio propuestos en esta investigación.

3.6.3 Representación de las direcciones preferenciales de lineamientos

A partir de la colección de fallas digitalizadas en los valles propuestos: Querétaro, Celaya, Aguascalientes y Morelia, el paso subsecuente consistió en la elaboración de un Diagrama Roseta que representa las direcciones preferenciales de cada lineamiento. Esta confección se realizó a partir de las siguientes etapas:

- a) En primer lugar, se obtuvieron las coordenadas en X y Y (X_1Y_1, X_2Y_2) de cada lineamiento en sistema métrico UTM.
- b) A partir de las coordenadas definidas, se obtuvo el rumbo y azimut de cada falla en función de la diferencia en metros de X_1Y_1 y X_2Y_2 .

En términos prácticos, el rumbo se define como el ángulo horizontal que una línea forma con el Norte. Su valor está comprendido entre 0° y 90° y se mide a partir del Norte o desde el Sur, hacia el Este o hacia el Oeste (Zamarripa, 2016. *Figura 3.10*).

Por su parte, el azimut se mide desde el N, cuya lectura adquiere valores de entre 0° a 360° , respeta el sentido de las manecillas del reloj y puede ser una proyección simétrica del rumbo. Bajo este entendido, el rumbo para esta investigación se obtuvo mediante la siguiente fórmula matemática que involucra obtener los deltas en el eje X y Y:

$$\begin{aligned}\Delta Y &= Y_2 - Y_1 \\ \Delta X &= X_2 - X_1\end{aligned}\tag{3.1}$$

- c) Posteriormente se obtuvo la razón trigonométrica de un ángulo a partir de la identificación del cateto opuesto (C.O), cateto adyacente (C.A) e hipotenusa h . Para este fin, se identifica la tangente del ángulo, es decir (*Figura 3.11*):

$$\text{Tan } \alpha = \frac{C.O}{C.A}\tag{3.2}$$

d) Se calculó el ángulo a partir de la tangente inversa de la diferencia entre el C.O y C.A:

$$\alpha = \text{Tan}^{-1}\left(\frac{C.O}{C.A}\right) \quad (3.3)$$

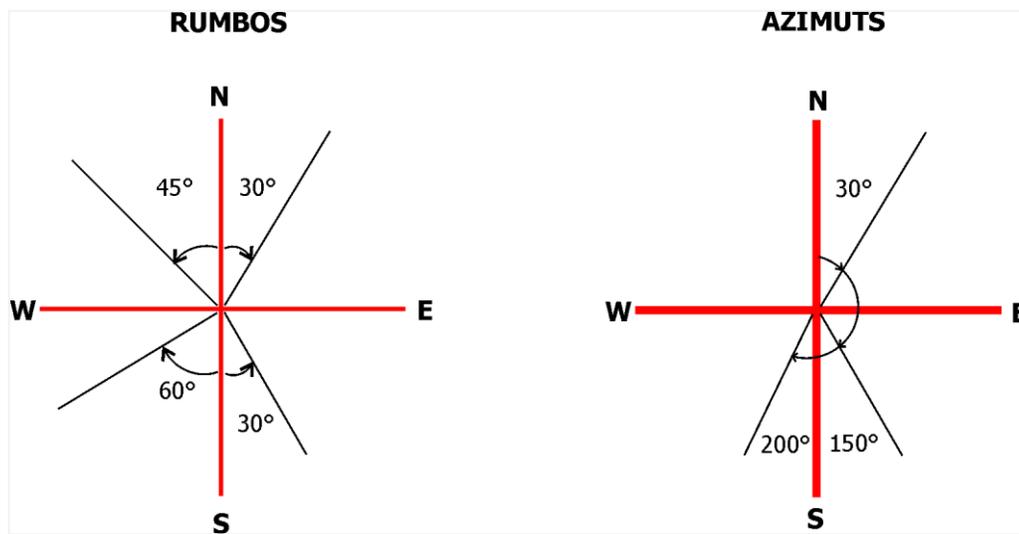


Figura 3.10 Representación del sentido del ángulo para el cálculo de rumbos y azimuts. El valor de rumbo está comprendido entre 0° y 90° a partir del Norte o desde el Sur, hacia el Este o hacia el Oeste. El azimut se lee desde el N, cuyos valores se acotan entre 0 a 360°, respecto al sentido de las manecillas del reloj.

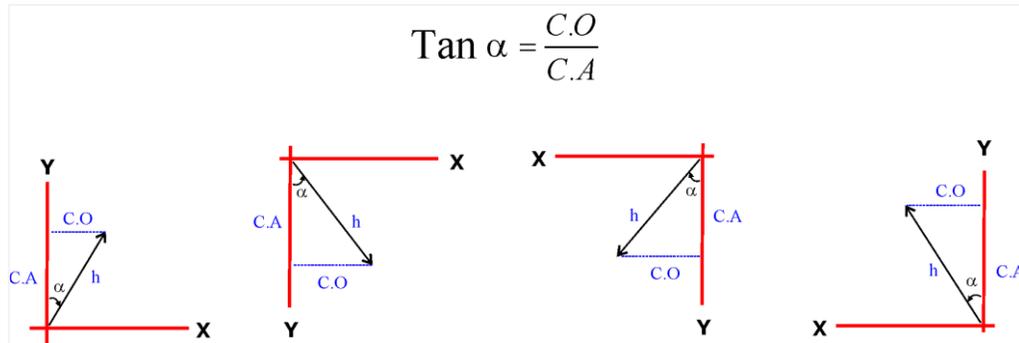


Figura 3.11 Ubicación de la tangente del ángulo (α), a partir la posición del rumbo y del conocimiento del cateto opuesto (C.O),cateto adyacente (C.A) e hipotenusa.

- e) Se obtuvo el azimut a partir del rumbo (el dato de rumbo permanece en equivalencia con el azimut:

$$\varphi = \alpha + 180^\circ \quad (3.4)$$

- f) Se definieron las distancias euclidianas de cada falla mediante la raíz cuadrada de la suma de la diferencia de X y Y elevados al cuadrado, esto es:

$$D = \sqrt{(\Delta Y^2) + (\Delta X^2)} \quad (3.5)$$

- g) Tomando como referente el caso del Valle de Querétaro, para la confección del diagrama Roseta se realizó una agrupación de los rumbos o azimuts (según sea el caso) por categorías mediante la definición de intervalos a cada diez grados hasta el ángulo 90. Es decir, el primer intervalo acotado fue de 0-10°, el segundo de 10°-20°, el tercer intervalo de 20°-30°, así sucesivamente hasta llegar al último intervalo de 80°-90°, teniendo un total de nueve categorías. Seguido de categorizar las lecturas de rumbos en los intervalos correspondientes, se notó que la categoría que mayor frecuencia tuvo fue la número 7, es decir, la correspondiente al intervalo de 60° a 70° teniendo un total de 19 datos de 55 fallas mapeadas en el Valle de Querétaro. A continuación, se graficaron las aberturas del diagrama a partir de una regla de tres, redondeando el resultado de 19 a 20 datos. Por otra parte, como las categorías de ángulos se establecieron hasta 90°, se hizo la relación de 20 datos es igual a 90°. De tal forma

que la *Tabla 3.3* muestra el resultado del resto de los datos. En ese sentido, la regla de tres se formuló de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} 90^\circ &\leftrightarrow 20 \\ ??^\circ &\leftrightarrow \text{Frecuencia} \end{aligned} \tag{3.6}$$

Sin embargo, se puntualiza que las categorizaciones necesarias para la confección de un diagrama Roseta, sufrirán variaciones de acuerdo al número de lineamientos digitalizados en cada subzona de estudio y los grados correspondientes a las direcciones de los lineamientos.

Tabla 3.3 Datos para graficar las aberturas del diagrama Roseta. Se muestran los resultados obtenidos del intervalo, la frecuencia y el ángulo de apertura de los pétalos de la roseta correspondiente al Valle de Querétaro. El último dato mencionado es el protagónico para esta fase metodológica.

Intervalo	% del ángulo de apertura	Frecuencia
	90	20
1	18	4
2	22.5	5
3	4.5	1
4 y 5	0	0
6	9	2
7	85.5	19
8	76.5	17
9	31.5	7

Finalmente, en la *Tabla 3.3* puede notarse que el intervalo siete que va de 60° a 70° tuvo el mayor porcentaje de abertura para las barras del diagrama roseta con un 85.5%, mientras que el segundo porcentaje más representativo fue de 76.5%. Finalmente, en la *Figura 3.12* se muestra el ploteo de la roseta confeccionada.

Cabe destacar que la confección de la rosa se hizo manualmente mediante el empleo de una red polar y, digitalmente a partir del paquete *Stereonet* y *VisibleGeology* una aplicación de *Stereonet* disponible en línea. Al realizar una comparación de los resultados, sin cambios más que de formato, el resultado ploteado fue el mismo tanto en la red polar como en *Stereonet*. Sin embargo, para fines prácticos se eligió la rosa diseñada manualmente a partir de la red polar por ser la tradicionalmente utilizada en geología estructural.

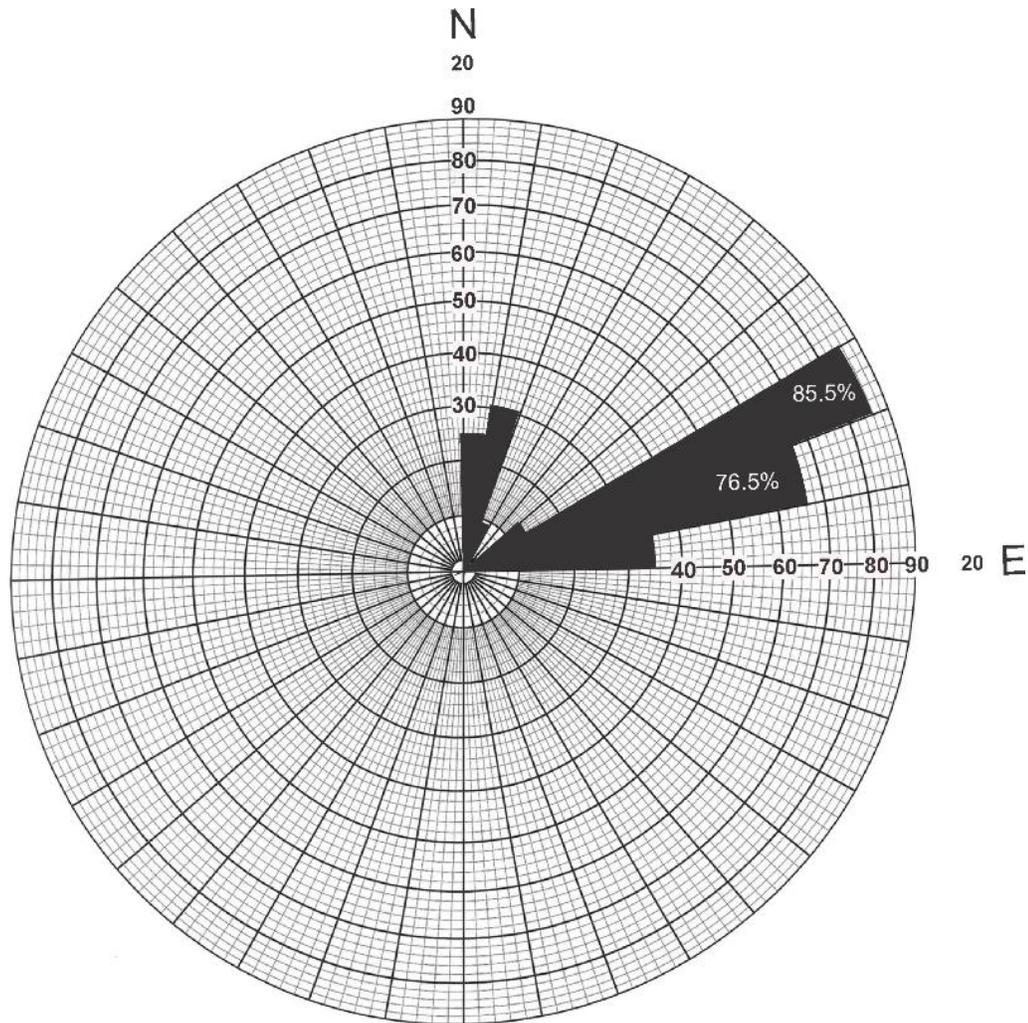


Figura 3.12 Representación de direcciones preferenciales de las fallas inferidas en el Valle de Querétaro mediante el empleo de la red polar. Es posible observar que la tendencia de dirección es hacia el NE, evidenciada a partir de los intervalos con mayor porcentaje correspondiente al 85.5% y 76.5% cuyos rangos de ángulos van de 50° a 70°.

3.7 Perspectivas de la Geoestadística

Desde 1965 la geoestadística constituye una técnica matemática desarrollada por Matheron (1965) para el análisis sistemático de fenómenos. Al emplearse preferencialmente en la evaluación de recursos naturales, especialmente en la prospección minera e industria del petróleo (Llanos y Gárfias, 2008). Sin embargo, científicos de diferentes disciplinas han visto el mérito de la Geoestadística y su tecnología en sus propios campos, extendiéndose hacia la geología, meteorología, hidrología, ciencias del suelo, agricultura, salud pública, ciencias ambientales, teledetección (Mazzella y Mazzella, 2013).

De ahí que, la principal característica de la Geoestadística es que, permite la estimación de procesos desarrollados espacialmente en los que el valor de una variable varía de un punto a otro con una cierta apariencia de continuidad (Deutsch y Journel, 1998). Así, apoyado del variograma que es la principal herramienta de la Geoestadística y con el que queda formalizado este concepto, se cuantifica la continuidad espacial de atributos medibles distribuidos en un área o volumen (O'Sullivan y Unwin 2010; Şen, 2009; Kitanidis 1997) y la variabilidad de las variables regionalizadas (Hanke *et al.*, 2018).

Bajo este contexto, las características de los rasgos geológico-estructurales tales como las fallas, al ser producto de diversos factores desencadenantes como la deformación de materiales, sismicidad, tectónica de placas o actividad humana. Sus interacciones con estos procesos son tan complejas que su variación parece ser aleatoria (Oliver y Webster, 2014). No obstante, esta complejidad y comprensión incompleta de los procesos se han convertido en una solución determinista o matemática para cuantificar su variación (Oliver y Webster, 2014) y, en la actualidad es aplicable a cualquier campo de estudio.

De acuerdo con Gómez et al. (2017), el enfoque geoestadístico, a través del estudio de las estructuras de los variogramas, proporcionan información sobre el despliegue espacial de rasgos geológico-estructurales. En ese sentido, este apartado busca inferir las direcciones preferenciales de las fallas geológicas presentes en los diferentes sitios de estudio, a partir del análisis y posterior modelado geoestadístico. Con el fin de comparar los resultados obtenidos de los diagramas rosetas mencionados en el apartado anterior. Por lo que, el análisis geoestadístico se realizó sobre la variable de rumbo.

Como ya se adelantó el variograma $\gamma(h)$ es la herramienta fundamental de la Geoestadística que permite representar cuantitativamente un fenómeno regionalizado en el espacio. En términos del variograma, si se consideran las variables regionalizadas X y Y , $X = Z(x)$ y $Y = Z(x + h)$ referidas a un mismo atributo correspondientes a diferentes posiciones en espacio de dos dimensiones, siendo x una de las posiciones de coordenadas (x_i, y_i) y h un vector de distancia que separa ambos puntos, el nivel de dependencia entre ambas variables regionalizadas X y Y puede representarse mediante la siguiente expresión:

$$\hat{2\gamma}(h) = \frac{1}{N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i + h)]^2 \quad (3.7)$$

donde $(2\hat{\gamma})$ es el variograma estimado, $N(h)$ es el número de pares de valores medidos, $z(x_i)$ y $z(x_i + h)$ son los valores de observación de la variable regionalizada correspondientes a los puntos x_i y $x_i + h$, con $i = 1, \dots, n$, separados por el vector h .

Sin embargo, muchos autores definen el variograma de manera distinta a como se hace en la ecuación (7), considerándolo como comúnmente se conoce, semivariograma. En la práctica, los puntos principales para calcular el semivariograma experimental son a partir de los datos existentes y se utiliza la función semivariograma mediante la expresión (8). No obstante, el concepto de variograma se manejará como sinónimo de semivariograma, ya que de acuerdo con la literatura ambos nombres son correctos (Bachmaier y Backes, 2008):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N} \sum_{h_{ij}=h} (\phi_i - \phi_j)^2 \quad (3.8)$$

donde h es el número de desplazamientos N es el número de comparaciones pareadas en el vector de retardo h [al incrementar h en los pasos (lags), obtenemos un conjunto ordenado de valores], ϕ_i y ϕ_j son los valores de observación de la variable regionalizada, separados por el vector de retardo h .

La 3.13(a) representa un semivariograma experimental que tiene valores crecientes de h y continúa incrementándose hasta estabilizarse en torno a cierto nivel. El incremento del variograma denota el *rango* de la influencia de la muestra sobre los puntos cada vez más distantes, constatándose que las diferencias $\phi_i - \phi_j$ aumentan a medida que la distancia h que los separa es mayor.

Esto contrasta con el hecho de que las observaciones espacialmente más próximas tienen un comportamiento más semejante entre sí que las separadas a mayores distancias, y de hecho, cuando el variograma alcanza un límite o *meseta* (sill), significa que existe una distancia conocida como alcance, a partir de la cual $\phi_i - \phi_j$ no están correlacionadas, no existiendo dependencia espacial entre las muestras porque la varianza de la diferencia entre pares de muestras se vuelve constante con la distancia (Llanos y Gárfias, 2008). Finalmente, otra de las características importantes de un variograma es su comportamiento en el origen, que está relacionado con la continuidad y regularidad espacial de la variable, pudiendo distinguir un valor discontinuo en el origen (*Figura 3.13-b.*) llamado *Efecto Pepita* o Nugget por su traducción al inglés (Isaaks y Srivastava, 1989).

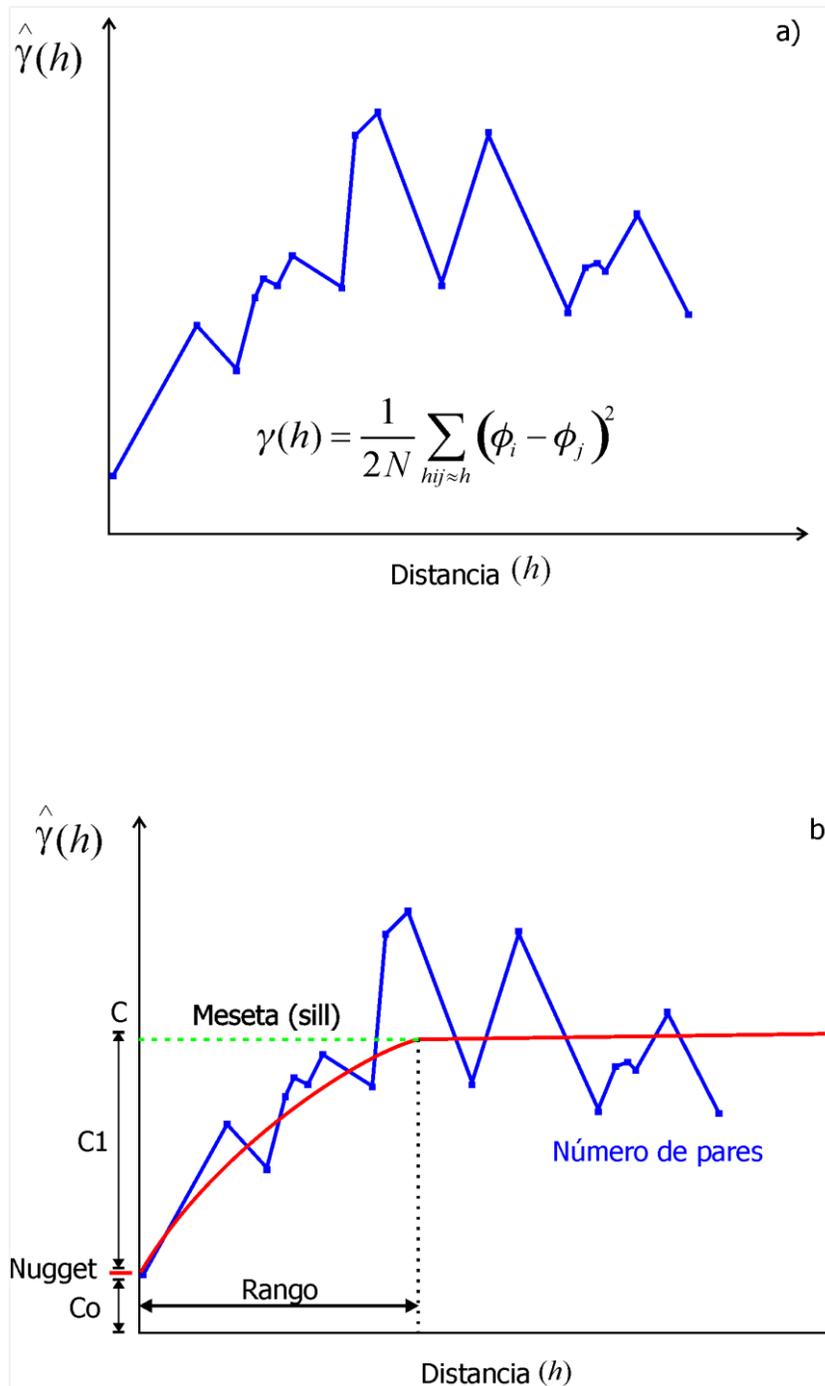


Figura 3.13 Elementos que constituyen la ejecución de un semivariograma. Donde **a)** es el variograma experimental y, **b)** el variograma teórico con los elementos que lo caracterizan, Co = efecto Nugget, $C+Co$ = meseta, Rango.

3.7.1 Construcción del variograma

Para trazar el semivariograma experimental de las direcciones preferenciales de las fallas geológicas mapeadas en los sitios de estudio se ejecutaron los siguientes pasos. Antes, es necesario mencionar que el cálculo del variograma de Valle de Querétaro se tomó como ejemplo para describir este apartado metodológico, a partir de su elaboración en una hoja de cálculo y posteriormente, los resultados se rectificaron con el variograma automatizado mediante el empleo de paquetes geoestadísticos.

En ese sentido, el primer paso que se siguió fue ordenar los datos de las fallas geológicas con su respectiva actitud estructural, es decir, dirección de rumbo leída en grados. Así, la información de entrada correspondió al número de lineamientos, su posición geográfica referida geoespacialmente mediante las coordenadas en X y Y del sistema Universal Transversal de Mercator (UTM) con unidad de medida en metros y, el rumbo de cada falla. La *Tabla 3.4* muestra los datos de partida para la confección del variograma experimental.

En adición a lo anterior, se menciona en el Valle de Querétaro, por ejemplo, se mapearon 55 fallas totales, de las cuales nueve forman una familia de fallas al ser consideradas como principales en el sitio de estudio. De tal forma, que para esta zona se hizo un análisis geoestadístico por familia de fallas, totales y principales. Por lo que, la *Tabla 3.4* corresponde únicamente a la segunda familia de fallas, es decir, las totales. Por lo tanto, se tiene un total de 1485 observaciones a partir de los 55 elementos sometidos a estudio. Estas observaciones fueron calculadas mediante la expresión: $n(n-1)/2$, donde n es el número total de datos a estimar (Clark y Harper, 2000; Deutsch y Journel, 1998).

Paralelo a esta información en términos de la construcción del variograma experimental, con la finalidad de ofrecer un mejor entendimiento de este paso metodológico, en el apartado de Anexos (A.2) se muestra un ejemplo simple con datos de porosidad (Saputra y Jakarta, 2008) que complementa la fase teórica del variograma, con dicho ejemplo se visualizan los pasos previos al diagrama del variograma, mismos que siguen la lógica de las tablas que en el siguiente apartado se presentan.

Tabla 3.4 Elementos dominantes para la construcción del variograma experimental. El primer elemento corresponde al número de datos que serán sometidos a análisis geoestadístico. Los elementos dos y tres corresponden a las coordenadas UTM de cada falla y, finalmente se muestra el concentrado del rumbo obtenido por cada falla..

No. Falla	X (m)	Y (m)	Rumbo (°)
1	347149.73	2270196.62	14
2	337757.74	2280927.57	75
3	341578.67	2282052.92	19
4	339320.93	2285171.6	63
5	335488.57	2282436.42	6
6	330726.06	2279293.16	56
7	331572.73	2279081.49	83
8	344005.14	2263239.62	65
9	338996.25	2263757.69	83
10	340133.96	2262646.44	69
11	353725.73	2260564.49	18
12	351689.44	2254090.86	7
13	353445.62	2253364.99	63
14	359248.45	2254418.02	62
15	367235.05	2256124.51	25
16	360300.03	2271335.28	14
17	353230.96	2271144.93	77
18	352586.26	2270195.35	5
19	367004.63	2257011.26	78
20	366229.21	2258002.08	79
21	373609.29	2260650.35	71
22	359237.38	2258373.63	75
23	370307.28	2258004.51	80
24	368211.77	2261179.52	70
25	361972.03	2261702.67	67
26	367493.93	2264662.33	76
27	343339.10	2287728.96	15
28	362385.14	2264530.39	73
29	362335.09	2265134.51	72
30	360656.64	2267645.2	74

Tabla 3.4 Elementos dominantes para la construcción del variograma experimental. El primer elemento corresponde al número de datos que serán sometidos a análisis geoestadístico. Los elementos dos y tres corresponden a las coordenadas UTM de cada falla y, finalmente se muestra el concentrado del rumbo obtenido por cada falla (Continuación).

No. Falla	X (m)	Y (m)	Rumbo (°)
31	356464.35	2268560.01	78
32	360983.01	2271598.84	68
33	368549.58	2274907.19	81
34	355565.32	2281218.29	72
35	352334.80	2285449.22	57
36	360453.48	2286054.58	81
37	373439.10	2289949.77	78
38	360685.32	2288856.24	85
39	359859.68	2289599.01	82
40	355797.00	2291492.71	87
41	350927.49	2289596.81	80
42	352474.24	2290827.46	5
43	347929.42	2287067.68	88
44	371756.65	2290290.64	67
45	371987.65	2290686.17	77
46	360767.04	2277180.92	73
47	365894.37	2258099.84	74
48	363737.60	2261335.29	77
49	358017.82	2261314.72	79
50	358162.82	2262019.15	70
51	351503.92	2264143.16	80
52	346260.29	2266846.96	69
53	360678.10	2263719.64	68
54	351404.27	2262654.35	75
55	351759.34	2261137.52	73

El segundo paso para la construcción del variograma correspondió al cálculo de las distancias euclidianas entre las fallas geológicas (ver *Figura 3.4*) referidas en el espacio a partir de sus coordenadas métricas (UTM).

Con la finalidad de construir una matriz de datos (ver *Tabla 3.5*) con los resultados de la ejecución de la ecuación de la distancia que matemáticamente se escribe como:

$$d = \sqrt{(X_2 - X_1)^2 + (Y_2 - Y_1)^2} \quad (3.9)$$

donde d es la distancia euclidia y, X_1, X_2 y $Y_1 - Y_2$ son las respectivas coordenadas de cada falla geológica. De tal manera que el cálculo de la distancia existente entre la falla 2 y falla 1 (ver datos en la *Tabla 3.5*) queda definida de la siguiente manera:

$$d = \sqrt{(337757.744 - 347149.734)^2 + (2280927.57 - 2270196.62)^2}$$

$$d = 14261m$$

Siendo un proceso iterativo la lógica para la realización de la ecuación de la distancia aplicada para cada par de fallas fue, comparar la falla 1 con la falla 1 (el resultado es cero), falla 2 con 1, 3 Vs 1, 4 Vs 1, 5 Vs 1, ..., 55 Vs 1, y así sucesivamente con el resto de las fallas. En ese sentido, la *Tabla 3.5* concentra el resultado final de las 1485 observaciones obtenidas para las 55 fallas geológicas inferidas en el Valle de Querétaro. Los números marcados en color negro, corresponden a las fallas, los valores encasillados en cuadros grises son los valores en cero que resultan de comparar la distancia entre la misma falla geológica. Los tres puntos suspensivos en color rojo indican que la secuencia de la información continúa.

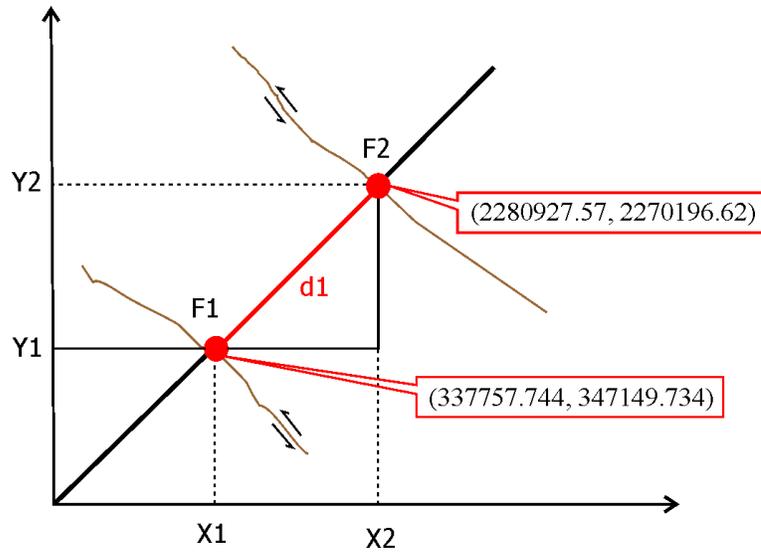


Figura 3.14 Representación de la ubicación entre fallas geológicas a partir de sus coordenadas X y Y en metros.

Tabla 3.5 Resultado de las distancias calculadas entre las fallas geológicas. La concentración y organización de los datos se representa mediante la siguiente matriz.

Falla	1	2	3	4	5	6	7	...	55
1	0								
2	14260.53	0							
3	13099.94	3983.20	0						
4	16897.93	4522.76	3850.14	0					
5	16905.48	2725.03	6102.16	4708.31	0				
6	18774.56	7219.13	11198.01	10412.87	5706.27	0			
7	17932.76	6454.64	10437.83	9855.15	5156.48	872.73	0		
...	
55	10164.44	24242.34	23261.56	27061.98	26802.63	27785.36	27008.99	8034.09	0

Como tercer paso, se ordenaron las distancias de cada falla de forma ascendente, considerando el rumbo y el par (número) de fallas comparadas. La *Tabla 3.6* ejemplifica la disposición de los datos y la forma de ordenarlos una vez obtenidas las distancias. Sin embargo, continuando con el ejemplo, la distancia máxima que se identificó fue de 46760.299 m. Por lo que, la *Tabla 3.6* tiene la opción de leerse de la siguiente forma: el lineamiento número 6 tiene un rumbo de 56° y éste se comparó con la falla 21 cuyo rumbo es de 71° . Por lo tanto, la distancia ente la falla 6 y la falla 21 es de 46760.299 m.

Tabla 3.6 Distancias calculadas por cada par de fallas. Se menciona que el número de pares de observación fue de 1485 para el Valle de Querétaro. Sin embargo, esta tabla ejemplifica la manera de ordenar los datos una vez obtenidas las distancias. El acomodo de las distancias deberá ser del mínimo valor (cero) al valor máximo (46760.299 m), incluyendo el número de falla y su respectivo rumbo. Los tres puntos en color rojo indican que la secuencia de la información continúa. El resalte de las cifras en colores se explicará en los siguientes pasos para la construcción del variograma.

No. Falla	Rumbo (°)	No. Falla	Rumbo (°)	Distancia (m)
1	14	1	14	0
2	75	2	75	0
3	19	3	19	0
4	63	4	63	0
5	6	5	6	0
...
55	73	55	73	0
...
12	7	37	78	41939.351
10	69	44	67	42002.350
7	83	45	77	42047.997
4	63	21	71	42154.276
9	83	44	67	42157.351
7	83	15	25	42412.553
10	69	45	77	42436.825
6	56	44	67	42478.870
5	6	23	80	42535.406
6	56	19	78	42574.853
9	83	45	77	42586.096
6	56	45	77	42805.597
10	69	37	78	43066.285
6	56	15	25	43239.948
7	83	37	78	43254.048
9	83	37	78	43270.494
5	6	21	71	43906.968
6	56	37	78	44022.350
7	83	23	80	44097.673
6	56	23	80	44943.071
7	83	21	71	45899.666
6	56	21	71	46760.299

El paso cuatro consistió en determinar la intervención de los datos. Es decir, que antes de calcular el variograma, se realizó una agrupación de los datos en segmentos de distancia (*offsets* por su traducción y contexto en inglés) para todas las fallas que están fragmentadas por h . Donde h define la distancia de incremento y se encuentra entre la diferencia de los rangos de $h - (\Delta h / 2)$ y $h + (\Delta h / 2)$. Así, Δh queda definida de la siguiente forma:

$$\Delta h = \frac{Max.Offset - Min.Offset}{\#lags - 1} \quad (3.10)$$

donde *Max.Offset* y *Min.Offset* son la distancia máxima y mínima, respectivamente.

Considerando este hecho, Oliver y Webster (1987) manifiestan que, el factor más importante que determina la confiabilidad o exactitud del variograma y sobre el cuál se tiene control es el tamaño de la muestra en la que se basa. En general, cuantos más datos tenga, mayor será la precisión. Es decir, que los intervalos de confianza se reducen a medida que aumenta el número de datos y disminuye el intervalo de muestreo. Por tal razón, el número de *desplazamientos* (*lags* por su traducción y contexto en inglés) empleado para este trabajo fue variado en función de cada sitio de estudio. En el Valle de Querétaro el número de lags propuestos para las fallas totales fue de 30.

Una vez aclarado el punto, el Δh (Ecuación 10) para las distancias entre las fallas mapeadas en el Valle de Querétaro fue el siguiente:

$$Min.Offset = 0m$$

$$Max.Offset = 46760.299m$$

$$\Delta h = \frac{46760.299m - 0m}{30 - 1}$$

$$\Delta h = 1612.424m$$

Posteriormente, se calculó h , $h - (\Delta h / 2)$ y $h + (\Delta h / 2)$ para cada lag de desplazamiento. La *Tabla 3.7* muestra la disposición de la información y la lógica de la tabla, partiendo del Δh calculado igual a 1612.424 m.

Tabla 3.7 Intervención de datos previo al cálculo del variograma. Esta tabla demuestra la disposición de la información partiendo del Δh calculado, donde el resultado fue 1612.424 m. La diferencia de $[(h + (\Delta h / 2)) - (h - (\Delta h / 2))]$ es igual al Δh . Por otra parte, h en el lag dos es igual a Δh ; h para el lag tres es igual a $h + \Delta h$, es decir, $1612.424 + 1612.424 = 3224.848$; h para el cuarto lag es igual a $h + \Delta h$, $3224.848 + 1612.424 = 4837.272$. Este será el procedimiento para calcular la h del resto de los desplazamientos.

# Lag	h	Δh	$h - (\Delta h / 2)$	$h + (\Delta h / 2)$
1	0	0	0	0
2	1612.424		806.212	2418.636
3	3224.848		2418.636	4031.060
4	4837.272		4031.060	5643.484
5	6449.696		5643.484	7255.909
6	8062.121		7255.909	8868.333
7	9674.545		8868.333	10480.757
8	11286.969		10480.757	12093.181
9	12899.393		12093.181	13705.605
10	14511.817		13705.605	15318.029
11	16124.241		15318.029	16930.453
12	17736.665		16930.453	18542.877
13	19349.089		18542.877	20155.301
14	20961.513		20155.301	21767.726
15	22573.938		21767.726	23380.150
16	24186.362	1612.424	23380.150	24992.574
17	25798.786		24992.574	26604.998
18	27411.210		26604.998	28217.422
19	29023.634		28217.422	29829.846
20	30636.058		29829.846	31442.270
21	32248.482		31442.270	33054.694
22	33860.906		33054.694	34667.118
23	35473.330		34667.118	36279.543
24	37085.755		36279.543	37891.967
25	38698.179		37891.967	39504.391
26	40310.603		39504.391	41116.815
27	41923.027		41116.815	42729.239
28	43535.451		42729.239	44341.663
29	45147.875		44341.663	45954.087
30	46760.29928		45954.087	47566.511

A continuación se realizó el cálculo del variograma correspondiente a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas totales mapeadas en el Valle de Querétaro. Este quinto paso se desarrolló a partir de la Ecuación 8. Sin embargo, es necesario mencionar que hasta este punto la variable sometida al proceso geoestadístico, es decir, el rumbo, fue solicitado. Por lo que, los datos que se necesitaron para construir la *Tabla 3.9* fueron el número de lags (30) y h (con valores redondeados a cifras cerradas). A partir de h se establecieron nuevos rangos de distancia necesarios determinar n , es decir, la cantidad de distancias que se encasillarán en este nuevo rango.

Bajo este entendido y tomando como muestra los lags No. 28, 29 y 30, el procedimiento para determinar n fue el siguiente. Se consultó nuevamente *Tabla 3.7* y se determinó la cantidad (n) de elementos que participan en su nuevo rango de distancias. Por ejemplo, el rango de distancias para el lag 28 es de 42729 m y 44342 m. Entonces, analizando la *Tabla 3.6* la cual contiene el concentrado de distancias ordenadas de forma ascendente, fue posible apreciar que existen ocho distancias (señalizadas con color marrón) que se encasillan en dicho rango. Por otra parte, la cantidad de distancias que corresponde al rango de 44342 m y 45954 m perteneciente al lag No. 29, fue de dos (señalizadas en color azul marino). O, el número de distancias que se encasillan en el rango de 45954 m y 47566 m, fue uno (señalizada con color rojo). Revelando así, la habilidad para determinar n en la *Tabla 3.9* y cuyo dato será de gran relevancia para la ejecución de la ecuación del variograma.

Adicionalmente, se resolvió la segunda parte de la Ecuación 8 correspondiente a la suma de la diferencia de “fis” elevadas al cuadrado: $\sum_{h_{ij}=h} (\phi_i - \phi_j)^2$. Así, este bloque metodológico para el análisis geoestadístico de la variable rumbo fue quizás el más crítico. Dado que la dirección preferencial de cada falla tuvo que ser cuidadosamente seleccionada en función de n , h y, el nuevo rango de distancias calculado a partir de h . Considerando el rango de distancias, para efectos de practicidad el primer rango correspondiente al lag 1, se dividará en dos límites: *Lim1* y *Lim 2*. El primer límite se calculó como $Lim1 = h/2$ y, el segundo como $Lim2 = Lim1 + h$. Sin embargo, el rango de distancias 2 perteneciente al lag “2”, el límite 1 conservó el resultado de *Lim2* antes explicado y siguiente límite (*Lim2*) conservó la relación de $Lim2 = Lim1 + h$. Entoces, los límites “1” subsecuentes conservarán el valor de

Lim2, de tal forma que los resultados se presentan en la *Tabla 3.9* donde es posible verificar este dato. Continuando, el rumbo de las direcciones preferenciales de las fallas geológicas mapeadas tanto en el Valle de Querétaro como del resto de los sitios de estudio, ϕ_i y ϕ_j representan los rumbos de cada par de fallas estudiado a determinada distancia (ver *Tabla 3.8*). De tal forma que, considerando como ejemplo el lag No. 28 de la *Tabla 3.7*, el proceso para determinar la segunda parte de la ecuación del variograma fue el siguiente:

$$\begin{aligned}
 &= \sum (\phi_i - \phi_j)^2 \\
 &= (77 - 56)^2 + (78 - 69)^2 + (25 - 56)^2 + (78 - 83)^2 + (78 - 83)^2 + (71 - 6)^2 + (78 - 56)^2 + (80 - 83)^2 \\
 &= 6251
 \end{aligned}$$

Y sustituyendo las condiciones de distancia y de la variable regionalizada (Wackernagel, 2010) en la ecuación del variograma (8), el resultado es quedó definido de la siguiente forma:

$$\begin{aligned}
 \gamma(h) &= \frac{1}{2N} \sum_{h_{ij} \approx h} (\phi_i - \phi_j)^2 \\
 \gamma(h) &= \frac{1}{(2 * 8)} * 6251 \\
 \gamma(h) &= \frac{1}{(16)} * 6251 \\
 \gamma(h) &= 0.0625 * 6251 \\
 \gamma(h) &= 390.6875 \\
 \gamma(h) &= 391
 \end{aligned}$$

De manera que, la *Tabla 3.9* proporciona el balance total de los resultados del cálculo del variograma para los 30 lags propuestos en este apartado. A su vez, los valores de semivarianza calculados para cada distancia (h) se trazan y se obtiene un semivariograma experimental (Çetin *et al.*, 1998). En ese sentido, la *Figura 3.15* representa el variograma de las direcciones preferenciales de las fallas geológicas plegadas en el Valle de Querétaro.

Tabla 3.8. Identificación de la variable rumbo en función del número de falla y distancia respectiva. Se menciona que el número de pares de observación fue de 1485 para el Valle de Querétaro. Sin embargo, esta tabla ejemplifica la forma de identificar los rumbos correspondientes a ϕ_i y ϕ_j de la ecuación del variograma.

No. Falla	ϕ_j (Rumbo °)	No. Falla	ϕ_i (Rumbo °)	Distancia (m)
1	14	1	14	0
2	75	2	75	0
3	19	3	19	0
4	63	4	63	0
5	6	5	6	0
...
55	73	55	73	0
...
12	7	37	78	41939.351
10	69	44	67	42002.350
7	83	45	77	42047.997
4	63	21	71	42154.276
9	83	44	67	42157.351
7	83	15	25	42412.553
10	69	45	77	42436.825
6	56	44	67	42478.870
5	6	23	80	42535.406
6	56	19	78	42574.853
9	83	45	77	42586.096
6	56	45	77	42805.597
10	69	37	78	43066.285
6	56	15	25	43239.948
7	83	37	78	43254.048
9	83	37	78	43270.494
5	6	21	71	43906.968
6	56	37	78	44022.350
7	83	23	80	44097.673
6	56	23	80	44943.071
7	83	21	71	45899.666
6	56	21	71	46760.299

Tabla 3.9 Resultados del semivariograma $\gamma(h)$ calculados para 30 desplazamientos establecidos. Los elementos necesarios para la creación del variograma están conformados por el número de lags, cantidad de distancias (n) que cubren el "Rango de distancias", h ; y el resultado de los rumbos a partir de la segunda parte de la ecuación del variograma.

# Lag	n	$\sum(\phi_i - \phi_j)^2$	h	Rango de distancias		$\gamma(h)$
				$Lim1$	$Lim2$	
1	56	0	0	0	0	0
2	24	29459	1612.424	806.212	2418.636	614
3	34	30571	3224.848	2419.000	4031.424	450
4	45	44430	4837.272	4031.000	5643.424	494
5	58	52860	6449.696	5643.424	7255.848	456
6	74	90004	8062.121	7255.848	8868.272	608
7	85	110923	9674.545	8868.272	10480.696	652
8	64	55836	11286.969	10480.696	12093.121	436
9	61	56917	12899.393	12093.121	13705.545	467
10	70	129225	14511.817	13705.545	15317.969	923
11	82	93793	16124.241	15317.969	16930.393	572
12	84	116419	17736.665	16930.393	18542.817	693
13	66	109799	19349.089	18542.817	20155.241	832
14	74	98842	20961.513	20155.241	21767.665	668
15	70	97844	22573.938	21767.665	23380.089	699
16	61	65949	24186.362	23380.089	24992.513	541
17	60	66049	25798.786	24992.513	26604.938	550
18	76	92958	27411.210	26604.938	28217.362	612
19	66	88769	29023.634	28217.362	29829.786	672
20	69	84498	30636.058	29829.786	31442.210	612
21	55	51484	32248.482	31442.210	33054.634	468
22	60	79183	33860.906	33054.634	34667.058	660
23	39	48225	35473.330	34667.058	36279.482	618
24	42	77665	37085.755	36279.482	37891.906	925
25	18	30912	38698.179	37891.906	39504.330	859
26	12	15273	40310.603	39504.330	41116.755	636
27	23	25555	41923.027	41116.755	42729.179	556
28	8	6251	43535.451	42729.179	44341.603	391
29	2	720	45147.875	44341.603	45954.027	180
30	1	225	46760.299	45954.027	47566.451	113

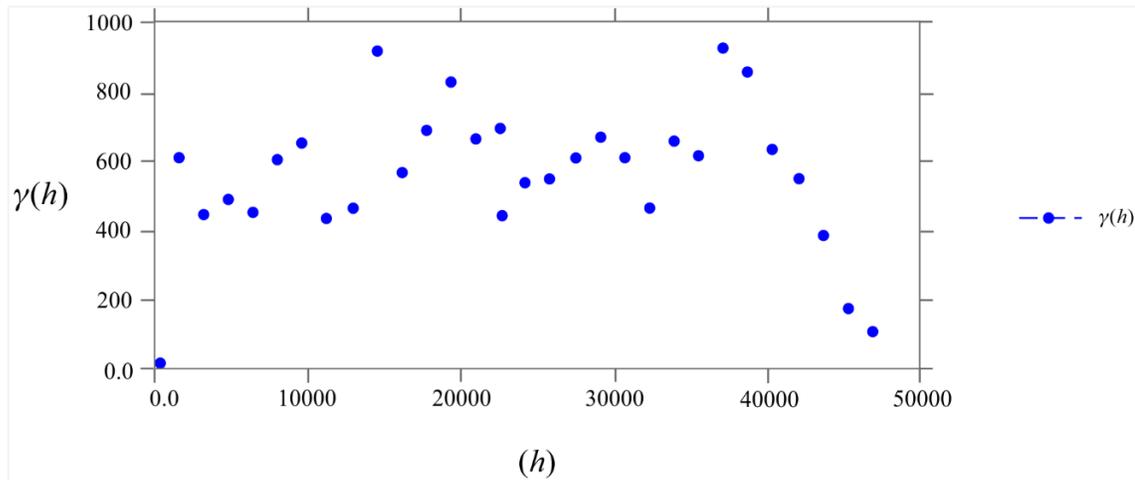


Figura 3.15 Variograma experimental de las direcciones preferenciales de las principales fallas geológicas mapeadas en el Valle de Querétaro. Se aprecia que, entre mayor número de datos, mayor es correlación espacial de los puntos. Esto indica que las fallas tienen un comportamiento con aparente continuidad en el espacio.

3.7.2 Modelamiento del variograma experimental

Una vez confeccionado el semivariograma experimental, es recomendable modelarlo mediante funciones matemáticas válidas. Sin embargo, resulta atinado mencionar que este paso con la práctica constante permitió comprender los procesos aleatorios en los que se basa la Geoestadística. Debido a que el ajuste en la mayoría de los casos es mediante procesos iterativos (Oliver y Webster, 2014), hasta obtener un modelo de ajuste válido.

Así, este paso metodológico (quizás el más controvertido de la Geoestadística) consistió en ajustar una curva o superficie suave a los valores experimentales. Seleccionando la curva que mejor describa las características principales de la secuencia mientras ignora la fluctuación errática de punto a punto (Pebesma y Wesseling, 1998). De hecho, apelando al comentario de Oliver y Webster (2014), algunos practicantes todavía ajustan los modelos a ojo. Pannatier (1995), sin embargo, combinó el ajuste visual con la evaluación estadística en el programa Variowin. Por lo que, a partir de estas premisas el enfoque que se adoptó en esta investigación se conjunta con lo propuesto por Oliver y Webster (2014), y Pannatier (1995).

En ese sentido, los variogramas experimentales se ajustaron a partir de tres funciones populares empleadas en la teoría Geoestadística (Lark y Webster, 2006): la Exponencial, la Gaussiana y Esférica a partir de las ecuaciones siguientes (*Figura 3.16*):

$$\text{Modelo Exponencial: } \hat{\gamma}(h) = C_o + C_1 [1 - \exp(-h/a)] \quad (3.11)$$

$$\text{Modelo Gaussiano: } \hat{\gamma}(h) = \begin{cases} C_o + C_1 \left[\frac{3}{2} \left(\frac{h}{a} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] \\ C_o + C_1 \end{cases} \quad (3.12)$$

$$\text{Modelo Esférico: } \hat{\gamma}(h) = C_o + C_1 \left[1 - e^{(-3h^2/a^2)} \right] \quad (3.13)$$

Sin embargo, los principios matemáticos de los modelos de ajuste se encuentran ampliamente definidos en la bibliografía y están disponibles en la mayoría de los programas geoestadísticos. En síntesis, el procedimiento que se siguió en esta etapa fue la siguiente: 1) se graficó el variograma experimental a partir de los valores calculados en una hoja de cálculo correspondientes a la distancia máxima y mínima, número de lags y vector de desplazamiento o retardo, 2) se realizó el ajuste de los parámetros del variograma, es decir, la meseta (sill por su traducción al inglés), nugget (C_o) y rango con el objeto de elegir el modelo que pareciera tener la forma correcta y que se enlazara lo más posible con los puntos graficados, 3) se evaluó el modelo de ajuste en función del valor de la *Bondad de Ajuste Cressie* que el paquete JeoStat ofrece.

Este índice de validación del modelo, se consideró como resultado preliminar, 4) los resultados observados y calculados tanto del variograma experimental como del modelo de ajuste, fueron sometieron a una validación a partir de una serie de índices estadísticos, 5) por último, se seleccionó la curva de ajuste que tuviera un mejor comportamiento respecto a los puntos del variograma, tomando en cuenta los resultados de los criterios estadísticos empleados para validar cada modelo de ajuste.

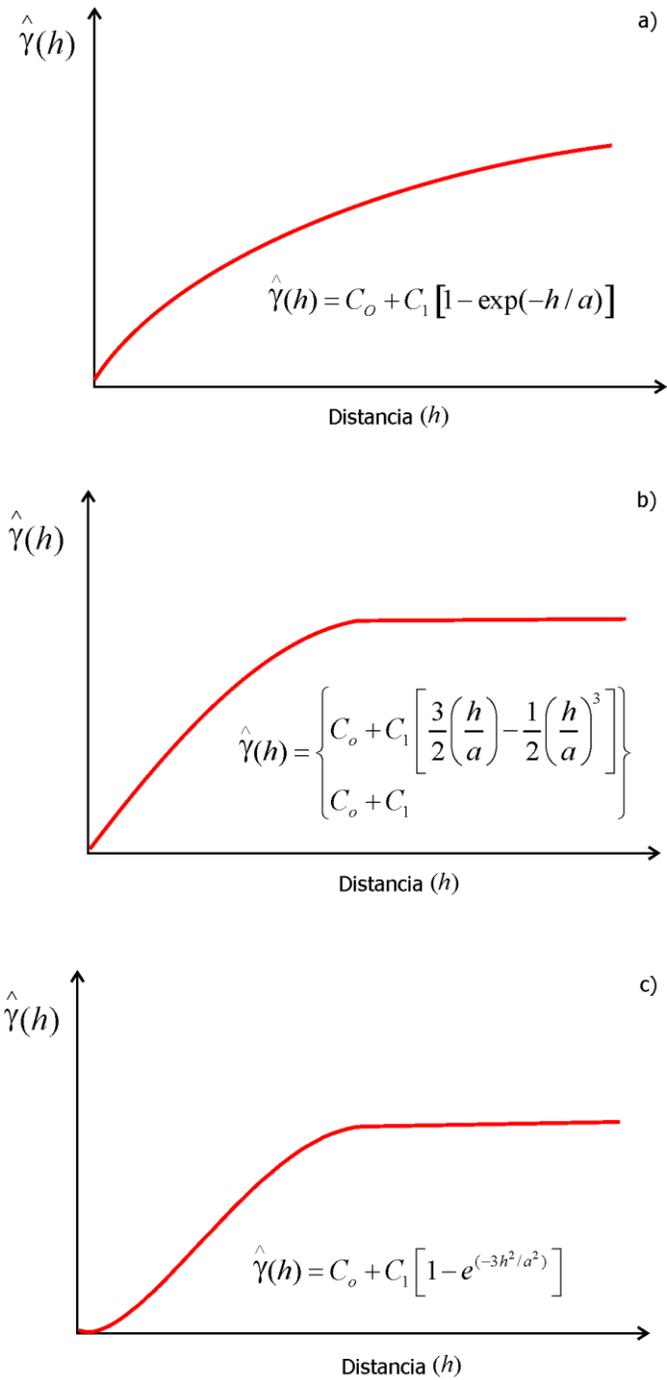


Figura 3.16 Ejemplos de variogramas de ajuste por la ejecución de un semivariograma, Se exponen los modelos de semivariograma de ajuste de uso común **a.** Modelo Exponencial., **b.** Modelo Gaussiano., y **c.** Modelo Esférico. Donde C_o : efecto nugget, C_1 : sill o meseta, h : desplazamiento y a : rango.

3.7.3 Análisis del rendimiento de los modelos de ajuste

En este apartado se compararon los resultados de los valores calculados y simulados obtenidos tanto del variograma experimental (valores calculados u observados) como del modelo de ajuste (valores simulados) de las direcciones preferenciales de las fallas geológicas ploteadas en los diferentes sitios de estudio. A partir de criterios estadísticos también conocidos como índices, utilizados en la evaluación cuantitativa del desempeño de los patrones de ajuste (Loague y Green, 1991).

Así, para evaluar la confiabilidad del desempeño del modelado de las curvas de ajuste, los cinco criterios estadísticos que se emplearon fueron los siguientes: Error Cuadrático Medio (RMSE) (Kashaigili *et al.*, 2003; Ting *et al.*, 1998; Bobba, 1993), Coeficiente de Determinación (CD), Coeficiente de Eficiencia de modelado (EF), Error Máximo (ME) (Ting *et al.*, 1998; Luckey *et al.*, 1986; Konikow, 1977), y el Coeficiente de Masa Residual (CRM). Cuya expresión matemática está ampliamente definida principalmente en por Homae *et al.* (1999) y Yager (1987).

En ese sentido, el valor máximo para EF es uno, mientras que EF y CRM pueden ser negativos y el límite inferior para ME, RMSE y CRM es cero. A su vez, el coeficiente de determinación (CD) proporciona la relación entre la dispersión de la serie simulada y observada. El valor óptimo de CD es 1, sin embargo sus rangos van de 0 a $+\infty$ (Vázquez y Feyen, 2003). El valor de eficiencia de modelado (EF) contrasta los valores estimados con los valores promedio observados. Un valor de EF negativo especifica que el valor medio de las direcciones preferenciales de los lineamientos medidos habría sido una mejor predicción que el modelo.

Por otra parte, un valor de error máximo grande (ME) denota el peor escenario de implementación del caso del modelo, mientras que un valor de error cuadrático medio (RMSE) grande indica cuán considerables las estimaciones sobreestiman o subestiman las mediciones. El valor del coeficiente de masa residual (CRM) es un grado de predisposición del modelo a sobrevalorar o infravalorar la medición, en la que un CRM negativo muestra una tendencia a sobreestimar (Gárfias *et al.*, 2018; Rajani *et al.*, 2008; Vázquez y Feyen, 2003; Homae, 1999). No obstante, si todos los valores medidos y simulados logrados por la

calibración son iguales, los índices estadísticos suponen valores de $ME = 0$, $RMSE = 0$, $CD = 1$, $EF = 1$, $CRM = 0$. Sin embargo, esto supondría la perfección en todos los modelos.

En adición a los cinco índices de validación, se empleó un sexto criterio estadístico. Este es proporcionado por el paquete geoestadístico JeoStar, llamado "bondad de ajuste de Cressie" (*Cressie goodness-of-fit* por su traducción al inglés). Por ser una de las técnicas de mayor empleo para la validación variográfica. Ya que acepta un modelo de ajuste dando mayor certidumbre si los valores de Cressie están cercanos a cero (0). Considerando este hecho, el proceso interno que el paquete proporciona se resume a un *valor observado y estimado* para cada ubicación de datos (i). Así, el valor estimado puede compararse con el valor observado (Mateu, 2015; Çetin y Kirda, 2003). Partiendo de este entendido, la evaluación del desempeño de los modelos de ajuste, se realizó mediante el empleo de los valores previamente mencionados.

En general, en esta fase metodológica se espera que una vez que se obtenga un nivel de ajuste satisfactorio entre las direcciones preferenciales de los lineamientos pronosticadas y observadas mediante un método de prueba y error (Delottier *et al.* 2017; Mylopoulos *et al.* 2007; Harou y Lund, 2008; Schoups *et al.* 2006); las simulaciones logradas sean adecuadamente confiables para fungir como guía en la inferencia de fenómenos asociados a dicha dirección preferencial.

Por lo que la expresión matemática de los cinco criterios estadísticos mencionados quedan definidos de la siguiente manera:

$$ME = \text{Max} |P_i - O_i|_{i=1}^n \quad (3.14)$$

Valor óptimo= 0.0

$$RMSE = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n} \right]^{1/2} \quad (3.15)$$

Valor óptimo= 0.0

$$CD = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O})^2} \quad (3.16)$$

Valor óptimo= 1.0

$$0.0 < CD \leq +\infty$$

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (3.17)$$

Valor óptimo= 1.0

$$-\infty < EF \leq 1.0$$

$$CRM = \frac{\sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n P_i}{\sum_{i=1}^n O_i} \quad (3.18)$$

Valor óptimo= 0.0

donde P_i es el valor simulado (predicho), O_i son los valores observados (medidos), \bar{O} es la media de las observaciones, y n es el número de ejemplares. El valor óptimo de CD y EF están definidos por Vázquez y Feyen (2003). El resto por Rajani *et al.* (2008), y Homae (1999).

3.7.4 Automatización del variograma

En términos prácticos, Cuador (2000) señala que la cantidad de cálculos que implica el uso de métodos geoestadísticos hace imprescindible la utilización de medios automatizados para su práctica y desarrollo. Debido a la basta información de fondo que el variograma requiere para su cálculo. De tal manera que, en la esfera internacional existen programas informáticos profesionales que aplican estas técnicas modernas a los problemas de estimación de fenómenos naturales en el campo de la Ciencias de la Tierra, cuya implementación se ha extrapolado al campo de las Ciencias Naturales, Biológicas, Químicas, Ambientales, etc.

Por tal razón, en esta investigación se emplearon diferentes programas geoestadísticos: RockWorks 15, Surfer 14, VarioWin 2.21, sGeMS beta, JeoStat y GS+ para el cálculo de variogramas experimentales y modelos de ajuste. Sin embargo, antes de probar cualquier paquete se calcularon variogramas prueba elaborados manualmente sobre una hoja de cálculo Excel con datos de ejercicios resueltos (ejemplo: Pyrcz, 2018; Matt, 2017; Saputra y Jakarta, 2008) y, con datos originales de esta investigación. Con la finalidad de comprender los fundamentos teóricos de la ecuación del semivariograma y obtener los datos de entrada que requiere cualquier paquete geoestadístico, haciendo énfasis sobre la distancia máxima, distancia mínima, vector de desplazamiento (Δh) y número de lags.

Oliver y Webster (1987) consideran que, el factor más importante que determina la confiabilidad o exactitud del variograma y sobre el cual se tiene control, es el tamaño de la muestra en la que se basa. En general, cuantos más datos tenga, mayor será la precisión. Es decir, que los intervalos de confianza se reducen a medida que aumenta el número de datos y disminuye el intervalo de muestreo. Por tal razón, el número de lags empleado para este trabajo fue variado en función de los sitios de estudio. Por ejemplo, para el caso de las fallas totales del Valle de Querétaro el número de lags considerado fue de 30, mientras que para las fallas principales, fue de 20. Considerando además que el número de muestras a modelar correspondió al número de fallas totales para los valles de Celaya, Aguascalientes y Morelia, y cuya variable sometida a análisis fue su rumbo medido en grados.

Así, programando la Ecuación (8) se calculó el variograma experimental a partir de datos a partir de los resultados obtenidos en Excel, mismos que se corroboraron con los de los diferentes paquetes, especialmente la posición de los puntos del variograma experimental, el número de pares, la forma de la curva de los modelos de ajuste. Puesto que el resultado depende de la forma precisa en que apliquemos el programa y las decisiones tomadas.

Paralelamente, una de las ventajas del empleo de este tipo de herramientas es el acceso libre que se tiene a ellas. Tal es el caso de JeoStat, GS+ (con una prueba demo de nueve días) y sGeMS. Ya que tienden a ser softwares de reciente creación, explotables en cualquier campo de estudio, de fácil manejo y acceso gratuito. Disponibles para estudiantes, investigadores, consultores y corporaciones de cualquier tamaño.

Así, los datos principales para el cálculo del variograma de forma sistematizada corresponden a las coordenadas X y Y en sistema métrico (UMT) de las fallas geológicas mapeadas y la variable a estudiar, que para el caso de este trabajo fue la dirección preferencial de cada falla. Por lo que, la forma más habitual de ingresar los datos de entrada a los diferentes paquetes propuestos, es mediante la conversión de archivos Excel a archivos de texto ASCII que pueden crearse desde cualquier editor de textos.

Sin embargo, es importante estar familiarizado con este formato y asegurarse de que los archivos de datos sean compatibles o los programas no podrán leerlos. Por lo tanto, de acuerdo con Englund y Sparks (1991) la jerarquía a seguir para la importación de datos fue la siguiente:

- *Línea 1: Título.* Es la línea de un título descriptivo que puede contener hasta 80 caracteres.
- *Línea 2: Número de variables.* Esta línea les dice a los programas cuántas variables hay en el archivo de datos almacenados en filas y columnas. Donde cada columna contiene una variable y cada fila representa una ubicación, tiempo, etc., de una muestra diferente.
- *Línea 3: Nombre de las variables y unidades de medida (opcional).* Las líneas que siguen al número de variables deben contener los nombres y las unidades de medida para cada variable (una línea por variable).
- *Línea 4: Matriz de datos.* Aquí es donde se almacenan los datos, las columnas representan variables y las filas representan muestras. Los datos pueden estar en "formato libre", lo que significa que, en una línea dada en el archivo los valores de las variables deben estar separados por al menos un espacio, o una única coma. Así, la *Tabla 2.10* representa gráficamente el orden y formato de la información de entrada que los programas geoestadísticos solicitan.

No obstante, debido a que después de varias pruebas se observó que los puntos mostraron una distribución altamente sesgada, esto se tradujo a problemas en el cálculo de los variogramas. Por esta razón, los datos sufrieron una transformación logarítmica (\log_{10}) con la finalidad de estabilizar las cifras y que los datos siguieran una distribución normal (Gringarten y Deutch, 1999). Ya que de acuerdo a Ortiz y Gil (2014), la función logarítmica es una transformación estrictamente creciente por lo que efectivamente el modelo transformado es equivalente al modelo original. Haciendo esta conversión de la información

se garantiza una interpretación adecuada de los coeficientes de ajuste de los modelos variográficos siempre que se tenga el debido cuidado de las transformaciones requeridas.

Tabla 3.10 Ejemplo de datos de entrada en formato de texto que los paquetes geoestadísticos solicitan.

Direcciones de fallas		
3		
Coord X m		
Coord Y m		
Rumbo		
2280	890	4
1240	1210	1,5
1651	129	5,7
2169	1230	2,9
...

(renglón en blanco obligatorio en todo archivo de datos)

Por su parte, con la finalidad de complementar la estructura de los variogramas elaborados para todos los sitios de estudio, se realizaron elipse de rumbo de las direcciones preferenciales de las fallas geológicas mapeadas. Este elemento se construyó a partir el eje mayor y menor que el variograma reportó en función de su configuración en dos dimensiones. Por lo que, el proceso se realizó de forma automatizada gracias al módulo *Geostatistical Wizard* integrado en ArcMap 10.5. Convirtiendo los datos de entrada a *shape file* tipo puntos, de manera que las coordenadas X y Y métricas y, las variables de rumbo sufrieron esta transformación.

3.8 Implicaciones de la subsidencia en presencia de fallas geológicas

De acuerdo con Arroyo (2016), el desarrollo de nuevas técnicas de percepción remota, como lo son las técnicas de Interferometría Radar de Apertura Sintética (InSAR), hacen de la interferometría una herramienta destacada en la estimación de movimientos milimétricos de la superficie terrestre, principalmente porque permite analizar grandes extensiones de superficie.

En ese sentido, la técnica InSAR ha tenido aplicaciones de monitoreo principalmente en zonas de deformación de la superficie causada por terremotos, volcanes, glaciares y extracción de fluidos (Yan *et al.*, 2012; Sarychikhina *et al.*, 2011; Calderhead *et al.*, 2010; Hanssen, 2003; Mora *et al.*, 2001). Demostrando que la interferometría es una excelente herramienta para el análisis de la magnitud y la variabilidad espacial del proceso de consolidación del terreno (Galloway *et al.*, 2011; Hung *et al.*, 2010; López, 2009; Ávila, 2008; Cabral *et al.*, 2008; Farina *et al.*, 2007).

En México, de acuerdo a datos publicados en el 2008 por Farina *et al.* (2008), la mayoría de las áreas urbanas ubicadas en los sectores Central y Norte del Cinturón Volcánico Mexicano (MVB) durante las últimas dos décadas se registraron hundimientos diferenciales del suelo. En algunos lugares las velocidades de desplazamiento alcanzaron tasas de hasta 6-7 cm/año. De esta manera, luego de hacer en una revisión bibliográfica referente a casos de subsidencia en el sector centro del territorio mexicano se notó que los análisis de este fenómeno más significativos han sido realizados por Farina *et al.* (2008) en el periodo de 2003 al 2006, Catellazzi *et al.*, (2016a) del 2007 al 2011, Castellazzi *et al.* (2016b) entre los años 2011 al 2014, Chaussard *et al.* (2014) del 2007 al 2011.

En ese sentido, a razón de hacer un contraste de los resultados obtenidos en este trabajo, se hizo una superposición de datos, es decir que se comparó la información de las fallas geológicas con datos de hundimiento del terreno pertenecientes a Gárfias *et al.* (2018) y Castellazzi *et al.* (2016b). Para el caso de Morelia, Celaya y Aguascalientes, la serie de tiempo que se empleó fue la InSAR del 2007 al 2011. Debido a que es la serie con valores de desplazamiento vertical anual promediados del suelo más críticos, que van de -1 a -60

mm/año. Para el Valle de Querétaro los datos de análisis corresponden a imágenes ENVISAT procesadas por la técnica InSAR de la serie del año 2003 al 2007.

Así, el papel de la geología en esta etapa también fue de gran importancia debido a que existen casos registrados como el caso del Valle de San Joaquín en los Estados Unidos (Galloway *et al.*, 2016), donde los patrones espaciales de hundimiento de la tierra se limitan notablemente a valles y cuencas rellenadas de sedimentos cuaternarios aluviales y lacustres (Farina *et al.*, 2008). Por otra parte, se puso mayor énfasis en las direcciones preferenciales de los lineamientos mapeados en los sitios de estudio debido a que la combinación de la consolidación de terrenos blandos debido a la extracción de agua subterránea (por ejemplo) con la presencia de sistemas regionales de fallas se ha abordado como los factores de control de la distribución espacial de los movimientos del suelo (Carreón *et al.*, 2005).

CAPÍTULO 4

Análisis de resultados

4.1 Introducción

En este apartado se presentan los resultados obtenidos a partir de las fases metodológicas desarrolladas en esta investigación, cuyo entorno está basado esencialmente en: a) la presentación de las subzonas de estudio, b) la adquisición y manejo de información digital, c) representación de las direcciones preferenciales de lineamientos, d) el análisis geoestadístico para el estudio de las direcciones preferenciales de lineamientos, y e) la comparación de valores de velocidad de subsidencia (mm/año) de los sitios de estudio, y su relación con los resultados derivados en este documento.

Bajo este esquema, en el primer apartado metodológico se realizó la presentación de los cuatro sitios de estudio que configuran esta investigación, es decir, Querétaro, Morelia, Aguascalientes y Celaya. Cuya importancia de análisis radica en que son los acuíferos más importantes emplazados sobre dos provincias fisiográficas, la Faja Volcánica Transmexicana y la Mesa Central. En este sentido, el segmento central de la FVTM y el segmento sur de la Mesa Central se encuentran orientados de Este a Oeste. Hecho que ha favorecido para la formación de estructuras volcánicas, así como fallas normales debido a un extenso régimen de fuerzas tensionales. Resultando en la formación de cuencas y fosas propensas a

acumulación de depósitos compresibles y, por tanto, con mayor probabilidad de hundimiento del terreno (García *et al.*, 2000; Singh y Pardo, 1993).

En cuanto a la segunda fase de esta investigación, la información de fondo se dividió en dos tipos de datos: el primero de ellos hizo referencia a bibliografía descriptiva de las subzonas de estudio, como principio contextual para el entendimiento de la dinámica de procesos relacionados con sistemas de fallas regionales e implicaciones en el hundimiento del terreno asociado a múltiples factores, llámese naturales o por inducción antropogénica.

La vía directa para este propósito fue a partir de las investigaciones realizadas por Pacheco *et al.* (2012, 2006); Pacheco (2007); Pacheco y Arzate (2007); Carreón *et al.* (2006, 2005); Alaniz y Nieto (2005); Alaniz *et al.* (2002, 2001); Nieto *et al.* (1992). Que fungieron como antecedente científico para la evaluación de datos, vinculada a las características de los procesos geológicos-estructurales. De este modo, el conocimiento de las propiedades de los sitios de estudio y los resultados de trabajos previos fueron el punto de partida de esta investigación.

Por otra parte, los productos del segundo grupo de datos consistieron en el tratamiento y ajuste de las zonas de estudio, cuyo tratamiento de la información fue dirigido hacia la búsqueda de evidencias que permitieran inferir sistemas de fallas geológicas de carácter regional. En tal sentido, se hizo énfasis sobre el arreglo de las capas de información relativas a los Modelos de Elevación Digital y escenas de percepción remota.

La tercera etapa consistió en la visualización de los rumbos generales de planos tectónicos (fallas geológicas) a partir del diagrama Roseta, con la finalidad de observar el comportamiento estructural de los lineamientos mapeados en los acuíferos de estudio. De este modo, la penúltima fase metodológica consistió en la ejecución de un análisis geoestadístico sobre los lineamientos inferidos. A fin de comprender el alcance de las direcciones preferenciales de las fallas geológicas sobre un plano matemático.

Por otra parte, el empleo de variogramas y el posterior ajuste mediante modelos, así como la aplicación de criterios estadísticos para la validación de resultados, fungieron como elementos destacables en el cumplimiento de este objetivo. La última fase consistió en la

comparación de resultados tanto del colapso del terreno tomados de Gárfias *et al.* (2018) y Castellazzi *et al.* (2016), así como de los obtenidos en cada etapa metodológica de este trabajo. En términos de reconocer la implicación del fenómeno de subsidencia con las direcciones preferenciales de los lineamientos ubicados en Celaya, Morelia, Aguascalientes y Querétaro, así como el entendimiento de los factores que actúan como puente desencadenante de procesos geológico-estructurales.

4.2 Colección, definición y ajuste de escenas altitudinales SRTM

Con la finalidad de tener un fundamento altitudinal de las zonas de estudio, se ejecutó la descarga de 24 DEM's productos SRTM a 30 m de resolución espacial, información obtenida del geoportal Earth Explorer (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). Por efectos de temporalidad y constante actualización del geoportal, la temporalidad de adquisición de esos productos fue la más reciente, es decir, del año 2014. Así, en la *Figura 4.1* se pueden observar que los 24 modelos incluyen a los principales centros poblaciones del centro de la República Mexicana, incluidos los sitios de estudio de este trabajo.

Por otra parte, con el fin de tener un mayor alcance en la visibilidad sobre la zona de estudio, se combinaron y fusionaron las imágenes matriciales a partir de un mosaico de DEMs. Sin embargo, la *Figura 3.5* del tercer capítulo no contiene un tratamiento de fondo, debido a que, el objetivo de este paso fue ilustrar la parte altitudinal del centro de la República Mexicana, puesto que en ella se emplaza la zona de estudio de esta investigación.

Bajo ese contexto, por ser un modelo simbólico de estructura numérica y digital, el DEM es una representación susceptible a errores en su arreglo matricial, llamados vacíos o *voids* de información (Quintero y Valencia, 2017). Que en la mayoría de los casos son producidos por las tomas aéreas, aumento de sombras, pérdida de escalas de referencia o temas relacionados con el sensor utilizado.

De manera que, todos estos huecos de información y valores *no-data* se deben subsanar para que el procesamiento de datos posteriores no presente discontinuidades espaciales, producto de errores originados por la estructura numérica de datos. Por tal motivo, es recomendable ejecutar el arreglo de vacíos presentes en el DEM (*Figura 4.1*) dentro de un entorno GIS.

En este sentido, el procedimiento se realizó a partir de la Calculadora Raster integrada en el paquete ArcGis 10.5 mediante la digitación de sentencias lógicas, tomando como referencia valores digitales de píxeles que componen una imagen matricial. No obstante, de los resultados obtenidos vale la pena mencionar que la presencia de estos vacíos representa un nivel de alteración limitado, ya que en una etapa metodológica subsecuente estos errores no influyeron de manera directa en la inferencia de los rasgos geológicos-estructurales, debido a que los sitios de estudio no están emplazados sobre los espacios vacíos del DEM. Sin embargo, esto no significa que el proceso de corrección de vacíos carezca de relevancia, en vista de que es un arreglo necesario para el trabajo con imágenes que se definan en cualquier tipo de análisis espacial, independientemente de la superficie de estudio (Quintero y Valencia, 2017).

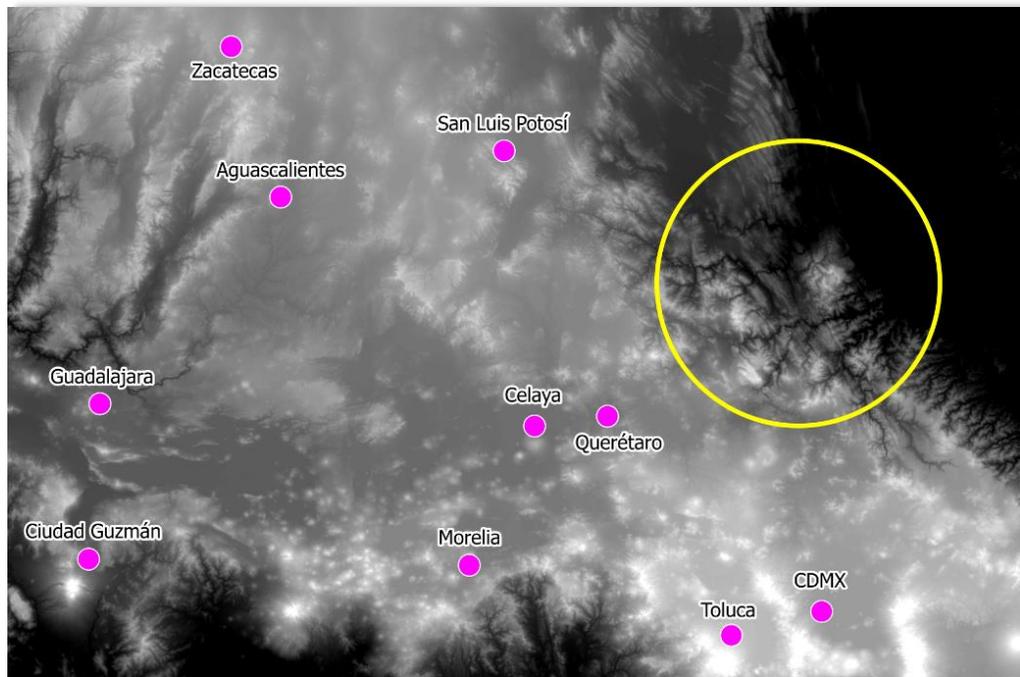


Figura 4.1 Localización de los principales centros urbanos sobre el Modelo de Elevación Digital corregido mediante sentencias lógicas “Con” e “IsNull”, con el objeto de subsanar los vacíos enmarcados por el círculo amarillo.

4.3 Comparación temporal de las escenas satelitales

El proceso de búsqueda y selección de las escenas satelitales en Earth Explorer se realizó en función de los siguientes criterios: a) temporalidad de adquisición, b) porcentaje de nubosidad y c) estado de la vegetación. Alusivo a esto, se consideró al segundo mes del año como candidato idóneo para el análisis espacial, por representar un lapso de tiempo donde las condiciones meteorológicas son favorables en términos de porcentaje de nubosidad. Asimismo, porque el estado de la vegetación se mantiene en equilibrio estacional. En el mismo sentido, debido a que el invierno es persistente en febrero, favoreciendo el contenido de humedad necesaria para el crecimiento de cubierta vegetal, sin haber una variación significativa en las subzonas de estudio.

Pese a estas características, y de acuerdo a un primer análisis visual, se observó que algunos cuadros no cumplían con los criterios establecidos, a pesar de corresponder al mes de febrero. Por ejemplo, la imagen de la región de Jalisco capturada por el sensor MSS el 8 de febrero de 1983, tiene una densidad de nubes tipo cirrus que cubren la escena en un 90%. De manera que, esta imagen no fue apta para su análisis y tuvo que ser descartada.

En tanto, el mayor porcentaje de descarga de las escenas satelitales fue de los primeros cinco meses de año. Un rasgo adicional que se observó, en la disponibilidad temporal de las imágenes, es que son escasas para todas las subzonas de estudio, haciendo mayor énfasis sobre las del sensor MSS. La imagen de mayor antigüedad fue del año 1980 correspondiente al territorio jalisciense. Sin embargo, esta imagen mostraba alteraciones probablemente resultado del movimiento del satélite o del mecanismo de captación de los sensores, tras lo cual también tuvo que ser descartada.

En este sentido, los elementos que tuvieron mayor influencia en la precisión y alcance de los resultados de este apartado correspondieron a la componente atmosférica, presente específicamente a la presencia de nubosidad. Por otra parte, la calidad de las imágenes fue otro factor determinante, puesto que en varios de los cuadros visualizados la presencia de errores fue persistente debido a la captura de los raster desde el sensor en uso. Respecto a las resoluciones de las escenas, ésta se verificó a partir de los metadatos incluidos en los paquetes de las imágenes descargadas, por lo que es necesario mencionar que la resolución

espacial de todas las imágenes Landsat es de 30 x 30 m. Sin embargo, las imágenes Landsat 8OLI y ETM+ ofrecen una banda pancromática (banda 8 para ambos casos) de 15 m de resolución, volviendo más fina la calidad de los raster.

Adicionalmente, se identificó que entre más antiguas sean las escenas MSS, menor disponibilidad habrá de ellas debido a las actualizaciones constantes de la base de datos del sistema Earth Explorer. En consecuencia, se efectuaron en los meses de agosto y septiembre del 2018, febrero y marzo del 2019, estableciéndose el servicio transcurridas 24 horas. Por otra parte, las escenas ETM+ de los meses de enero y febrero mostraron errores de rayado y porcentajes de nubosidad arriba del 50%, por lo que su empleo fue muy limitado. No obstante, en función del cumplimiento de estos criterios, así como de la disponibilidad temporal referentes al mes y año fue como se realizó la descarga de las escenas 8OLI/TIRS, ETM+ y MSS.

En la *Tabla 4.1* se muestra el balance de las imágenes Landsat descargadas por tipo de sensor. Como información adicional, el horario de captura de las escenas MSS es partir de las 16:00 horas, las 17:00 horas para los cuadros 8OLI/TIRS, en tanto que para las imágenes ETM+ fue a partir de las 10:00 horas. En la *Tabla 4.1* también se muestra el periodo de análisis, anotaciones a considerar y el número de imágenes descargadas, siendo un total de 50 escenas Landsat. Los datos marcados en color amarillo responden a imágenes del sensor MSS, el color azul a las 8OLI/TIRS y en color salmón las imágenes ETM+.

De tal forma que la información de la *Tabla 4.1* está organizada de la siguiente manera: la clave Landsat se refiere a un identificador espacial que Earth Explorer acota en función de la superficie captada con el sensor. Las subzonas notifican el área que cubre cada escena, donde, a su vez se define el mes de descarga de las imágenes, el periodo de estudio y el año de captura de cada imagen. Se anexa un apartado de comentarios donde se mencionan algunos de los detalles más significativos encontrados en las escenas a partir de su visualización tanto en Earth Explorer como en ENVI y ArcGis, cuya descripción muestra el total de cuadros descargadas por subzona de estudio.

Tabla 4.1 Registro de escenas Landsat de los sensores MSS, ETM+ y 8OLI obtenidas del sistema Earth Explorer. Se muestra la distribución espacial de las escenas, temporalidad de adquisición, periodos de análisis y características especiales.

EARTH EXPLORER (Landsat Look Viewer)						
MSS / ETM+ / 8OLI TIRS						
Clave Landsat	Subzonas	Mes	Periodo	Año de la imagen	Características especiales	Total de imágenes
26047	Toluca y CDMX	Febrero, marzo, mayo, octubre y diciembre	1973-1980			
			1980-1990	1984, 1985, 1986, 1989		
			1990-2000	1992	Nubosidad en montañas	8
			2000-2010	2010	Imagen totalmente dañada por rayas.	
			2010-2018	2017, 2018		
27046	Querétaro	Febrero y mayo	1973-1980			
			1980-1990	1984		
			1990-2000	1992		
			2000-2010	2009, 2010	Ambas imágenes tienen al porcentaje de neblina en el sitio de estudio y se están rayadas	8
			2010-2018	2015, 2016, 2017, 2018	Ligeras nubes tipo cirrus en la escena del año 2017	
29045	Aguascalientes	Febrero y abril	1973-1980			
			1980-1990	1983		
			1990-2000	1992		
			2000-2010	2010	Rayas en el sector central del Valle.	6
			2010-2018	2016, 2017, 2018	Imagen rayada del año 2016 (ETM+). Nubes tipo cirrus en el norte de la ciudad en la escena del año 2017	
27046	Morelia	Febrero, abril y mayo	1973-1980			
			1980-1990			
			1990-2000	1992		
			2000-2010	2004, 2017	La imagen del 2004 es del sensor ETM+, tiene daños de ruido.	4
2010-2018	2018	Ligeras nubes tipo cirrus				
28046	Celaya	Enero, Febrero, marzo y noviembre	1973-1980			
			1980-1990			
			1990-2000	1990		
			2000-2010	2008, 2009	Imagen rayada (2008), imagen rayada y con nubes tipo cirrus en el sitio de estudio	5
			2010-2018	2017, 2018		

Tabla 4.1 Registro de escenas Landsat de los sensores MSS, ETM+ y 8OLI obtenidas del sistema Earth Explorer. Se muestra la distribución espacial de las escenas, temporalidad de adquisición, periodos de análisis y características especiales. (Continuación).

EARTH EXPLORER (Landsat Look Viewer)							
MSS / ETM+ / 8OLI_TIRS							
Periodo	Subzonas	Mes	Periodo	Año de la imagen	Características especiales	Total de imágenes	
29044	Zacatecas	Febrero	1973-1980			La escena del año 2018 corregida en ENVI presenta una línea diagonal de la parte superior izquierda a la inferior derecha, no se ocupó en el análisis.	7
			1980-1990	1983			
			1990-2000				
			2000-2010	2008			
			2010-2018	2014, 2015, 2016, 2017, 2018			
29046	Guadalajara y Ciudad Guzmán	Enero, febrero, mayo y diciembre	1973-1980	1980	<i>Escena totalmente bandeada en ENVI (no se consideró para el análisis).</i>	7	
			1980-1990	1981, 1983	<i>Nubosidad densa en toda la subzona de estudio. La escena del año 1983 no se consideró para el análisis.</i>		
			1990-2000	1992			
			2000-2010				
			2010-2018	2014, 2017, 2018	En la escena del año 2017 hay presencia de nubes tipo cirrus al sur de la zona de estudio, cubre a Ciudad Guzmán.		
28045	San Luis Potosí	Febrero	1973-1980			5	
			1980-1990	1984	Imagen de 1984 con cerca del 100% de nubosidad tipo cúmulos. No se consideró para el análisis.		
			1990-2000	1990			
			2000-2010	2010	Escena rayada con presencia de nubosidad.		
			2010-2017	2012, 2017	La escena del año 2012 pertenece al sensor ETM+. Sin embargo, muestra nubosidad del 80% en el territorio.		

De principio se hizo la descarga de 50 imágenes satelitales que cumplieron con las características previamente mencionadas. De un total de 50 imágenes, en una primera etapa de depuración se reconsideraron 27 escenas. Sin embargo, derivado de un intenso análisis se observó que, en las imágenes Landsat de los tres sensores consultados en esta investigación, la presencia de lineamientos de carácter regional no mostró un cambio aparentemente sustancial en términos de su ubicación y extensión.

En ese sentido, con base al análisis de 27 escenas, se llegó a la conclusión de sólo trabajar con las imágenes Landsat más recientes, es decir, las correspondientes al año 2017 o 2018 (Landsat 8OLI). Debido a que la génesis, propagación o reactivación de las fallas geológicas conlleva una escala de tiempo geológico muy considerable, periodo de 45 años de análisis no está enmarcado en un *piso* geológico que en promedio comprende los 4 millones de años (Tarbuck *et al.*, 2005).

Por otra parte, la identificación de los lineamientos en cada área de estudio no muestra cambios en número o variación crítica de las direcciones preferenciales, puesto que las condiciones de las fallas mapeadas en los cuatro sitios están caracterizadas en sistemas de fallas a escala regional. Tal es el caso del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, que cubre el sector oriente del Valle de Celaya y el segmento central del Valle de Querétaro. Mientras que los lineamientos mapeados en Morelia se incluyen en el sistema de fallas regionales Morelia-Acambay, con particular énfasis en la dirección SSE del sitio de estudio.

Bajo este contexto, para dar claridad a lo anteriormente expuesto, Alaniz *et al.* (2001) documentaron que el sistema de fallas que delimita la Fosa Querétaro no ha presentado actividad sísmica en años recientes, como posible mecanismo de formación o reactivación de fallas. Incluso, con base en los estratos cortados por las fallas, así como el grado de erosión de los escarpes, infirieron que el periodo de tiempo durante el cual se registró la mayor actividad de las fallas ocurrió entre 5.3 y 10 millones de años. Mori (2007) a su vez trabajó en la hipótesis de que el origen tectónico es el responsable de movimientos recientes de fallas en el Valle de Querétaro.

Sin embargo, la premisa fue descartada por el hecho de que en los afloramientos rocosos que rodean al valle fuera de la zona de rellenos aluviales, no se han reportado movimientos recientes de fallas, considerando la escala de tiempo geológico. Por su parte, Nieto *et al.* (2005) en una investigación dedicada a la estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica de la Mesa Central, delimitó que el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende tiene una edad de actividad variante entre el Oligoceno (33 millones de años) y Mioceno (23 millones de años). Por lo que la idea de trabajar con las imágenes Landsat 8OLI resultó ser lo más viable para el estudio de los lineamientos.

4.4 Calibración y disposición de escenas digitales

A partir de la descarga de las escenas Landsat y del cumplimiento de criterios mencionados en el apartado anterior, el paso subsecuente consistió en la calibración de estas imágenes. Con el objetivo de mejorar su calidad en términos de color, nitidez y ruido; a fin de obtener una visibilidad óptima en la definición de lineamientos geológico-estructurales a gran escala.

En ese sentido, todas las escenas referentes a las subzonas definidas sufrieron un proceso de corrección radiométrica y atmosférica, mediante el empleo de la herramienta FLAASH del paquete ENVI 5.2. Así, el resultado de aplicar estos procesos proporcionó productos aceptables, ya que se obtuvieron imágenes que mejoraron en color y brillo, disminuyendo la dispersión de componentes que interactúan con la atmósfera. Por lo que, esto implicó una mejoría en la identificación y mapeo de las fallas geológicas, facilitando su inferencia a partir de las metodologías de Sunye *et al.* (2015); Rahiman *et al.* (2008); Guerra (2003 y 1950); Wise (1982) adaptadas a esta investigación.

La *Figura 4.2* muestra un ejemplar de las calibraciones aplicadas para una escena Landsat 8OLI con fecha del 4 de abril de 2017 correspondiente a la Ciudad de Morelia, Michoacán. Téngase en cuenta que el orden del proceder para llegar al resultado final fue el siguiente: a) se tomó la imagen original y se seccionó al tamaño de la subzona de estudio (*Figura 4.2.a*), b) la imagen seccionada se corrigió radiométricamente (*Figura 4.2.b*) y, c) sobre la imagen corregida radiométricamente se hizo la corrección atmosférica (*Figura 4.2.c*) considerando los campos necesarios descritos los apartados 3.4.1 – 3.4.4. En ese sentido, se destaca que el procedimiento de las correcciones tuvo que ser consecutivo, de otra forma el paquete rechazaría la información.

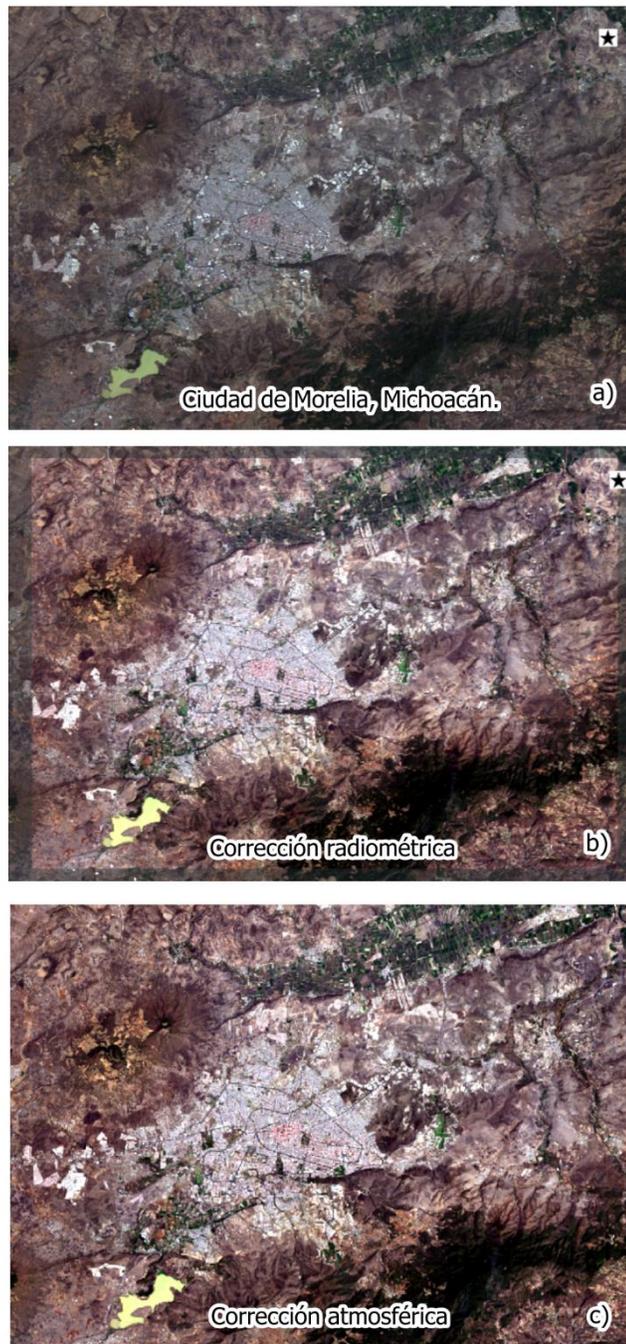


Figura 4.2 Calibración de las escenas satelitales Landsat 8OLI. La escena ejemplar fue tomada de la ciudad de Morelia, Michoacán, capturada el día 4/04/2017. Asimismo, se muestra **a)** la imagen original, **b)** imagen corregida radiométricamente y **c)** imagen corregida atmosféricamente. Nótese que el resultado final aporta mayor claridad de la escena, destacando la geología de la zona, la traza urbana, así como sistemas orogénicos circundantes.

4.5 Vinculación del comportamiento direccional de los lineamientos con el fenómeno de subsidencia en el Valle de Querétaro

En función del análisis realizado en los diferentes tipos de imágenes digitales, fue posible observar que los lineamientos identificados no tuvieron mayor variación en términos de tamaño, distribución y densidad respecto a lo publicado por Aguirre *et al.* (2005). Debido en gran medida, a que su definición está condicionada al nivel de detalle que se abstrae para el análisis y por la extensión regional de las fallas.

Sin embargo, el alcance fue satisfactorio puesto que los sistemas de fallas se digitalizaron con mayor facilidad explotando el efecto de sombras y sombreado de relieve aplicado a los Modelos Digitales de Elevación. Por otra parte, a pesar del empleo de las imágenes calibradas radiométrica y atmosféricamente, una de las cualidades que se identificó en las escenas Landsat 8OLI fue, el potencial que tiene la combinación de bandas. Porque se notó que, los elementos presentes en las superficies de estudio tales como el relieve, geoformas, pendientes del relieve, vegetación, etc., tuvieron una mayor definición al combinar bandas que manteniendo la imagen sin cambios espectrales.

Así, las principales combinaciones que se emplearon para la digitalización de los lineamientos fueron b4 (rojo), b3 (verde), b2 (azul), que se encargaron de destacar el color natural de la superficie. Por otra parte, las imágenes de falso color se generaron mediante el empleo de las bandas 7, 4, 1 y las bandas 6, 5, 4. Éstas combinaciones distinguieron claramente las estructuras geomorfológicas asociadas a escarpes de fallas y/o lineamientos. Adicionalmente, se dispuso de la banda 8 también llamada pancromática de las imágenes Landsat 8OLI por poseer una resolución espacial de 15 m, volviendo más fina la identificación de lineamientos. La banda multispectral (MTL), también fue empleada en este análisis; cuya ventaja radicó en proporcionar una calidad aceptablemente buena comparada a la de las escenas calibradas.

4.5.1 Descripción de las fallas geológicas inferidas a partir de datos altitudinales y satelitales del Valle de Querétaro

Debido a que el Valle de Querétaro se ubica en la intersección de dos sistemas de fallas regionales, el Sistema Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) y el Sistema de Fallas Chapala-Tula (SFCHT); la distribución de los lineamientos digitalizados resultó ser más uniforme en la parte Sur-Este del valle (*Figura 4.3*). En ese sentido, se identificó que las fallas regionales pertenecientes al SFTSMA tienen una orientación Norte-Noroeste (NNW), que coincide con las investigaciones desarrolladas por Demant (1978).

Sin embargo, parte de las fallas mapeadas en el segundo sistema, es decir, fallas geológicas principales, mantienen una orientación preferencial NNW (Johnson y Harrison, 1990); en tal sentido, de acuerdo con Aguirre *et al.* (2005) ambos sistemas se intersectan en una amplia franja que produjo un arreglo ortogonal de fallas normales; formando un mosaico de horsts, grabens y semigrabens que culminan con el graben de Querétaro.

Esto tiene sentido si se analiza el Diagrama Roseta de la *Figura 3.12* construido para el Valle de Querétaro. Puesto que, la dirección preferencial de las fallas principales reflejó una tendencia hacia el NNW, mientras que para el resto de las fallas hacia el NE. Paralelamente, del conjunto de fallas mapeadas, las que destacan por su configuración y orientación geográfica son: la falla Jurica, Amazcala, Tlacote, San Bartolomé, El Baltán, Bravo, Huimilpan y la 5 de Febrero. Así, la información geométrica de los lineamientos mapeados se encuentra ordenada en la *Tabla 4.2* señalando a las fallas principales con su respectivo nombre tomados de Aguirre *et al.* (2005, 2003, 2000b), Alaniz *et al.* (2001, 2002), Cerca *et al.* (2000) y Valdez *et al.* (1998).

Cabe mencionar que, los datos de rumbo y longitud se obtuvieron desde el punto de vista analítico a partir de un entorno GIS. Bajo este esquema, el grupo de fallas que tienen una dirección preferencial hacia el NNW, responden a las siguientes: falla Tlacote (24.017 Km, falla No. 1), falla San Bartolomé (21.610 Km, No. 5), falla El Baltán (9.720 Km, No. 11), Bravo (3 Km, No. 12), Huimilpan (16.224 Km, No. 15), Querétaro (21.586 Km, No. 16), 5 de Febrero (26.352 Km, No. 18), falla Jurica (4.786 Km, No. 43), y Amazcala (2.573 Km, No. 45). Agregando a lo anterior, el graben de Querétaro se delimitó con facilidad gracias a

la ubicación de la falla San Bartolomé que limita el graben al Oeste, al Norte por un segmento de la falla Tlacote, al Este por la falla Querétaro y al Sur por la falla Huimilpan.

Sin embargo, los casos de la falla 5 de Febrero y la falla Querétaro tuvieron una máxima expresión en términos de su actitud estructural debido a la afectación importante que han provocado hacia la infraestructura. Su alineación NNW-SSE atraviesa justo el centro de la Ciudad de Querétaro, así el caso de la falla 5 de Febrero es trascendente porque en ella intersectan más fallas de dirección ENE, tal es el caso de las fallas número 35, 34, 31, 28, 29, (ver *Tabla 4.2*). En vista de lo anterior, la falla Querétaro también ha provocado daños en las construcciones de la ciudad, incluidas fracturas y hundimientos en el pavimento de la avenida Cinco de Febrero, que se superpone y corre paralela a la falla por varios kilómetros (Aguirre *et al.* 2005).

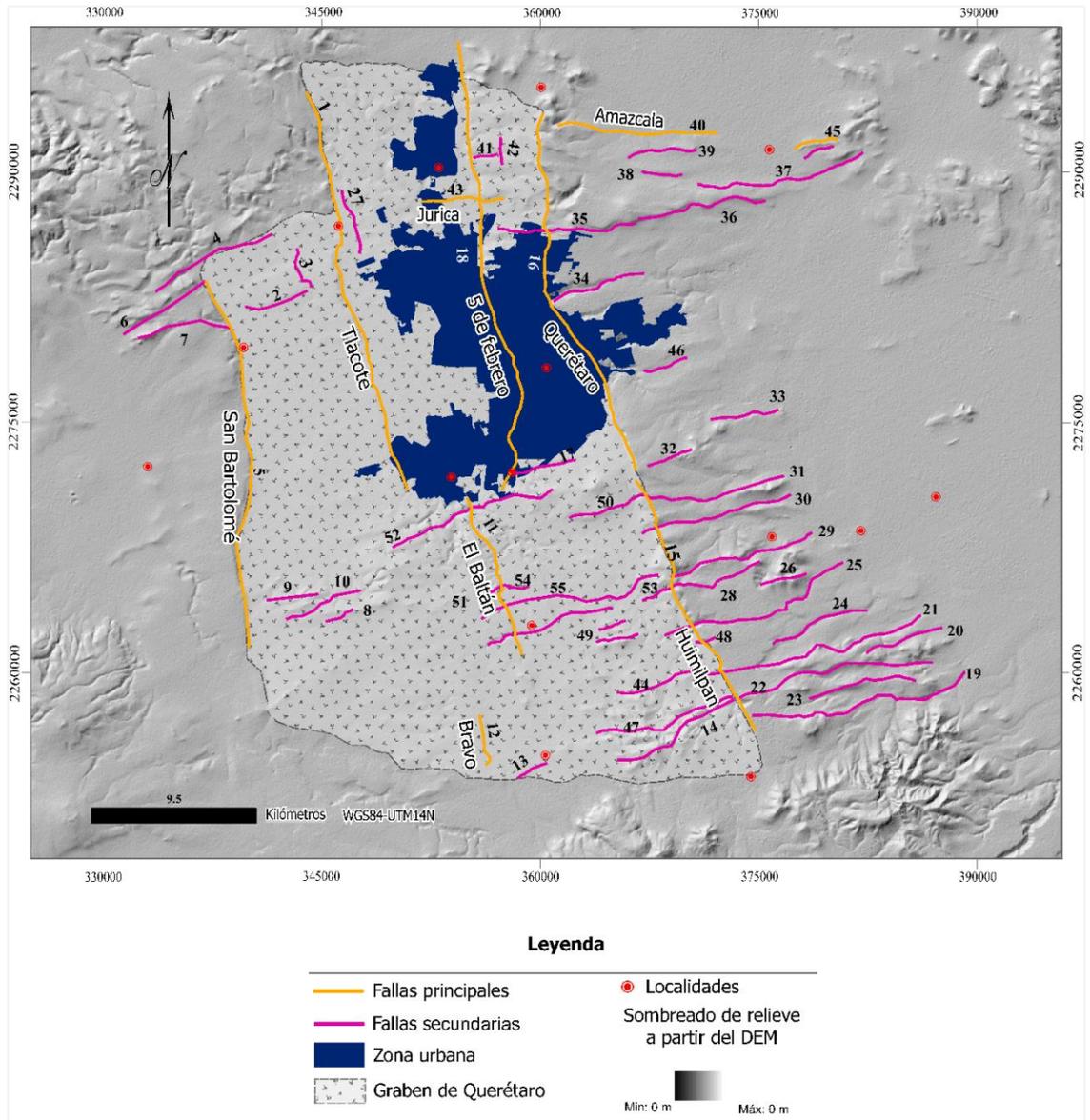


Figura 4.3 Localización de las fallas digitalizadas en el Valle de Querétaro obtenida a partir del análisis de imágenes satelitales. Es posible apreciar que la falla San Bartolomé, Tlacote, Querétaro y Huimilpan delimitan estructuralmente al graben de Querétaro. Las fallas dibujadas en color rosa componen el sistema de fallas regionales conocido como Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA), mientras que las fallas representadas en color naranja pertenecen al sistema Chapala-Tula (Aguirre et al., 2000).

Tabla 4.2 Datos estructurales de las fallas geológicas inferidas en el Valle de Querétaro. Asimismo, el nombre de los lineamientos principales fue consultado a partir de la bibliografía. Se muestra además el rumbo y azimut en grados, así como la longitud en kilómetros de cada falla.

No. Falla	Nombre de la falla	Rumbo (grados)	Azimut (grados)	Longitud (Km)
1	Tlacote	14	166	24.017
2		75	255	3.736
3		19	161	2.436
4		63	243	7.529
5	San Bartolomé	6	174	21.610
6		56	236	5.706
7		83	263	5.410
8		65	245	1.764
9		83	263	2.941
10		69	249	4.619
11	El Baltán	18	162	9.720
12	Bravo	7	173	3.000
13		63	243	1.971
14		62	242	7.621
15	Huimilpan	25	155	16.224
16	Querétaro	14	166	21.586
17		77	257	3.714
18	5 de febrero	5	175	26.352
19		78	258	12.573
20		79	259	11.410
21		71	251	4.652
22		75	255	18.099
23		80	260	6.267
24		70	250	5.805
25		67	247	11.168
26		76	256	2.753
27		15	165	3.870
28		73	253	5.320
29		72	252	8.549
30		74	254	8.906
31		78	258	12.655
32		68	248	2.761
33		81	261	3.963
34		72	252	5.477
35		57	237	8.024

Tabla 4.2 Datos estructurales de las fallas geológicas inferidas en el Valle de Querétaro. Asimismo, el nombre de los lineamientos principales fue consultado a partir de la bibliografía. Se muestra además el rumbo y azimut en grados, así como la longitud en kilómetros de cada falla. (Continuación).

No. Falla	Nombre de la falla	Rumbo (grados)	Azimut (grados)	Longitud (Km)
36		81	261	7.445
37		78	258	9.760
38		85	95	2.339
39		82	262	3.989
40	San Vicente Ferrer	87	267	9.241
41		80	260	1.441
42		5	185	1.618
43	Jurica	88	268	4.786
44		67	247	1.878
45	Amazcala	77	257	2.573
46		73	253	2.622
47		74	254	8.152
48		77	257	1.206
49		79	259	2.496
50		70	250	1.667
51		80	260	2.678
52		69	249	9.868
53		68	248	1.808
54		75	255	10.537
55	San Rafael	73	253	7.542

4.5.2 Estudio geoestadístico para el análisis de las direcciones preferenciales de los lineamientos mediante el semivariograma del Valle de Querétaro

En este apartado metodológico se calcularon los variogramas direccionales para los lineamientos mapeados en el Valle de Querétaro, en función de los puntos fijados en la sección 3.7.1 y 3.7.2, con la finalidad de comprobar si las principales direcciones espaciales observadas en el diagrama Roseta y en la *Figura 4.3* coincidían con los resultados obtenidos del enfoque geoestadístico.

En esa misma línea, la automatización del variograma experimental así como de los modelos de ajuste, se realizó a partir de los paquetes geoestadísticos JeoStat y GS+. Puesto que, en una etapa de prueba los resultados fueron los mismos tanto en los programas como los obtenidos manualmente realizados en hojas de cálculo. De tal manera que, los datos de entrada fueron iguales para ambos paquetes. En tal sentido, el primer software empleado fue GS+ por la rapidez, eficiencia y facilidad de seleccionar el modelo de ajuste que mayor congruencia tuviera con el variograma experimental.

No obstante, tras realizar varias pruebas al final se decidió trabajar con JeoStat debido a que es un software de acceso libre, tras lo cual los resultados se tornaron iguales a los reportados por GS+. Adicionalmente, el paquete JeoStat tiene la ventaja de exportar archivos en formato *.var*, *.res* y *.stat* que pueden ser emigrados y leídos en cualquier hoja de cálculo, puesto que contienen el fondo matemático de los variogramas experimentales y de los diferentes modelos de ajuste.

Vale la pena mencionar que, la confección del variograma experimental de las direcciones preferenciales de las fallas geológicas ubicadas en todos los sitios de estudio, se realizó a partir de la transformación de los datos de entrada que los paquetes geoestadísticos solicitan. En vista de que, luego de un análisis exhaustivo se observó que los puntos mostraron una distribución altamente sesgada. Por lo que, esto se tradujo a problemas en el cálculo de los variogramas. De tal forma que, los datos sufrieron una transformación logarítmica ($\log 10$) con la finalidad de estabilizar las cifras y que los valores siguieran una distribución normal (Gringarten y Deutch, 1999).

En ese sentido, respecto a las direcciones preferenciales de las fallas totales mapeadas en el Valle de Querétaro, los parámetros de entrada para la construcción del variograma experimental están definidos en la *Tabla 4.3*. Cabe mencionar que el número de lags óptimos para este variograma fue de 30, así la *Tabla 4.4* muestra los parámetros necesarios (Nugget o efecto pepita, meseta y rango) para la construcción de los tres modelos de ajuste seleccionados en esta investigación, es decir, el modelo Esférico, Gaussiano y Exponencial.

Por otra parte, el índice de validación Cressie se tomó como primer referente en la evaluación del desempeño de los modelos. Ya que, de acuerdo con Mateu (2015), Cressie acepta un modelo de ajuste dando mayor certidumbre si los valores están cercanos a cero; de esta forma el modelo tipo Esférico resultó ser el que mejor representatividad ofreció sobre el rumbo tendencial de los lineamientos ploteados en el Valle de Querétaro. Sin embargo, en términos de comparación Pérez *et al.* (2002), obtuvieron un comportamiento del variograma experimental para el modelado de la mina Ratones (España) similar al de del Valle de Quetaro, lo que indica que los ajustes necesarios para la confección de este diagrama han sido aplicados correctamente.

Tabla 4.3 *Parámetros de entrada para la construcción del variograma experimental de las direcciones preferenciales de las 55 fallas geológicas mapeadas en el Valle de Querétaro.*

Distancia Máxima (m)	46760.299
Distancia Mínima (m)	0
# Lags	30
Distancia del Lag o desplazamiento (m)	1612.4241

En un primer plano se esperaba que las direcciones principales tuvieran una continuidad espacial y que deberían coincidir con las marcas de fallas mapeadas; no obstante, la literatura indica que la mejor curva de la función matemática es aquella que logra adaptarse a los puntos del variograma experimental. Bajo esta premisa, el modelo Esférico de la *Figura 4.4* representa un mejor ajuste sobre los puntos del variograma experimental. Sin embargo, también se puede apreciar que el comportamiento del modelo Gaussiano y Exponencial no se aleja del Esférico, por lo que hasta este punto se puede inferir que, los resultados del enfoque geoestadístico coincidieron con los rumbos representados en el diagrama Roseta (ver *Figura 3.120*).

Tabla 4.4 *Parámetros de entrada para la construcción de los modelos de ajuste de las direcciones preferenciales de los lineamientos totales del Valle de Querétaro. El valor de Cressie se tomó como punto de partida en la evaluación del desempeño de los modelos.*

JeoStat				
Modelo	Parámetros del variograma experimental			Validación Cruzada
	Nugget Co, Yo	Meseta Co+c, S	Rango Ao, a	Cressie
Esférico	0	0.813	5751.555	0.094
Gaussiano	0	0.827	3327.61	0.100
Exponencial	0	0.868	6772.164	0.153

4.5.3 Evaluación de desempeño de los modelos de ajuste para el Valle de Querétaro

Con el fin de tener un panorama más claro en términos del desempeño de los modelos de ajuste, se hizo una comparación entre los valores observados del variograma experimental, así como los valores calculados correspondientes a cada modelo. Por lo tanto, los resultados de la *Tabla 4.5* muestran un grado de correlación aceptable, pues se logra apreciar que los resultados observados se encuentran muy cercanos con relación a los calculados. Logrando una estabilización a partir de un $\gamma(h)$ calculado de 0.813 para el modelo esférico, un $\gamma(h)$ de 0.827 para el modelo gaussiano y un $\gamma(h)$ calculado de 0.867 para el modelo exponencial.

En ese sentido, una vez concentrados los datos de la *Tabla 4.5* estos fueron sometidos a la resolución de las ecuaciones de cinco criterios de análisis estadístico: Error Máximo (ME); Error Cuadrático Medio (RMSE); Coeficiente de Determinación (CD); Coeficiente de Eficiencia (FE) y, Coeficiente de Masa Residual (CRM) (ver ecuaciones 14-18), con el fin de analizar la precisión de valores estimados.

De la *Tabla 4.6*, el análisis muestra que el modelo Esférico ofrece la mejor estimación porque su valor RMSE es el más bajo respecto al modelo Gaussiano y Exponencial. Así, de acuerdo con Wansah *et al.* (2014), el valor de RMSE entre más bajo sea (más cercano a cero), es indicativo que el rendimiento del modelo es óptimo. Por lo que, paralelo a esto el rendimiento de todos los índices es similar; ya que los valores del Coeficiente de Determinación (CD) están alrededor de cero. Sin embargo, el CD del modelo Esférico obtuvo el mejor valor de desempeño (0.893), cuya cifra se encuentra con mayor cercanía a la unidad, mientras que el modelo Gaussiano obtuvo un bajo desempeño si se considera únicamente el valor de CRM.

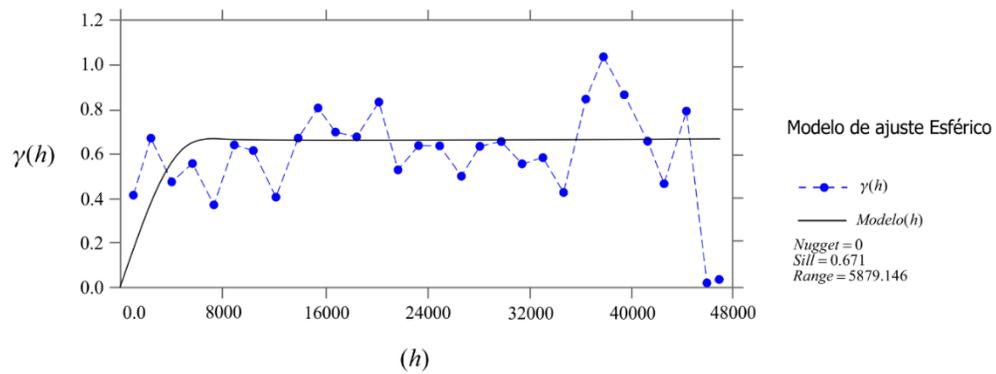
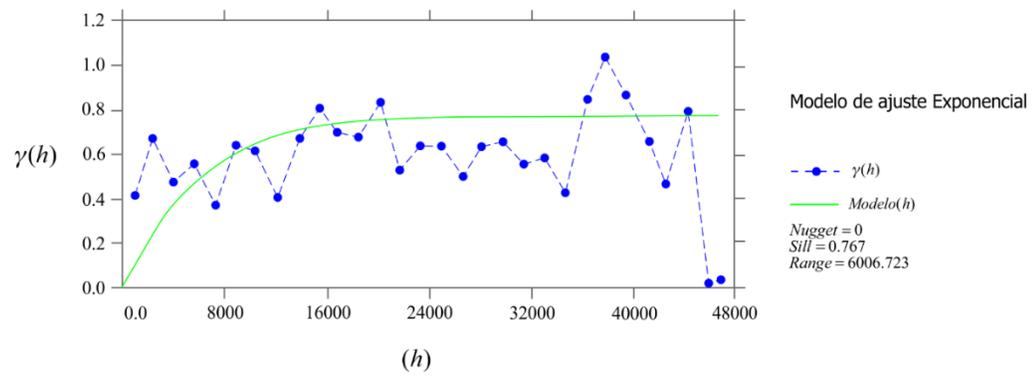
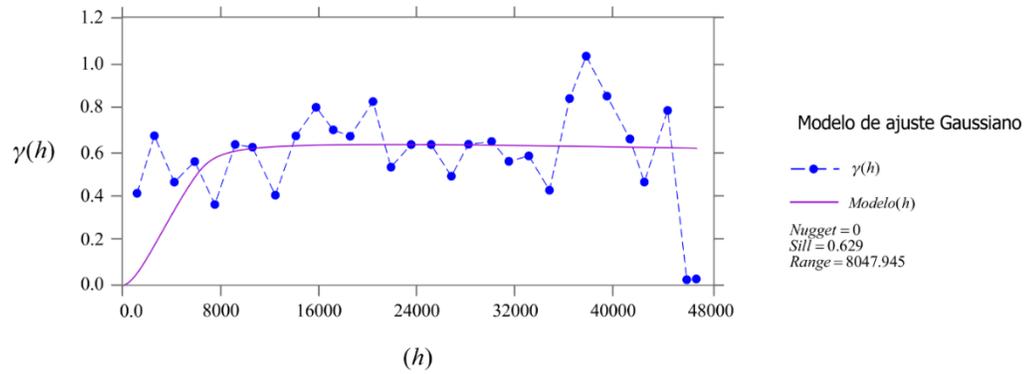


Figura 4.4 Comportamiento espacial de los modelos de ajuste sobre el variograma experimental. Las curvas pertenecen a las direcciones tendenciales de las fallas geológicas totales inferidas en el Valle de Querétaro

Tabla 4.5 Resultados de los valores observados y estimados del variograma experimental así, como de los modelos de ajuste seleccionados. Los datos pertenecen a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas totales mapeadas en el Valle de Querétaro.

Valor observado	Modelo estimado		
	Variograma experimental $\gamma(h)$	Modelo Esférico $\gamma(h)$	Modelo Gaussiano $\gamma(h)$
0.411	0.215	0.205	0.122
0.670	0.481	0.656	0.260
0.472	0.716	0.817	0.390
0.553	0.813	0.827	0.491
0.367	0.813	0.827	0.573
0.633	0.813	0.827	0.635
0.615	0.813	0.827	0.682
0.402	0.813	0.827	0.724
0.668	0.813	0.827	0.755
0.806	0.813	0.827	0.779
0.697	0.813	0.827	0.797
0.673	0.813	0.827	0.811
0.828	0.813	0.827	0.824
0.526	0.813	0.827	0.833
0.635	0.813	0.827	0.840
0.638	0.813	0.827	0.846
0.496	0.813	0.827	0.851
0.635	0.813	0.827	0.854
0.653	0.813	0.827	0.857
0.554	0.813	0.827	0.860
0.583	0.813	0.827	0.861
0.425	0.813	0.827	0.863
0.847	0.813	0.827	0.864
1.034	0.813	0.827	0.865
0.862	0.813	0.827	0.865
0.658	0.813	0.827	0.866
0.468	0.813	0.827	0.866
0.793	0.813	0.827	0.867
0.012	0.813	0.827	0.867
0.028	0.813	0.827	0.867

Tabla 4.6 Resultados del desempeño de los modelos de ajuste calculados a partir de los índices ME, RMSE, CD, EF y CRM.

Modelo	Índices				
	ME	RMSE	CD	EF	CRM
Esférico	0.801	0.301	0.893	-0.989	-0.324
Gaussiano	0.815	0.312	0.784	-1.133	-0.361
Exponencial	0.855	0.310	0.735	-1.104	-0.272

Del mismo modo, la elipse de rumbos valida que el comportamiento general de los modelos de ajuste es similar al evidenciar que las direcciones preferenciales de las 55 fallas geológicas ubicadas en el Valle de Querétaro tienden hacia el ENE (*Figura 4.3*), con variaciones hacia el NNW; tal es el caso de las fallas principales (falla Tlacote, Querétaro, 5 de Febrero, Humilpan, San Bartolomé y Baltán), hecho que coadyuva a lo postulado por Demant (1978).

Sin embargo, a pesar de que la elipse de rumbos para el caso de las fallas principales inferidas en el Valle de Querétaro también reafirma la información del diagrama Roseta (*Figura 3.12*), el cálculo de su variograma experimental (*Figura 4.5*) no representa en totalidad la dirección preferencial de los lineamientos. Dado que, el tamaño de la muestra para la confección del variograma fue de nueve datos. En ese sentido, Oliver y Webster (2014), consideran que el tamaño de la muestra es el factor más importante que determina la confiabilidad o precisión del variograma empírico y sobre el cual se tiene control, es decir, que cuantos más datos, mayor es la precisión.

De esta manera, la *Figura 4.5* muestra que los mejores modelos de ajuste sobre el variograma experimental para las principales fallas inferidas en el Valle de Querétaro, corresponden al modelo Exponencial y Gaussiano (ver *Tabla 4.6*). Por lo que, con el fin de descartar la posibilidad de seleccionar el modelo con mayor incertidumbre, los valores observados y calculados también sufrieron una validación.

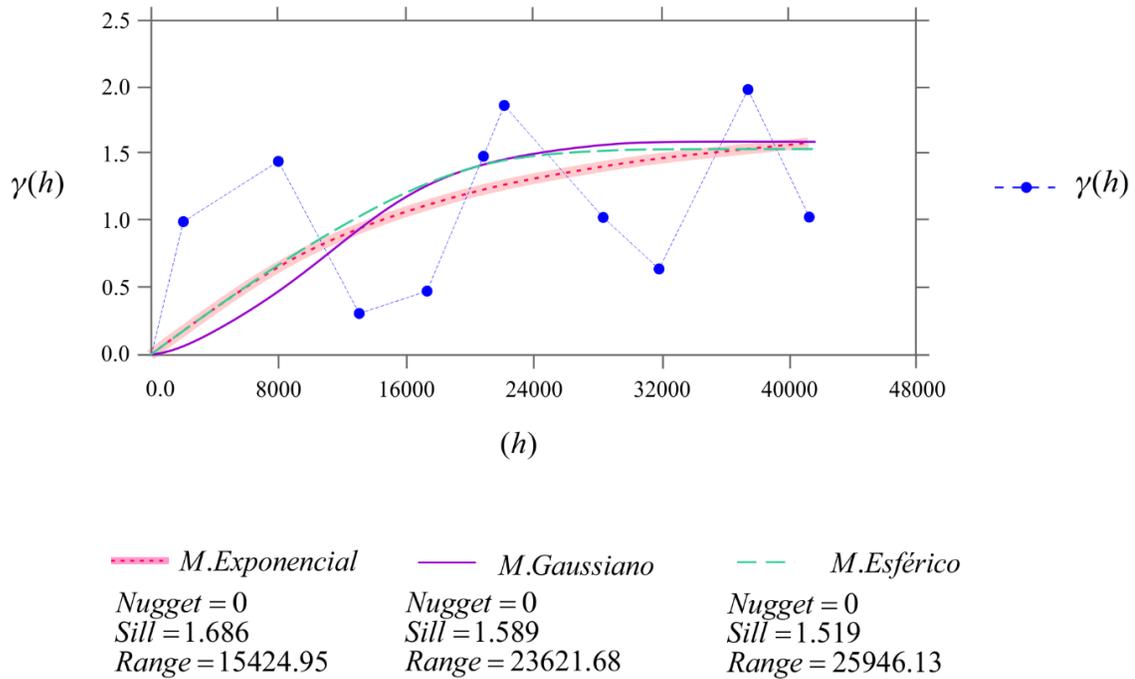
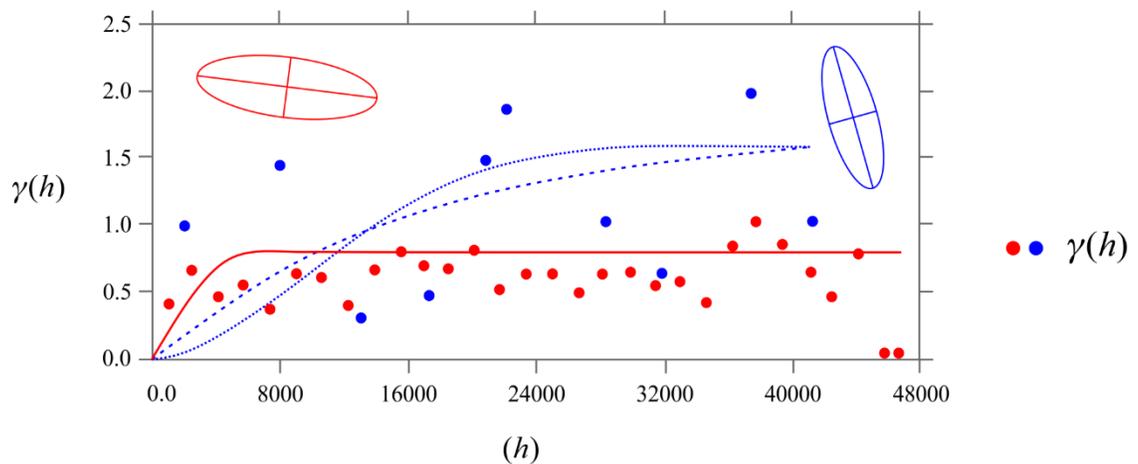


Figura 4.5 Evaluación del desempeño espacial de las curvas de ajuste sobre el variograma experimental perteneciente a las direcciones tendenciales de los lineamientos principales mapeados en el Valle de Querétaro. De acuerdo a los índices estadísticos, el modelo que mejor se ajusta a los puntos del variograma es el Exponencial.

Tabla 4.7 Resultados del desempeño espacial de los modelos de ajuste calculados a partir de los índices ME, RMSE, CD, EF y CRM. Los datos pertenecen a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas principales inferidas en el Valle de Querétaro.

Modelo	Índices				
	ME	RMSE	CD	EF	CRM
Esférico	0.892	0.675	1.412	-0.490	-0.109
Gaussiano	0.970	0.725	1.022	-0.720	-0.086
Exponencial	0.845	0.645	1.625	-0.359	-0.060

La *Figura 4.5* y la *Tabla 4.6* muestran el concentrado de los datos y la representación de los variogramas, a fin de observar y evaluar el comportamiento direccional de las fallas inferidas en el Valle de Querétaro. En ese sentido, el carácter direccional de los lineamientos tiene una representación cercana a la realidad a partir del modelo Exponencial y Gaussiano, para el caso de las fallas principales. En esa misma línea, el mejor ajuste de la curva para las fallas totales quedò definido por el modelo Esférico. Así, en la *Figura 4.6* se presenta una tendencia direccional del fenómeno especialmente hacia el NNW.



Fallas principales

- M.Exponencial
- M.Gaussiano

Elipse de rumbo
Eje principal (N)= 180°

Fallas Totales

- M.Esférico

Elipse de rumbo
Eje principal (N)= 0°
Tolerancia de desplazamiento= 22.5°

Figura 4.6 Comportamiento espacial de las direcciones preferenciales distribuidas en el Valle de Querétaro. Asimismo, se muestra el aporte de la elipse de rumbos al reflejar una tendencia direccional hacia el NNW para las fallas principales, así como una dirección general hacia el ENE para las fallas totales. Este hecho queda validado en función de los resultados de los criterios estadísticos obtenidos, así como resultados similares del diagrama roseta.

Este proceso geoestadístico demostró que, la modelación de las direcciones preferenciales de los 55 lineamientos geológicos inferidos en el Valle de Querétaro está sujeta a una correlación espacial considerablemente aceptable. Ya que, luego de la observación del comportamiento estructural de los lineamientos mapeados, la representación de las direcciones preferenciales por medio de la roseta y, los resultados del enfoque geoestadístico, las direcciones preferenciales de las fallas coincidieron en todos los casos. Por lo tanto, estos procedimientos pueden considerarse válidos y funcionales para ser replicados en el resto de los sitios de estudio. Sin embargo, en apartados subsecuentes se ajustará a estos resultados el fenómeno de subsidencia, con el fin de obtener una visión general de los fenómenos geológico-estructurales.

4.5.4 Connotaciones del hundimiento diferencial del terreno

Ochoa (2003), reveló que el fenómeno de subsidencia se vuelve un grave problema de carácter geológico, debido al asentamiento gradual o al repentino hundimiento de la superficie de la tierra causado por movimientos subsuperficiales. Bajo este entendido, los desplazamientos resultantes en el suelo pueden ser originados por una variedad de procesos, sin embargo, en la mayoría de los casos la compactación de acuíferos se ha asociado al decaimiento de la presión entre poros, como resultado de la extracción de agua subterránea (Arroyo, 2016).

Sobre esto Poland y Davis (1969) anticiparon que, derivado de la explotación intensiva del agua subterránea en todo el mundo y el consecuente descenso de los niveles en el acuífero; en las siguientes décadas las áreas afectadas por subsidencia se multiplicarían y por ende los problemas relacionados a ella. Tras lo cual, el fenómeno cobró fuerza alrededor de los años 30, cuando se presentaron los primeros casos de hundimiento en diferentes latitudes, tal como lo muestran las investigaciones realizadas en el Valle de Santa Clara, California, Estados Unidos (Poland, 1977); Taipei, China (Hwang *et al.* 1969); Debrecen, Hungría (Orlóczi, 1969); Tokio, Japón (Miyabe, 1962); Ciudad de México, México (Marsal y Mazari, 1959); Londres, Inglaterra (Longfield, 1932), por mencionar algunas.

No obstante, la subsidencia es un fenómeno global cuyas consecuencias, así como su remediación generalmente son locales. En México por ejemplo, se han hecho esfuerzos encaminados al conocimiento de los procesos de subsidencia desde un carácter multidisciplinario. En los cuales se han analizado, a partir diferentes perspectivas el impacto de la sobreexplotación y su efecto en la sustentabilidad del uso intensivo del agua subterránea, llegando a resultados importantes en investigaciones con perfil geológico, geomecánicos o tectónico (Esteller *et al.*, 2011; Expósito *et al.*, 2010; Rudolph *et al.*, 2007, 2006; Carreón *et al.*, 2005; Esteller y Andreu, 2005; Legorreta, 1997; DGCOH, 1997).

En tal sentido, la zona de estudio de esta investigación aloja a cuatro sitios ubicados en el centro de la República Mexicana: Morelia, Querétaro, Aguascalientes y Celaya (*Figura 4.7*). Estos lugares presentan características en común que las destaca del resto del país, entre ellas destaca su localización sobre cuencas lacustres, cuyos rellenos sedimentarios son muy heterogéneos compuestos de sedimentos lacustres finos hasta depósitos aluviales gruesos y material volcánicos. Por otra parte, las zonas de estudio se encuentran bordeadas por relieves volcánicos y algunas son limitadas por sistemas de fallas de carácter regional. Finalmente, en diferentes investigaciones (Brunori *et al.* 2015; Castellazzi *et al.* 2015; Chaussard *et al.* 2014; Hernández *et al.* 2014; Pacheco *et al.* 2013; Cigna *et al.* 2012) se ha determinado que los sitios de estudio presentan asentamientos diferenciales del terreno, un fenómeno que tiene afectaciones directas sobre las estructuras civiles de los centros poblacionales.

Bajo este escenario, de acuerdo a registros estratigráficos de cada subzona en estudio (Nila, 2017; Hernández *et al.*, 2017; Carreón *et al.*, 2005; Garduño *et al.*, 2001) se observó que sintéticamente son planicies constituidas por depósitos conformados principalmente por materiales de tres tipos: 1) lacustres de composición altamente arcillosa, 2) piroclásticos integrados por tobas y cenizas volcánicas y, 3) aluviales constituidos por grava, arena y limo con presencia de ceniza volcánica. Por lo que, desde el punto de visto hidrogeológico este tipo de depósitos presentan grandes espesores con permeabilidades de medias a altas. Como consecuencia de ello, actualmente los sitios de estudio son considerados los principales acuíferos regionales con mayor demanda de agua subterránea, hecho que ha contribuido a que sean las áreas preferenciales con los asentamientos urbanos e industriales más grandes de México (Arroyo, 2016).

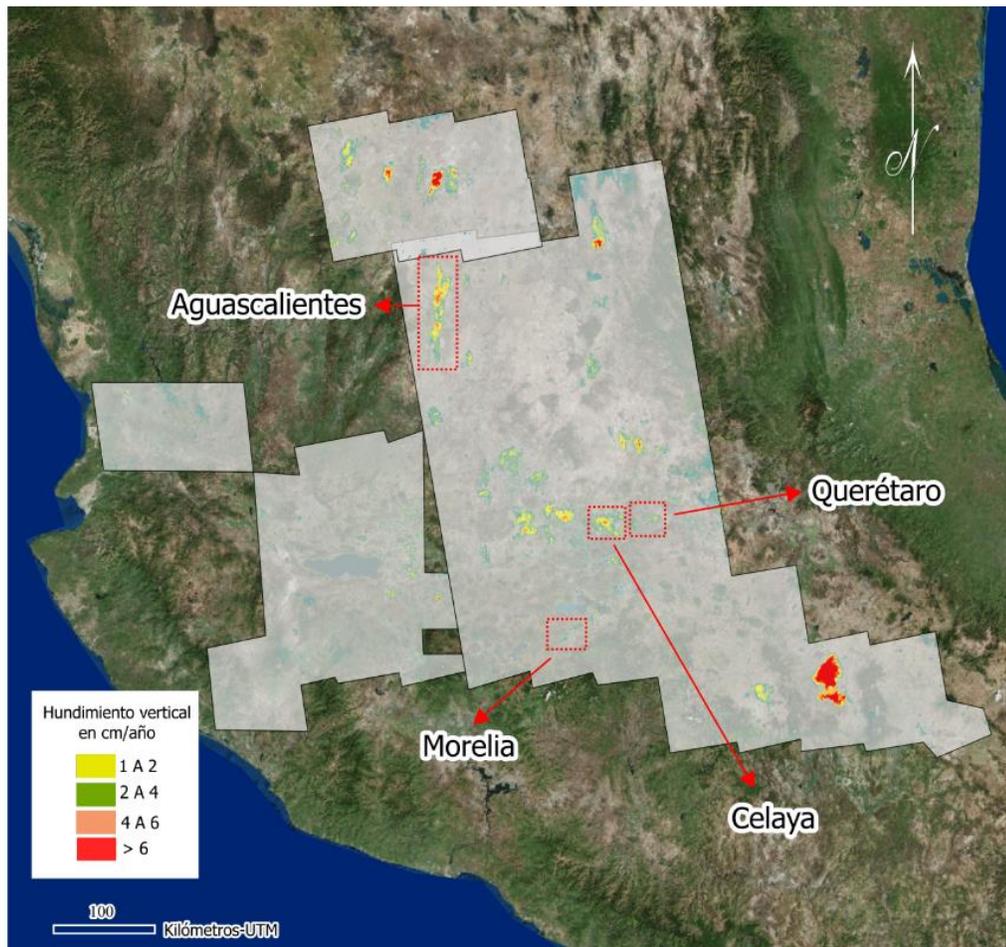


Figura 4.7 Vista general de la ubicación de los sitios de estudio sobre el sector central de la República Mexicana. Asimismo, se muestran los desplazamientos verticales del terreno, a partir de datos ENVISAT-InSAR para el periodo 2007-2011 (Castellazzi et al., 2016).

4.5.5 Desplazamiento vertical del terreno y su implicación con los rasgos geológico estructurales en el Valle de Querétaro

En el Valle de Querétaro, a partir de los hallazgos encontrados a lo largo de este trabajo así como de la bibliografía consultada de la zona, se llegó a la conclusión de que una de las observaciones con mayor importancia de este segmento metodológico, es que el material geológico suprayacente de la zona tiende a ser poco consolidado (*Figura 4.8*); mientras que los estratos subyacentes están compuestos en su mayoría de roca volcánica. Por lo que, este hecho tiene una implicación potencial para ser factor desencadenante de fallas geológicas tanto en superficie como en profundidad. De esta manera, Hobbs (1912) atribuye que la naturaleza compuesta de los lineamientos con esas características, son casos típicos en lo que se habla de una expresión superficial con una característica oculta.

Verificando la serie ENVISAR-InSAR del período 2003 al 2007 para el Valle de Querétaro documentada por Catellazzi *et al.* (2016), ésta presentó registros máximos de desplazamiento vertical del terreno con tasas de hundimiento de hasta 50 mm/año. Vale la pena señalar que, la zona crítica que exhibe este riesgo geológico esta ubicada sobre la extensión longitudinal de la falla 5 de Febrero.

No obstante, Aguirre *et al.* (2005), descartaron la hipótesis de que la subsidencia del terreno presente en esa zona sea por movimiento telúrico, ya que no existe información sísmica que lo sustente. Por su parte, Carrera *et al.* (2016) formularon la idea de que el asentamiento del suelo se debe a la compactación diferencial de los sedimentos acumulados sobre la falla 5 de Febrero, debido a la extracción de agua subterránea; caso muy similar a lo que se informa en otras ciudades del centro de México (Aguirre *et al.* 2000a; Lermo *et al.* 1996).

A propósito de esto, Castellazzi *et al.* (2016) comprobó que efectivamente el colapso del terreno por efectos de la sobreexplotación del acuífero, fue un factor desencadenante del colapso del suelo desde antes del 2011. Sin embargo, para suministrar de agua potable a la ciudad de Querétaro, se construyó una red hidráulica en el 2011 bajo el nombre de Proyecto Acueducto II (CONAGUA, 2011). El proyecto fue diseñado para traer 50 MMC/año (Millones de metros cúbicos por año) a la ciudad de Querétaro, y para detener la operación de aproximadamente la mitad de los pozos de producción. Así, de acuerdo a la CONAGUA

(2011), el proyecto fue viable porque se observaron aumentos en el nivel del agua en algunos pozos y un descenso de las tasas de hundimiento para años posteriores al 2007.

Esta observación sugiere que el acuífero ha alcanzado un nuevo equilibrio, a pesar de la inducción de subsidencia intermitente, cuya hipótesis planteada en esta investigación es que el hundimiento sea consecuencia de la configuración geológica y estructural de la zona. Pues se percibió que el graben de Querétaro está flaqueado al Este por la falla Querétaro y Huimilpan y, al Oeste por la falla San Bartolomé. Por consiguiente, este hecho supone que el hundimiento de la tierra y la dirección preferencial de las fallas geológicas guardan una íntima relación con el fenómeno de subsidencia a causa de movimientos subsuperficiales (*Figura 4.8*). Puesto que, los lineamientos siguen patrones estructurales que han surgido tanto en superficie como en profundidad, ya que mediciones gravimétricas hechas por Pacheco (2007) sugieren que las fallas subterráneas son generadas por el talud en el borde del graben.

Así, observando la *Figura 4.9* se detectó que la geología conformada por conglomerados, arenas, gravas, arcillas y limos, tiene un rol crítico tanto en el deslizamiento vertical del terreno como en la dirección preferencial de las fallas. Asimismo, en la parte central del valle (*Figura 4.8*) el contraste de los resultados se torna útil, ya que se muestra el patrón de subsidencia claramente observable sobre la falla 5 de Febrero, dato que se contrasta con las lecturas de subsidencia registradas a principios del 2003 por Castellazzi *et al.* (2016).

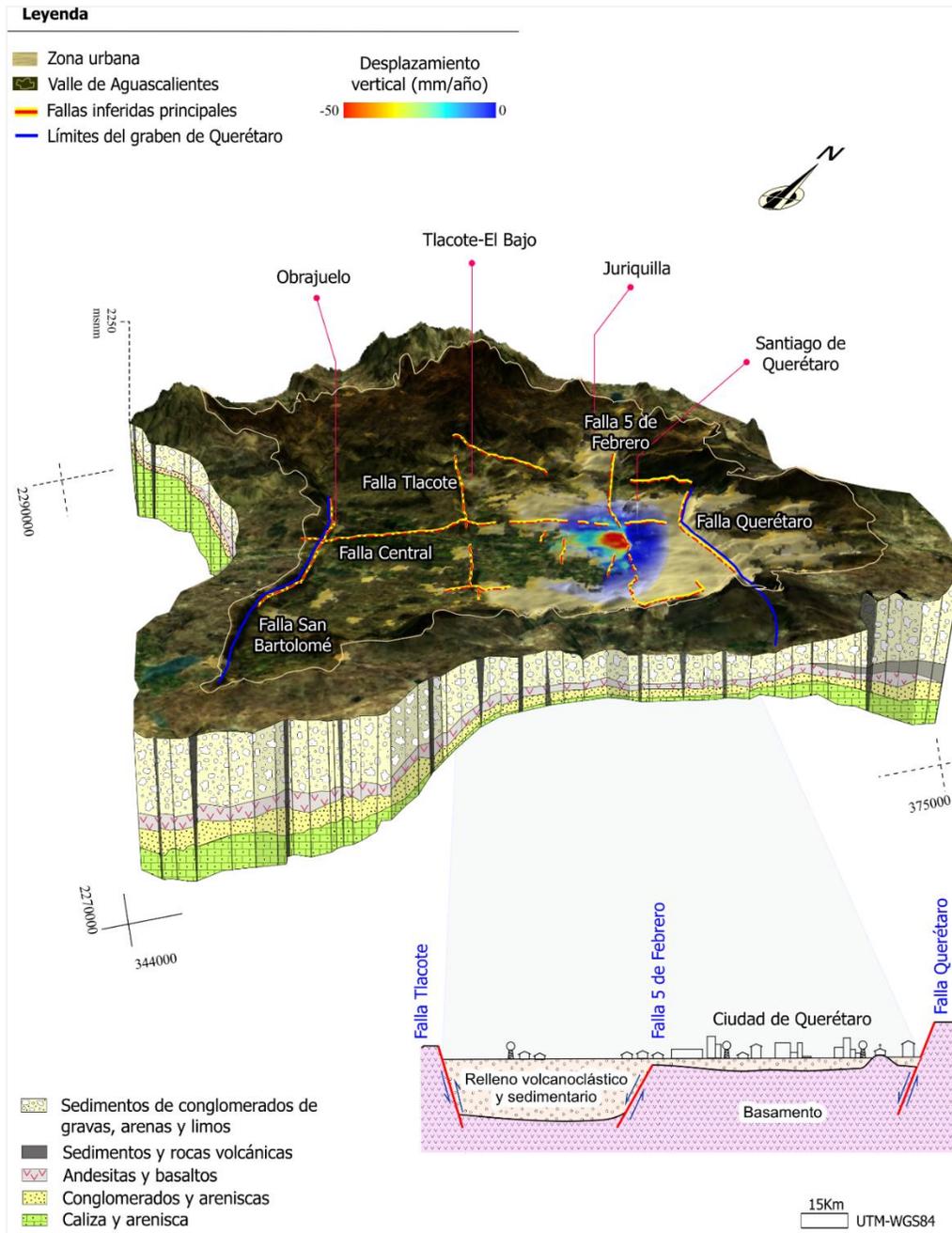


Figura 4.8 Contexto general del estudio geológico-estructural del Valle de Querétaro. Asimismo, se muestra un perfil geológico (tomado y adaptado de Pacheco et al., 2006) que cubre las fallas Tlacote, 5 de Febrero y Querétaro, con el fin de representar el hundimiento del valle. El material poco consolidado de la superficie, contrasta con la presencia y probable formación de fallas geológicas, así como la delimitación del graben que lleva el mismo nombre.

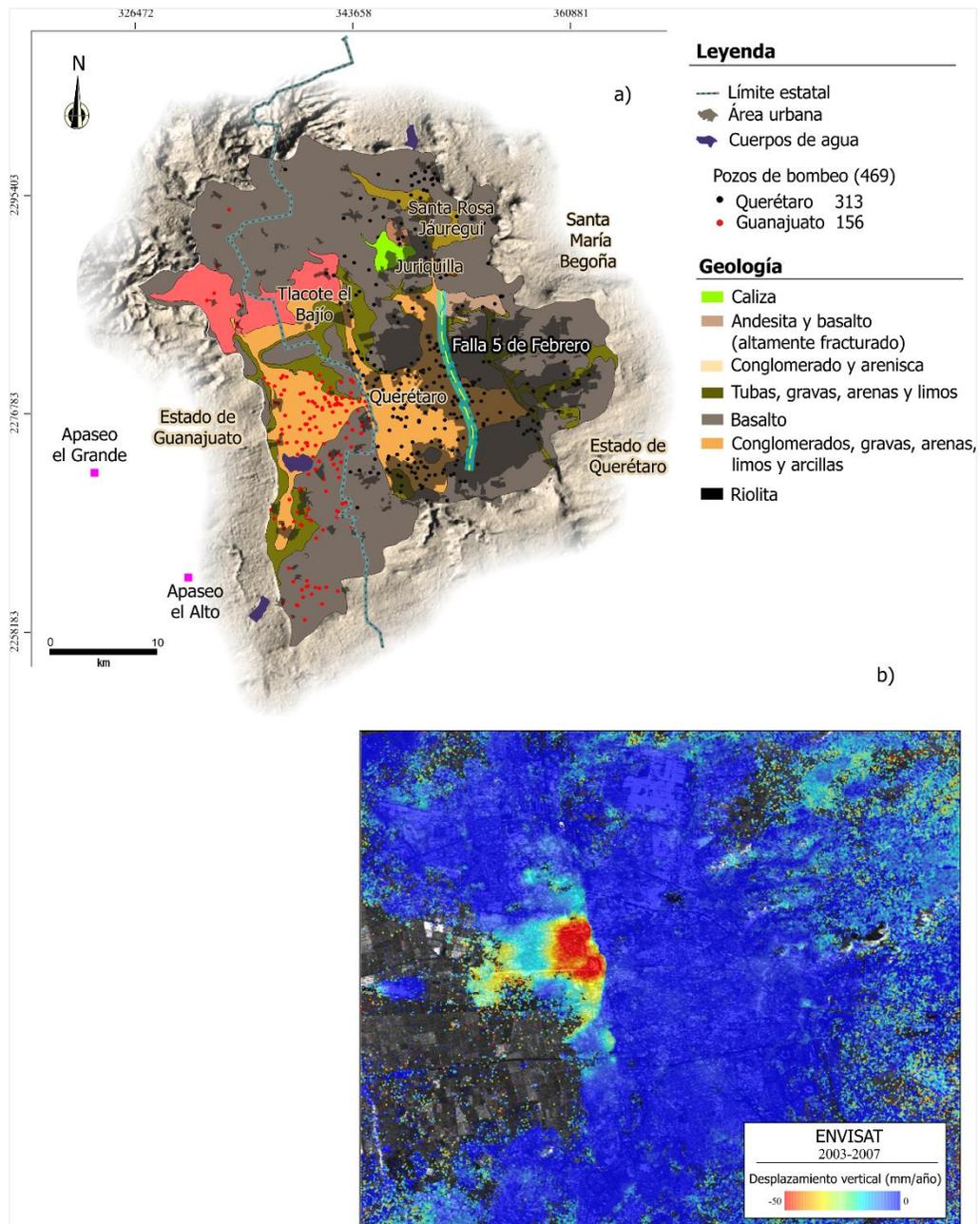


Figura 4.9 a) Extensión aproximada del Valle de Querétaro emplazado sobre el límite oriental del estado de Guanajuato, y el límite occidental del estado de Querétaro. Asimismo, se muestra el contexto geológico del Valle y b) la extrapolación de la falla 5 de Febrero en un plano interferométrico ENVISAT-InSAR para el periodo 2003-2007.

4.6 Vinculación del comportamiento direccional de los lineamientos con el fenómeno de subsidencia en el Valle de Aguascalientes

Estructuralmente el Valle de Aguascalientes (VA) se emplaza sobre una fosa tectónica flaqueada al Este y Oeste por dos fallas normales (*Figura 4.10*) de orientación casi meridiana (N-S), dando forma al graben que lleva el mismo nombre (Pacheco *et al.* 2013). Estas fallas y el resto de las inferidas configuran la fisiografía y las formas del relieve de la región. En ese sentido, los principales lineamientos que limitan al VA fueron definidos a partir de los recursos digitales empleados en esta investigación. Ya que representan estructuras de gran extensión longitudinal, cuya traza tuvo una mayor sensibilidad a la topografía definida en el sitio. Así, la subzona de estudio comprende en su totalidad el centro del estado de Aguascalientes y el segmento SW del estado de Zacatecas.

Bajo este esquema, la falla Poniente y Oriente son los nombres que han sido utilizados para señalar a los lineamientos que definen el graben de Aguascalientes, reflejan una orientación tendencial de N a S con movimiento ligeramente hacia el NNW y, su porción casi meridional se define claramente a lo largo de 95 kilómetros (aproximadamente). Bajo este contexto Hernández y Burbey (2010), postularon que son las fallas más activas en el valle dada su actividad, misma que contribuyó al origen del graben; por lo que resulta fácil pensar que estas fallas son de origen tectónico.

Sin embargo, existen fallas menores en el Valle de Aguascalientes con dirección NNE-SSW (*Figura 4.10*). En vista de lo anterior, Aranda y Aranda (1985) señalaron que estas fallas configuran un sistema de bloques debajo del relleno sedimentario a lo largo del valle. Por su parte, Lermo *et al.* (1996) propusieron que el aumento de las dimensiones de algunas fallas en el suelo ha ocurrido en el VA desde los primeros informes observados de los años 80.

Por otra parte, el trabajo de campo reciente ha demostrado que el ancho de las fallas del suelo se hace más grande debido a la erosión, principalmente durante la estación húmeda, y especialmente después de fuertes lluvias. A su vez, debe observarse que la mayoría de las fallas geológicas inferidas en este trabajo se ubican en el centro del valle que es donde predomina el material arcilloso (Castañeda, 1995).

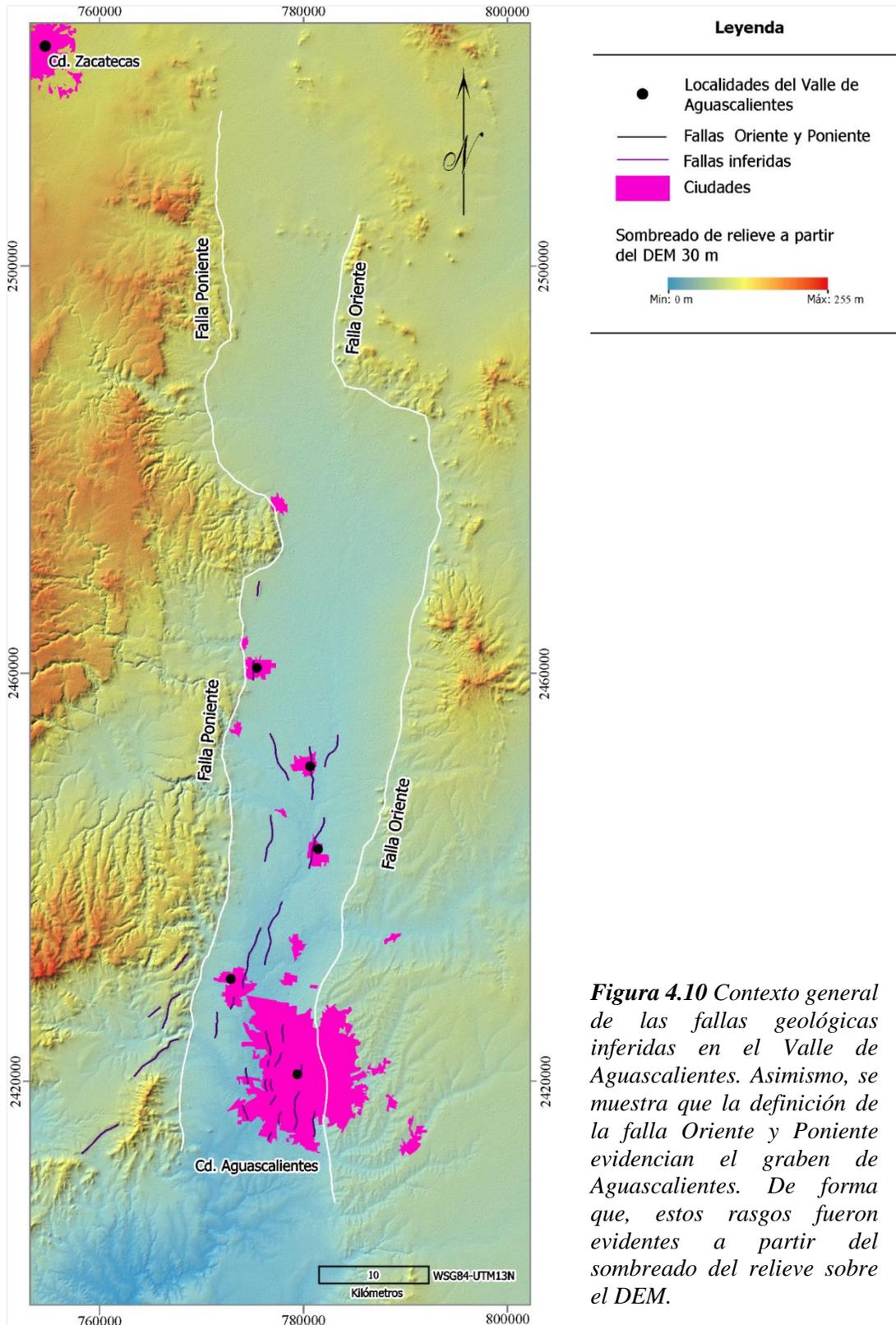


Figura 4.10 Contexto general de las fallas geológicas inferidas en el Valle de Aguascalientes. Asimismo, se muestra que la definición de la falla Oriente y Poniente evidencian el graben de Aguascalientes. De forma que, estos rasgos fueron evidentes a partir del sombreado del relieve sobre el DEM.

Desde esta perspectiva, la geología del Valle de Aguascalientes se puede describir en términos prácticos como un graben tectónico relleno de sedimentos recientes poco consolidados que forman el sistema de acuíferos que se encuentra sobre un lecho de roca altamente desigual. Por esta razón, la traza y la posición de las fallas observadas en el valle son típicamente paralelas a las fallas antiguas del lecho de roca (UNAM-SOP, 1994; Aranda, 1989).

4.6.1 Representación de las orientaciones preferenciales de los lineamientos en el Valle de Aguascalientes

Partiendo de la geología del valle, así como de la observación de las direcciones preferenciales de los lineamientos inferidos en la subzona (*Figura 4.5*); la representación de estas últimas fue satisfactoria. Puesto que, la orientación preferencial de las principales fallas mapeadas en el Valle de Aguascalientes, coincidieron con las documentadas por Hernández (2015); Pacheco *et al.* (2013), y Arroyo *et al.* (2004), constatándose que los lineamientos tienen dos orientaciones preferenciales, NNW-SSE y N-S.

En tal sentido, el diagrama Roseta y la elipse de rumbos evidencian que el comportamiento direccional de los lineamientos corresponde con la orientación NNW-SSE y N-S documentada tanto en trabajos previos, como en esta investigación. Bajo estas condiciones, la mayoría de las fallas geológicas menores se ubican en el centro del valle donde predomina el material poco consolidado. De este modo, las observaciones de este sitio convergen en la tesis de que la geología (*Figura 4.11*) de los primeros estratos compuestos por rellenos aluviales (limo, arena y grava con arcilla) (Pacheco *et al.*, 2010), y la configuración tectónica tipo graben, son los factores condicionantes para la formación o reactivación de las fallas mapeadas en el Valle de Aguascalientes.

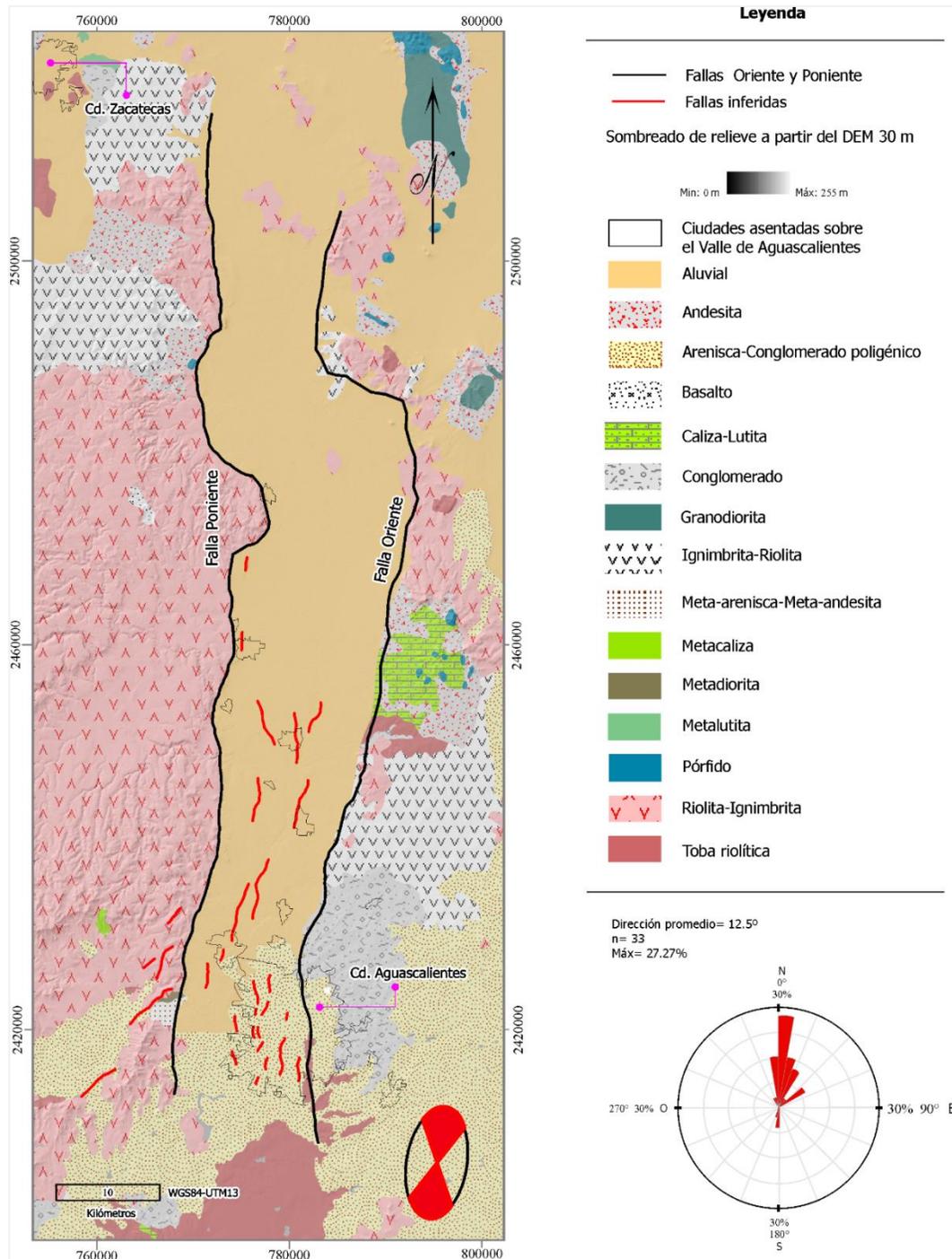


Figura 4.11 Entorno geológico y estructural de Valle de Aguascalientes, donde es posible apreciar que las fallas Poniente y Oriente limitan el graben que lleva el mismo nombre, mantenido una orientación preferencial hacia el N-S con un promedio de 12.5°. Mientras que las fallas menores muestran una dirección hacia el NNW(E)-SSE. Así, las direcciones de ambas familias de fallas son homologadas a partir del diagrama roseta y la elipse de direcciones.

4.6.2 Estudio geoestadístico para el análisis de las direcciones preferenciales de lineamientos mediante el semivariograma del Valle de Aguascalientes

En el Valle de Aguascalientes se mapearon un total de 33 fallas geológicas, mismas que fungieron como elementos importantes para la confección del semivariograma; ya que los datos de fondo de los lineamientos fueron sometidos a un análisis geoestadístico, con la finalidad de modelar el rumbo preferencial de las fallas a partir de la confección del semivariograma y su posterior ajuste mediante curvas estadísticas.

Por lo que, de la *Tabla 4.8* se exponen los datos de entrada para la confección del semivariograma, mismo que fue elaborado a partir de 30 lags de desplazamiento y a una distancia máxima de 91390.063 m. Por otra parte, los parámetros necesarios para la construcción de los modelos de ajuste tipo Esférico, Gaussiano y Exponencial quedan definidos en la *Tabla 4.9*. Así, el primer filtro para la validación de los modelos de ajuste fue tomado de la Bondad de Ajuste Cressie, debido a que califica como óptimo aquel modelo que obtenga el resultado más próximo a cero (Mateu, 2015).

Bajo este contexto, en las pruebas de control y con base al resultado de Cressie, se encontró que el mejor modelo de ajuste adaptado al variograma fue el Exponencial (0.163). Sin embargo, a partir de un primer examen sobre las tres curvas de ajuste, de la *Figura 4.12* se nota que la gaussiana tiene un mejor desempeño espacial. Por lo que, en un plano general los resultados de los tres modelos parecen coincidir con los rumbos que el diagrama roseta y la elipse de dirección también representan.

Tabla 4.8 *Parámetros de entrada para la construcción del variograma experimental. Los datos pertenecen a las direcciones preferenciales de las 33 fallas geológicas mapeadas en el Valle de Aguascalientes.*

Distancia Máxima (m)	91390.063
Distancia Mínima (m)	0
# Lags	30
Distancia del Lag o desplazamiento (m)	3151.3518

4.6.3 Evaluación del desempeño de los modelos de ajuste para el Valle de Aguascalientes

En lo que concierne a la Bondad de Ajuste Cressie, así como a la observación de las curvas de ajuste, los modelos adquirieron un refuerzo estadístico para la determinación de la mejor representación direccional de las fallas mapeadas en el Valle de Aguascalientes. Este procedimiento se efectuó con base a los valores observados del semivariograma y, los valores simulados de cada curva (*Tabla 4.10*), a partir de su evaluación mediante los cinco criterios estadísticos ya mencionados en esta investigación. Así, bajo condiciones similares el Coeficiente de Determinación (CD) para los tres modelos de ajuste, fueron afines a los del Valle de Querétaro. Puesto que reportaron valores muy cercanos a la unidad, por ejemplo la curva esférica para el caso del VA tiene un CD de 0.930, mientras que la misma curva para el valle queretano resultó en 0.893 (ver *Tabla 4.11*).

Tabla 4.9 *Parámetros de entrada para la construcción de los modelos de ajuste, pertenecientes a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas mapeadas en el Valle de Aguascalientes.*

JeoStat				
Modelo	Parámetros del variograma experimental			Validación Cruzada
	Nugget Co, Yo	Meseta Co+c, S	Rango Ao, a	Cressie
Esférico	0	0.015	21962.710	0.476
Gaussiano	0	0.012	27946.87	0.292
Exponencial	0	0.015	5256.92	0.163

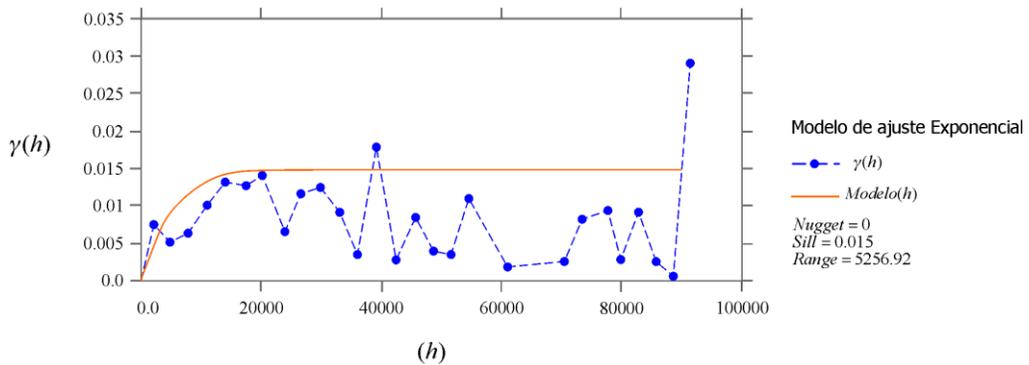
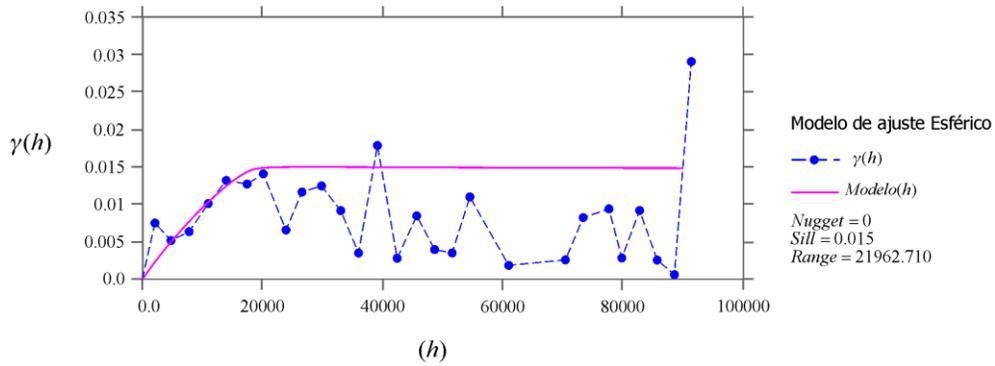
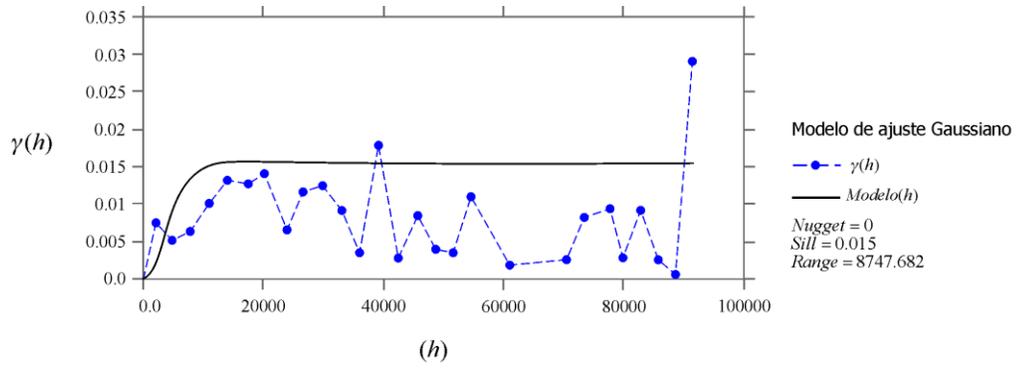


Figura 4.12 Variograma omnidireccional ajustado a las curvas de ajuste para la definición de la orientación preferencial de los rasgos geológico-estructurales mapeados en el Valle de Aguascalientes. Asimismo, se incluyen los resultados de los parámetros necesarios para la configuración de cada modelo.

Tabla 4.10 Resultados de los valores observados del variograma experimental y los valores simulados de los modelos de ajuste seleccionados, pertenecientes a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas mapeadas en el Valle de Aguascalientes.

Valor observado	Valor estimado		
	Variograma experimental $\gamma(h)$	Modelo Esférico $\gamma(h)$	Modelo Gaussiano $\gamma(h)$
0.007	0.002	0.003	0.005226
0.005	0.005	0.009	0.008944
0.006	0.008	0.014	0.011609
0.010	0.010	0.015	0.013175
0.013	0.012	0.015	0.013943
0.013	0.014	0.015	0.01445
0.014	0.015	0.015	0.014684
0.007	0.015	0.015	0.014839
0.012	0.015	0.015	0.014904
0.012	0.015	0.015	0.014948
0.009	0.015	0.015	0.014973
0.003	0.015	0.015	0.014984
0.018	0.015	0.015	0.014991
0.003	0.015	0.015	0.014995
0.008	0.015	0.015	0.014998
0.004	0.015	0.015	0.014999
0.004	0.015	0.015	0.014999
0.011	0.015	0.015	0.015
0.002	0.015	0.015	0.015
0.003	0.015	0.015	0.015
0.008	0.015	0.015	0.015
0.009	0.015	0.015	0.015
0.003	0.015	0.015	0.015
0.009	0.015	0.015	0.015
0.002	0.015	0.015	0.015
0.000	0.015	0.015	0.015
0.029	0.015	0.015	0.015

Tabla 4.11 Resultados de los índices evaluadores del desempeño de las curvas de ajuste, pertenecientes a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas inferidas en el Valle de Aguascalientes.

Modelo	Índices				
	ME	RMSE	CD	EF	CRM
Esférico	0.015	0.008	0.930	0.866	0.081
Gaussiano	0.015	0.009	0.855	-1.100	-0.711
Exponencial	0.015	0.009	0.927	-1.031	-0.696

Por otra parte, en las pruebas que se realizaron el resultado de los valores de los índices ME, RMSE, EF y CR están dentro de los límites aceptables. No obstante, el error máximo (ME) fue el mismo para los tres modelos (ver *Tabla 4.11*); puesto que de haber excedido el valor de este índice, el escenario de cualquier modelo sería el menos favorable para el apoyo en el entendimiento del comportamiento espacial y direccional de los lineamientos mapeados.

Por otra parte, el valor del coeficiente de eficiencia (EF) perteneciente a la curva esférica, fue el que obtuvo el mejor comportamiento respecto a la curva gaussiana y exponencial, ya que registró un valor de 0.866. Esto indica que entre mayor se acerque a 1 el valor, representará una buena relación entre los valores estimados del semivariograma con los valores calculados de la curva de ajuste (Vázquez y Feyen, 2003).

Por último, el índice RMSE y CRM del modelo esférico, también obtuvieron los valores más sobresalientes del desempeño de la curva, con 0.008 y 0.081 respectivamente (ver *Tabla 4.11*). Dado que, el valor del error cuadrático medio (RMSE) y del coeficiente de masa residual (CRM) entre más bajos sean (más cercanos a cero), mejor rendimiento de los modelos se obtendrá. En síntesis, con base a los resultados los cinco índices expuestos, se notó que el mejor modelo de representatividad espacial y direccional de los lineamientos pertenecientes al Valle de Aguascalientes, es el modelo Esférico (*Figura 4.12*).

Sin embargo, el dato del índice CD es particularmente importante porque permite tener en cuenta que ambos sitios, es decir, el Valle de Aguascalientes y el Valle de Querétaro tienen una configuración estructural de graben y horts. Esto se entiende porque, están emplazados sobre fosas tectónicas en las que se desarrollaron los valles que actualmente se conocen.

Por lo que, es muy probable que esta característica sea determinante para que los lineamientos sigan direcciones preferenciales a partir del corte litológico que el desplazamiento del graben genera.

4.6.4 Desplazamiento vertical del terreno y su implicación con los rasgos geológico estructurales en el Valle de Aguascalientes

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos de este sitio y al observar los registros de subsidencia de la serie ENVISAT-InSAR del periodo 2007-2011 (Castallazzi *et al.*, 2016), se infirió que los desplazamientos verticales del terreno están fuertemente relacionados con la forma de acomodo en las que están dispuestas las distintas capas geológicas, ya que el hundimiento del suelo sólo se localiza en áreas de alta sensibilidad geológica. A título de ejemplo, la *Figura 4.13* es representativa del comportamiento regional de la zona, porque evidencia que la capa superficial está compuesta por sedimentos aluviales de arena y grava (litología tomada y modificada de Pacheco *et al.*, 2013b).

Análogamente, en el estudio de Madrid (2005) se encontró que el proceso de hundimiento diferencial del terreno tuvo inicios poco antes de 1980, probablemente en coincidencia con la intensificación del aprovechamiento de agua subterránea en la década de 1970. Así, de acuerdo a datos del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), el estado de Aguascalientes tenía en 1970 una población de 338,000 habitantes (INEGI, 2007). Sin embargo, ésta cifra aumentó para el 2010 a 1,185,000 habitantes de los cuales el 87% vive en el Valle de Aguascalientes.

Por lo que, este dato justifica el fenómeno de subsidencia debido a la alta demanda de agua potable en la región; adicionando que el sistema acuífero del VA es altamente heterogéneo al estar compuesto por rellenos sedimentarios; por lo tanto el acuífero ha sido sobreexplotado en los últimos 30 años. Incluso, por esta relación de eventos, Poland y Davis (1969); Poland (1984b); Ortega *et al.* (1993); Holzer (1998); USGS (1999), anticiparon que derivado del aumento de la sobreexplotación, el acuífero se comprime con el tiempo, conduciendo a un hundimiento de la tierra.

Sin embargo, Pacheco *et al.* (2013a), apoyan la hipótesis de que la mayoría de las fallas observadas en el Valle de Aguascalientes, están directamente vinculadas a las irregularidades de la roca de fondo. Bajo este contexto, Romero *et al.* (2010), detectaron que son las tensiones inducidas por la tectónica las que controlan el desplazamiento vertical del suelo, ya que la mayoría de las fallas secundarias son paralelas a las fallas Oriente y Poniente de edad cuaternaria, y estas delimitan el graben.

Si se mira el graben de Aguascalientes (*Figura 4.13*), el colapso del suelo se produce paralelo a las fallas Oriente y Poniente, alcanzando niveles críticos de hasta -60 mm/año para el periodo 2007-2011, de acuerdo a los datos reflejados por la serie ENVISAT a partir de la técnica interferométrica InSAR proporcionados por Castellazzi *et al.* (2016). Con relación a esto, las fallas del centro del Valle tienen ocurrencia donde los conos de depresión por extracción de agua subterránea son mayores (Esquivel *et al.*, 2005; y Zermeño *et al.*, 2005). Por lo que, el aspecto geológico que involucra la presencia de material mal consolidado y la geología estructural que se infiere, desempeña un papel pasivo en ante el fenómeno de subsidencia, y la componente antropogénica (caída del nivel de agua subterránea), son los factores condicionantes para la ejecución del hundimiento diferencial del suelo.

Aunado a estas observaciones, la descripción de los cortes litológicos de algunos pozos del Valle, permitieron interpretar la existencia de una gruesa capa de sedimentos sin consolidar en el subsuelo (Alberro *et al.*, 2006). Por lo que, este hecho mantiene una estrecha relación con la vinculación directa de las fallas regionales asociadas a las irregularidades del basamento de fondo. Sintetizando que la traza de los lineamientos y su posición, son casos típicos de fallas antiguas paralelas al lecho de roca (Aranda y Aranda, 1989; Loza *et al.*, 2008; Hernández y Pacheco, 2011).

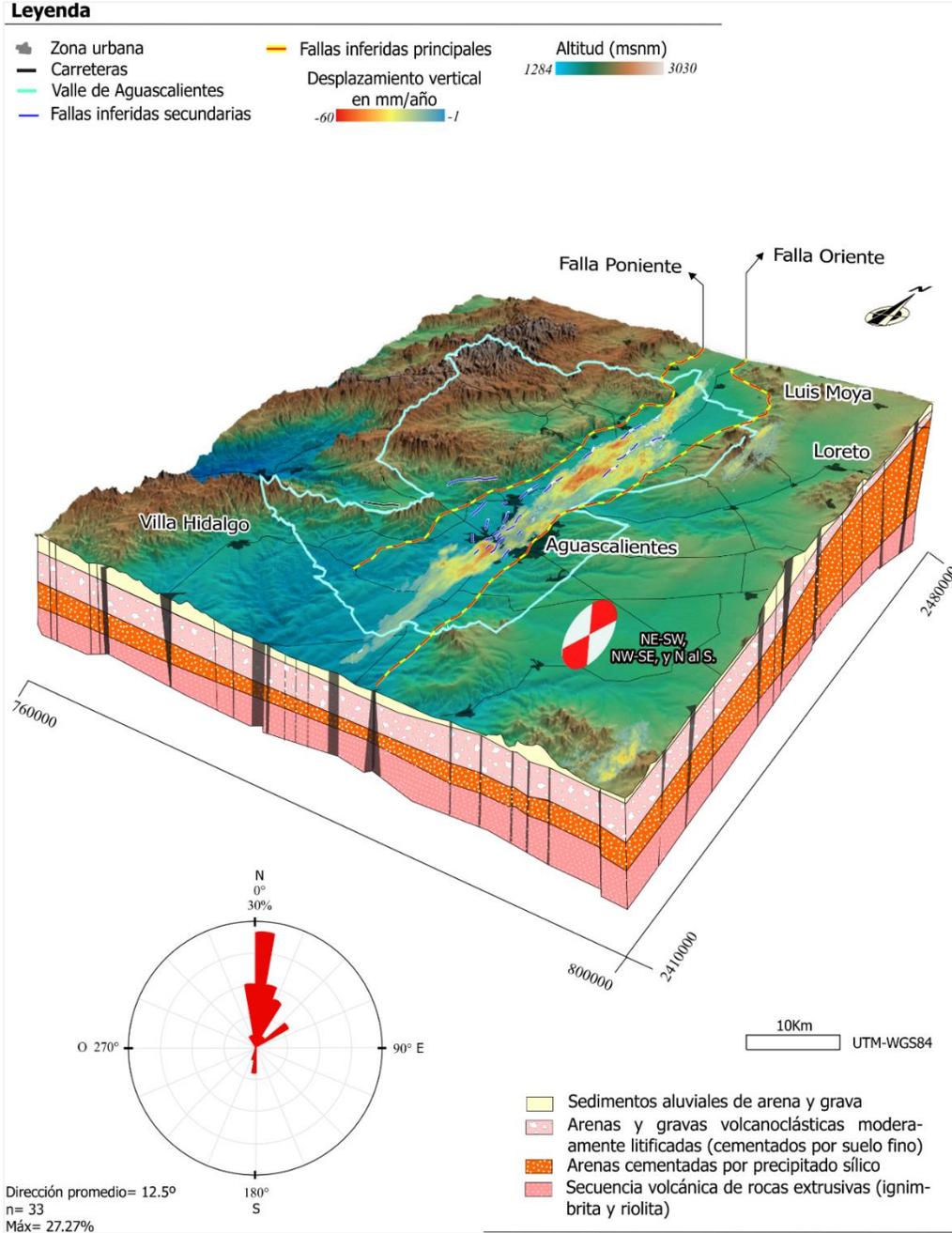


Figura 4.13 Ubicación regional de los lineamientos inferidos sobre el Valle de Aguascalientes. Asimismo, se puede apreciar el contraste geológico en relación al fenómeno de subsidencia a largo del valle. La presencia de las fallas Oriente y Poniente delimitan la fosa tectónica sobre la que se emplaza la zona de estudio, evidenciando la dirección preferencial hacia el N-S, definida por el diagrama roseta y la elipse de rumbos.

4.7 Vinculación del comportamiento direccional de los lineamientos con el fenómeno de subsidencia en el Valle de Celaya

El sitio de estudio está ubicado en la porción Este de una extensa planicie llamada Bajío Guanajuatense; esta llanura es de tipo aluvial con una elevación promedio 1590 m.s.n.m. No obstante, el Valle de Celaya está bordeado por un terreno montañoso de origen volcánico que forma parte del Cinturón Volcánico Transmexicano (Ortega *et al.*, 1992). Por consecuencia, la ciudad de Celaya se localiza en la porción Este del estado de Guanajuato, asentada sobre la llanura aluvial y fluvio-lacustre que descansa sobre un basamento de rocas cretácicas de origen volcánico y sedimentario (Farina *et al.* 2008).

Así, a partir del contexto geológico-estructural los rasgos predominantes en el área de estudio resultaron en la definición de 70 fallas a escala regional; de las cuales, 62 lineamientos corresponden a fallas secundarias y ocho, a lineamientos principales que cruzan el centro de la ciudad de Celaya. Bajo este esquema, un criterio adicional para la clasificación las fallas partió de su orientación preferencial; así, la primer familia mantuvo una tendencia hacia el NE con rumbos de 20° hasta 80°, mientras que el segundo grupo mantuvo tendencias hacia el NW con ángulos de tolerancia de 20° hasta 60°. Por lo que, es posible notar que ambas direcciones son casi ortogonales y se representan de forma asertiva en el *Figura 4.14*.

Por otra parte, vale la pena señalar que las 62 fallas secundarias se localizan fuera de la Ciudad de Celaya, teniendo mayor presencia en las partes montañosas del valle donde los cambios abruptos del relieve son evidentes. Sin embargo, a pesar de que existe una mayor cantidad de fallas en los segmentos aledaños al Valle, éstas no implican un riesgo significativo hacia la población, debido a que su presencia se encuentra a kilómetros de los asentamientos humanos.

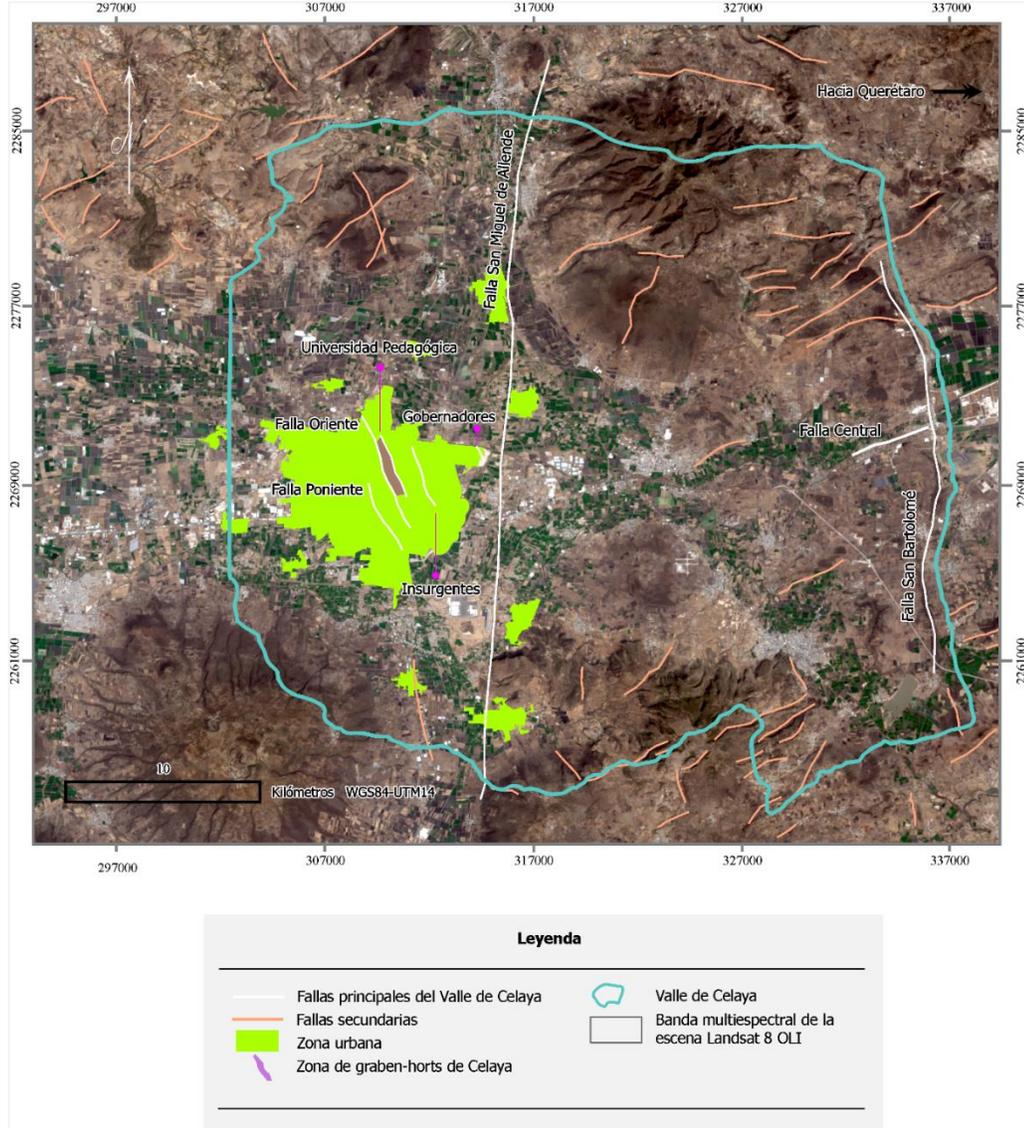


Figura 4.14 Localización de los lineamientos presentes en el Valle de Celaya. Asimismo, se enlistan las fallas principales que cortan el polígono urbano, que delimitan al graben de Celaya. Los números romanos corresponden a: I) Falla Oriente, II) Falla Poniente, III) U. Pedagógica, IV) Insurgentes, V) Gobernadores, VI) San Miguel de Allende, VII) Falla Central, VIII) Falla San Bartolomé. Nombres tomados de Trujillo (1985).

Paralelamente, en la *Figura 4.14* se aprecia que las fallas acotadas con los números romanos I (Falla Oriente), II (Falla Poniente), III (Falla Universidad Pedagógica), IV (Falla Insurgentes), y V (Falla Gobernadores), cruzan el polígono urbano de Celaya. En contraste con la geología de la zona, ésta está conformada por materiales aluvial, lo que permite deducir que en presencia de materiales blandos la probabilidad de la formación, propagación o reactivación de una falla geológica es muy alta.

Sin embargo, la falla VI es un caso importante en el estudio del Valle de Celaya porque éste lineamiento pertenece al sistema de fallas regionales documentado por Demant (1978 y 1976) como Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA). Esta falla en la parte central del área de estudio tiene una dirección N-S; tras lo cual, de acuerdo con Alaniz *et al.* (2001), proponen que continúa hacia el sur en las llanuras de Celaya, suponiendo que representa una extensión del sistema SFTSMA.

Por lo que atañe a las fallas Oriente y Universidad Pedagógica, éstas coinciden con afectar el área urbana de Celaya; no obstante su rasgo más importante es que, son formadoras de un pequeño graben orientado al NW-SE (Huizar *et al.*, 2011). De esta manera, la fosa está constituida por un substrato basáltico suprayacido por un relleno lacustre (Alberro *et al.*, 2006) de espesores considerables en el centro del valle. Bajo este enfoque, Delgado *et al.* (1993); Suter *et al.* (1995, 1992); Luhr (1997); Aguayo y Marín (1987), infieren que este conjunto de lineamientos pertenecen al sistema de fallas activas de la Faja Volcánica Transmexicana. Sin embargo, Rodríguez *et al.* (2012) restringen esta premisa debido a que no existen informes de actividad sísmica en el área.

4.7.1 Representación de las orientaciones preferenciales de los lineamientos en el Valle de Celaya

De acuerdo con Rodríguez *et al.* (2012), la linealidad de las fallas presentes en el Valle de Celaya revela un control tectónico debido a su configuración geométrica. Puesto que, la orientación predominante de los lineamientos principales, tiene un contraste similar a las orientaciones representadas en el diagrama roseta y elipse de rumbos. Así, partiendo de las observaciones de los lineamientos a partir de la *Figura 4.14*, se hizo una clasificación de las fallas en dos familias. La familia uno acota a las fallas secundarias ubicadas en la zona de estudio con una tendencia direccional hacia el N20°-80°E. La segunda familia representa a las fallas principales mapeadas en el Valle de Celaya, mismas que mantuvieron una dirección preferencial al NW con rumbos variantes de 20° a 60°. Desde ese punto de vista, es posible verificar que (*Figura 4.15*) el resultado de graficar las direcciones preferenciales de ambos grupos de fallas, mantienen una relación estrecha entre lo observado en las imágenes satelitales, el Modelo Digital de Elevación y la información estructural ploteada en el diagrama polar. Así, los pétalos de la roseta correspondientes a las fallas principales del Valle de Celaya reflejan una dirección dominante hacia el NW con mínimas variaciones hacia el SE. Mientras que los pétalos de la familia de las fallas secundarias, tienen una abertura tendencial hacia el NE.

En ese sentido, la Roseta de las ocho fallas principales reflejaron una dirección promedio de 16.3° rumbo con dirección NW y, 343.7° de dirección azimutal, tras lo cual los rangos de ocurrencia fueron del 50% debido a que el máximo dato de rumbo ocupó un porcentaje el 42.86%. Por otra parte, el diagrama Roseta de las fallas secundarias (62 datos) calculó una dirección promedio de 30°, con un rango de recurrencia del 20% dado que el rumbo máximo ocupó un 17.14% (ver *Figura 4.15*). Por consiguiente, en ambos casos los resultados se contrastaron con los de Huizar *et al.* (2001), llegando a rosetas similares lo que resultó favorable para esta investigación. Es importante tener en cuenta que la tendencia principal de ambos conjuntos de estructuras es similar a la de los sistemas de fallas mapeadas en los valles de estudio (Querétaro y Aguascalientes). Pues, se ha confirmado que estos sistemas de fallas regionales pertenecen a la Faja Volcánica Mexicana, y han sido señaladas como tectónicamente activas (Garduño *et al.*, 2001; Alaniz *et al.*, 2001; Suter *et al.*, 1996, 1995, 1992).

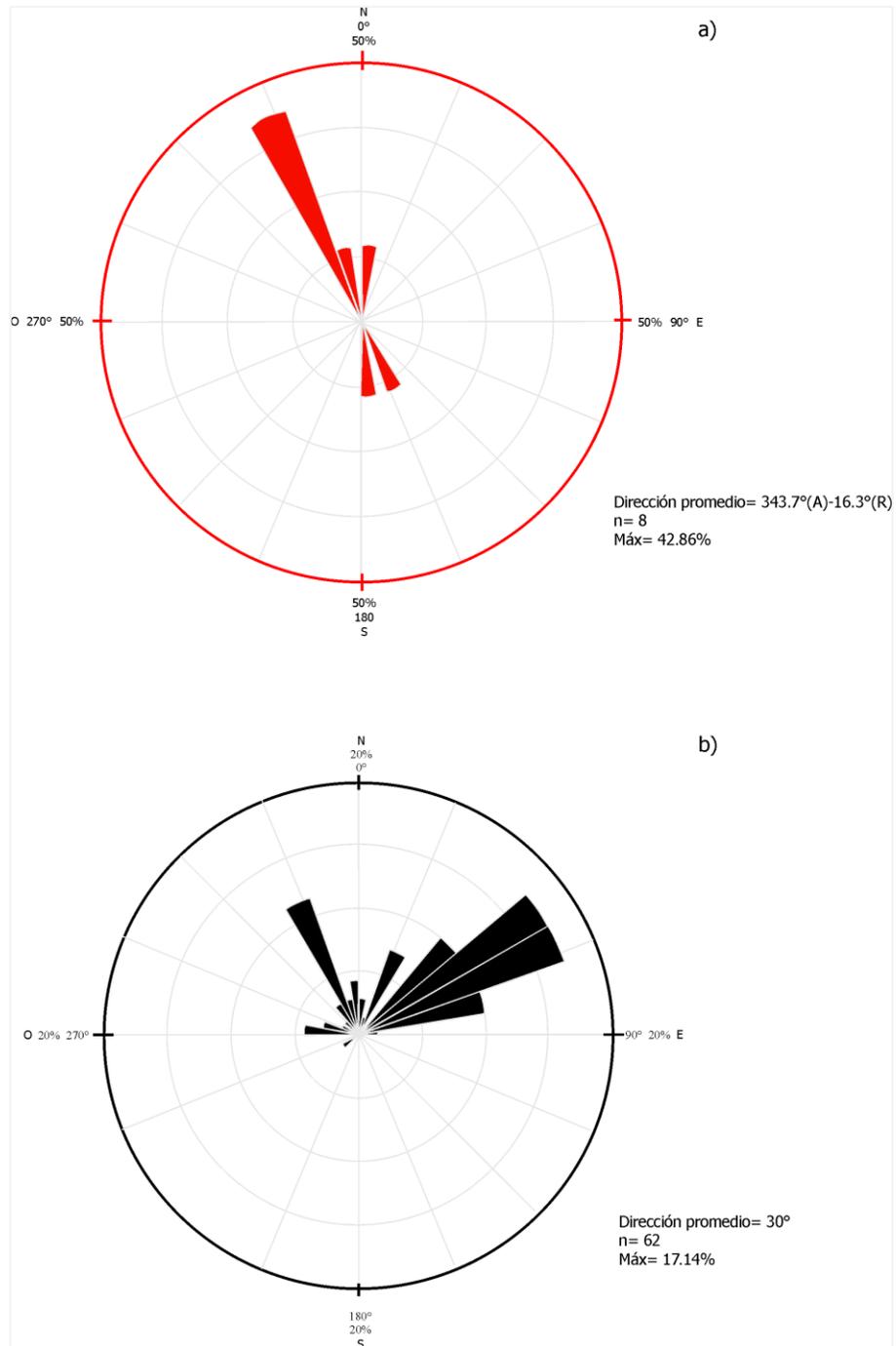


Figura 4.15 a) Representación de las direcciones preferenciales de las fallas principales y b) fallas secundarias inferidas en el Valle de Celaya mediante el empleo de la red polar.

4.7.2 Estudio geoestadístico para el análisis de las direcciones preferenciales de lineamientos del Valle de Celaya

Seguido de la confección de un diagrama Roseta, el siguiente proceso fue la aplicación del enfoque geoestadístico para comprobar las direcciones preferenciales de los lineamientos mapeados en el Valle de Celaya. Vale la pena mencionar que, el semivariograma de la segunda familia de lineamientos (fallas principales) no pudo ser confeccionado, debido al limitado número de datos (ocho datos de un total de 70 fallas) para ejecutar un variograma con resultados eficientes. Aunque sin ir más lejos, esto es opuesto a lo que Webster y Oliver (1992) consideran, ya que argumentan que cuanto más grande sea el tamaño de la muestra, mayor será la confiabilidad del variograma.

Bajo este entendido, a partir de los datos de la *Tabla 4.12* se resalta que la distancia máxima, el número de lags y la distancia de desplazamiento son los elementos más importantes para la confección del semivariograma, porque estos datos fungen como la base para el posterior desempeño de los modelos de ajuste a los que se sometió el variograma. Paralelo a esto, los parámetros de entrada para la reproducción de las curvas gaussiana, exponencial y esférica, se pueden verificar en la *Tabla 4.13*.

Asimismo, con la finalidad de evitar sobregiros en los resultados del desempeño de los modelos de simulación, el primer filtro para evaluar su nivel de precisión fue tomado de la Bondad de Ajuste Cressie; que como se ha mencionado el valor esperado de este índice tiende a ser cercano a cero (Mateu, 2015), lo que implicaría una alta validez de cualquier curva de ajuste sobre la herramienta que cuantifica la correlación espacial y la variabilidad de la dirección preferencial distribuida en el espacio de los lineamientos inferidos (Deustch y Journel, 1998). Desde esta perspectiva, el resultado de Cressie (*Tabla 4.14*) del modelo de ajuste exponencial obtuvo el mejor valor de rendimiento con 0.113; compitiendo con 0.752 y 0.210 del modelo Gaussiano y Esférico, respectivamente (*Figura 4.16*).

Tabla 4.12 *Parámetros de entrada para la construcción del variograma experimental referente a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas mapeadas en el Valle de Celaya.*

Distancia Máxima (m)	56851.687
Distancia Mínima (m)	0
# Lags	30
Distancia del Lag o desplazamiento (m)	1960.40299

Tabla 4.13 *Datos de entrada para la construcción de los modelos de ajuste, teniendo como referencia las direcciones tendenciales de las fallas geológicas ubicadas en el Valle de Celaya.*

JeoStat				
Modelo	Parámetros del variograma experimental			Validación Cruzada
	Nugget Co, Yo	Meseta Co+c, S	Rango Ao, a	Cressie
Esférico	0	0.931	14593.150	0.210
Gaussiano	0	0.946	11646.09	0.752
Exponencial	0	0.936	4666.19	0.113

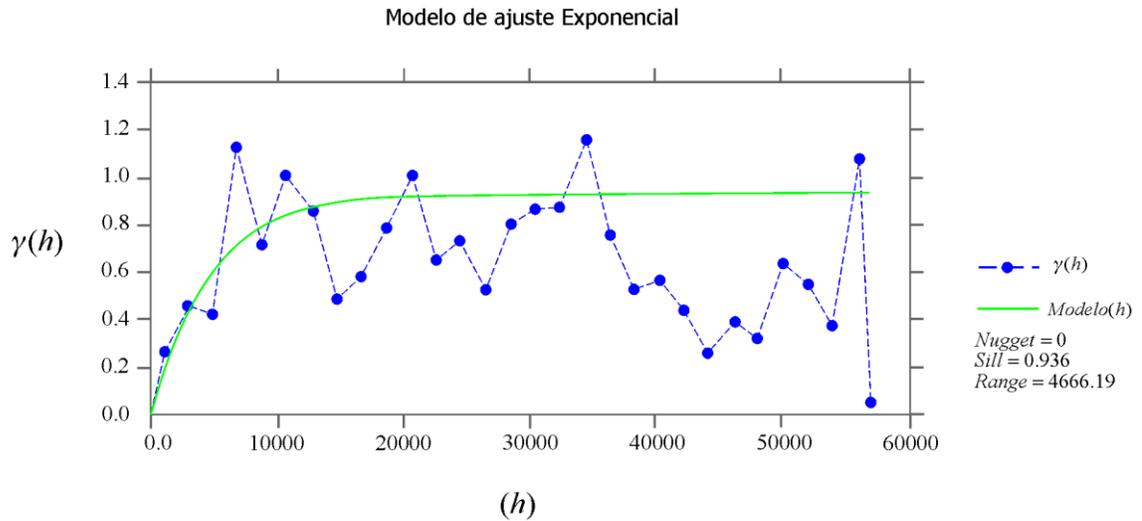


Figura 4.16 Curva Exponencial ajustada al semivariograma de los lineamientos totales inferidos en el Valle de Celaya. Nótese que esta curva resultó ser la que mejor representatividad obtuvo sobre la orientación tendencial de las fallas, con base al valor de la Bondad de Ajuste Cressie.

4.7.3 Validación de los modelos de ajuste para el Valle de Celaya

En aras de claridad, se verificó el rendimiento predictivo de los modelos ajustados y el rendimiento del semivariograma. A partir de los datos de la *Tabla 4.14*, donde a título de ejemplo se muestra el valor observado correspondiente al variograma, y los valores simulados de cada curva de ajuste. Seguido de este procedimiento, con la finalidad de incrementar la fiabilidad de la elección del mejor modelo de semivariograma, estos se evaluaron a partir de los siguientes criterios estadísticos (ya definidos en este documento): ME, RMSE, CD, EF y CRM.

En consecuencia, el resultado del error máximo (ME) del modelo Esférico y el valor del error cuadrático medio (RMSE) del modelo Exponencial, se consideraron robustos y precisos respecto al resto de los índices; pues su valor se encuentra más próximo a cero (Adhikary *et al.*, 2010). En lo que atañe al criterio estadístico RMSE, este tiene la función de investigar el mejor modelo, por lo que un dato pequeño de RMSE indica qué curva es la más adecuada (Marko *et al.*, 2014). Por lo tanto, si sólo se considera el valor de este índice (0.367), el modelo Exponencial es que mejor comportamiento espacial obtuvo (ver *Tabla 4.14*).

Tabla 4.14 Resultados de los valores observados del variograma experimental y los valores simulados de los modelos de ajuste seleccionados, considerando como referencia a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas totales mapeadas en el Valle de Celaya.

Valor observado	Valor estimado		
	Variograma experimental $\gamma(h)$	Modelo Esférico $\gamma(h)$	Modelo Gaussiano $\gamma(h)$
0.264	0.117	0.031	0.216
0.460	0.280	0.168	0.441
0.422	0.457	0.397	0.613
1.126	0.606	0.609	0.719
0.715	0.740	0.776	0.794
1.008	0.842	0.872	0.842
0.855	0.911	0.921	0.876
0.479	0.931	0.938	0.896
0.580	0.931	0.944	0.909
0.786	0.931	0.946	0.919
1.004	0.931	0.946	0.925
0.645	0.931	0.946	0.929
0.726	0.931	0.946	0.931
0.523	0.931	0.946	0.933
0.797	0.931	0.946	0.934
0.865	0.931	0.946	0.935
0.873	0.931	0.946	0.935
1.151	0.931	0.946	0.935
0.748	0.931	0.946	0.936
0.519	0.931	0.946	0.936
0.559	0.931	0.946	0.936
0.438	0.931	0.946	0.936
0.254	0.931	0.946	0.936
0.384	0.931	0.946	0.936
0.319	0.931	0.946	0.936
0.634	0.931	0.946	0.936
0.546	0.931	0.946	0.936
0.370	0.931	0.946	0.936
1.075	0.931	0.946	0.936
0.047	0.931	0.946	0.936

Es digno señalar que, si las predicciones son imparciales el índice ME reporta resultados con tendencia al número cero (Gorai y Subhash, 2013). Así, el modelo Esférico para este estudio fue el que mayor apego tuvo hacia este fundamento, teniendo un valor de 0.884 (ver *Tabla 4.15*). Sin embargo, considerando el coeficiente de determinación (CD), el valor cercano a 1 lo obtuvo nuevamente la curva exponencial. Por su parte, el modelo gaussiano a pesar que los datos de todos los índices no tienen una variación tan distante respecto a las cifras de los otros modelos, es la curva que menos representatividad registró sobre la simulación de la orientación preferencial de las fallas geológicas mapeadas.

Así que, el nivel de confianza para la simulación de los rumbos tendenciales de los lineamientos lo consiguió el modelo Esférico y Exponencial (*Figura 4.17*). No obstante, vale la pena señalar que, la elipse de rumbos y el diagrama Roseta para la orientación preferencial de las fallas tienen una aparente coincidencia con el comportamiento generalizado de los modelos de ajuste, resultado que permite proponer que los rumbos mantienen una distribución espacial análoga en el Valle de Celaya.

Tabla 4.15 Resultados de los criterios de análisis estadístico referentes a las direcciones preferenciales de las fallas geológicas inferidas en el Valle de Celaya.

Modelo	Índices				
	ME	RMSE	CD	EF	CRM
Esférico	0.884	0.372	0.894	-0.839	-0.323
Gaussiano	0.899	0.384	0.760	-0.966	-0.331
Exponencial	0.889	0.367	0.976	-0.789	-0.352

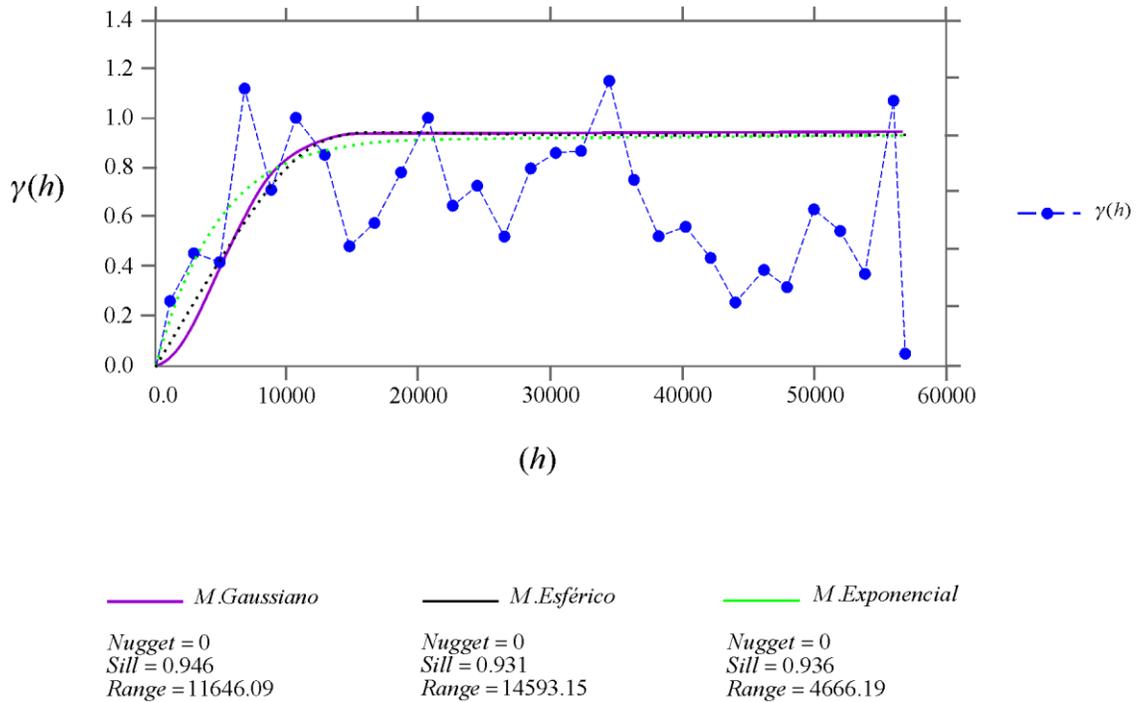


Figura 4.17 Desempeño espacial de los modelos de ajuste aplicados al variograma experimental, tomando como referencia los lineamientos totales inferidos en el Valle de Celaya. Asimismo, es posible apreciar que las curvas esférica y exponencial muestran el mejor comportamiento espacial de la orientación tendencial de las fallas mapeadas.

4.7.4 Desplazamiento vertical del terreno y su implicación con los rasgos geológico estructurales en el Valle de Celaya

Los resultados en este sitio coinciden de forma general, con los de anteriores estudios hechos por Trujillo (1985); ya que este investigador documentó por primera vez la existencia de dos fallas normales con tendencia NW y, las relacionó con procesos de hundimiento de larga duración. Por su parte, Lermo *et al.* (1996) formularon interpretaciones similares para el origen de las fallas en Aguascalientes, sin embargo, el sector más afectado por el fenómeno de subsidencia está concentrado en la periferia de la Ciudad de Celaya, donde el polígono urbano es menos significativo tanto en extensión como en población.

Por otra parte, a pesar de que el colapso del terreno sobre la zona de las fallas Oriente y Universidad Pedagógica (ver *Figura 4.14*) presentan tasas de subsidencia de -10 mm/año, estos lineamientos son importantes dada la configuración estructural que representan, ya que delimitan el graben de Celaya, adicionalmente sobre la Av. Universidad Pedagógica se han registrado los casos más críticos de deformación del suelo reflejados en daños significativos hacia la infraestructura. Por lo que, teniendo en cuenta este escenario y con los elementos adquiridos en este sitio se ha propuesto que, la disposición estructural de las capas sedimentarias, la geología regional asociada, así como el marco tectónico; influyen directamente sobre el desarrollo de hundimientos diferenciales del terreno, dando lugar a la presencia de fallas y fracturas tanto superficiales y subsuperficiales.

En ese sentido, investigadores (Farina *et al.*, 2008; y Rodríguez, 2008) ya habían llamado la atención sobre el fenómeno de subsidencia en Celaya, puesto que, a partir de un análisis interferométrico se reveló que existen desplazamientos del terreno en el centro de la ciudad, así como distribuidos a lo largo las fallas principales orientadas hacia el NE, con tasas de -30 cm/año. Recientemente, Castellazzi *et al.* (2016) evidenciaron que, el hundimiento del terreno presentó tasas críticas en el periodo 2007 al 2011, ya que de la técnica InSAR trabajada sobre imágenes ENVISAT, se registraron valores de hasta -6 cm/año.

Sin embargo, otras zonas de hundimiento crítico se presentan el sector Este, fuera del polígono urbano de Celaya (ver *Figura 4.18*), donde a partir de observaciones sobre las imágenes satelitales, el desplazamiento vertical ocurre en sectores agrícolas. De este hallazgo se puede suponer que el área urbana se expandió a partir de 1970 (Huizar *et al.*, 2011) a las antiguas zonas agrícolas, donde muy probablemente ya era propensas a hundimientos.

Respecto a la orientación preferencial de las fallas mapeadas en el Valle de Celaya, la linealidad revela un control tectónico debido a su geometría, principalmente en aquellas que flaquean el graben. En el estudio de Rodríguez *et al.* (2012), es probablemente el punto de vista más cercano a la visión de esta investigación, ellos sugirieron que las dimensiones y la distribución de los materiales deformables, como la capa arcillosa, obedece a procesos tectónicos y sedimentarios.

De forma que, los efectos diferenciales de hundimiento y la relación de la orientación preferencial de los lineamientos, están sujetos a la presencia de sedimentos compresibles de espesor variable en el subsuelo (Jachen y Holzer, 1979; Bouwer, 1997), a la geología de fondo, y al carácter estructural del Valle; obteniendo resultados similares a los reportados en el Valle de Querétaro y Aguascalientes.

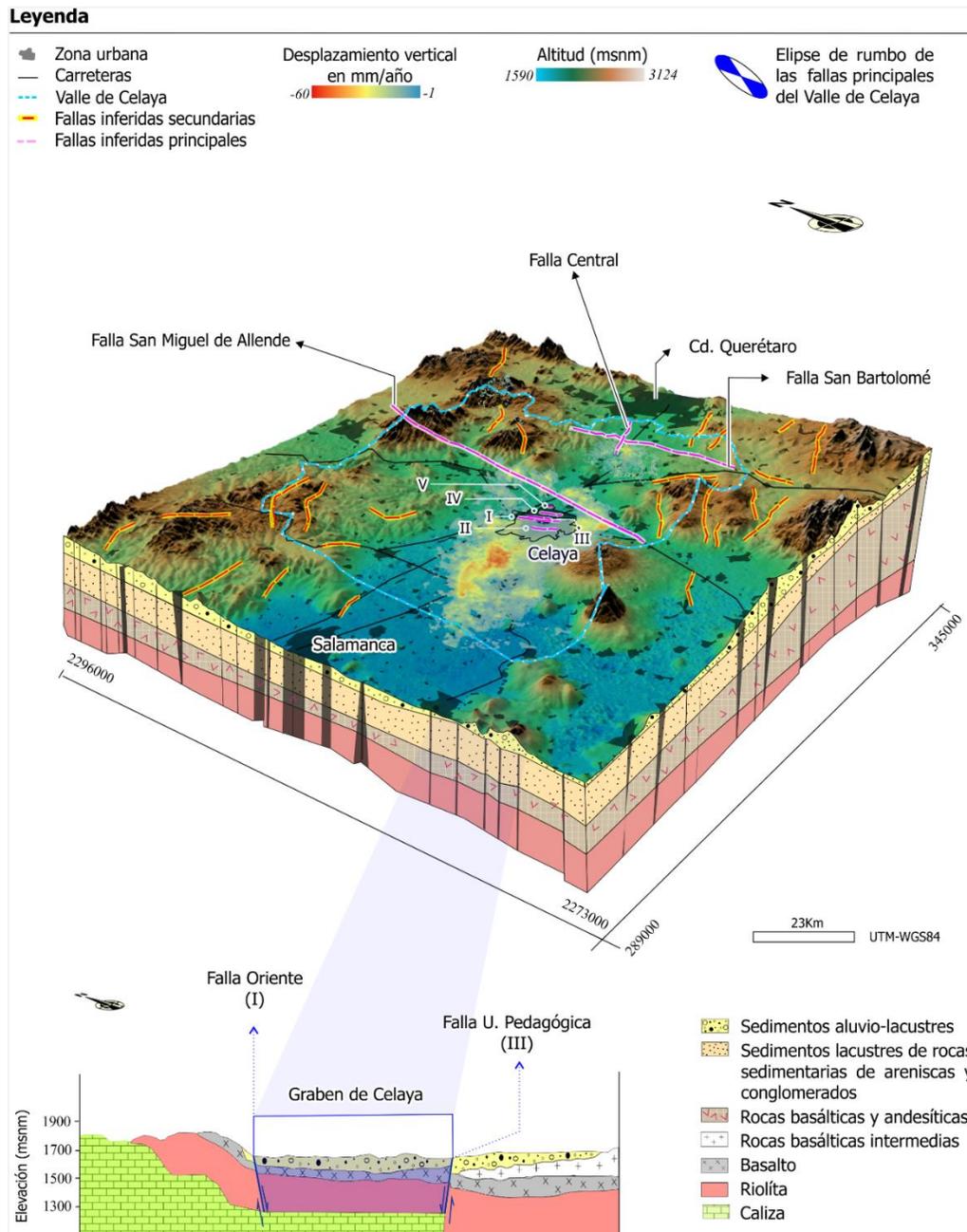


Figura 4.18 Contexto general de la subsidencia y fallamiento geológico presente en el Valle de Celaya. El esquema contextual hace énfasis sobre la extensión del perfil geológico que representa el colapso de terreno en el graben de Celaya, cuyos límites están enmarcados por la falla Oriente y Universidad Pedagógica.

4.8 Vinculación del comportamiento direccional de los lineamientos con el fenómeno de subsidencia en Morelia

La ciudad de Morelia se ubica en la porción noreste del estado de Michoacán, en la intersección de dos provincias geológicas. Hacia el sur se encuentra la Sierra de Mil Cumbres (SMC), caracterizada por volcanismo miocénico y, hacia el norte se observa la provincia del vulcanismo cuaternario del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), representado por volcanes monogenéticos que dan lugar al campo volcánico Michoacán-Guanajuato o también conocido como Corredor Tarasco (Garduño *et al.*, 1997).

Desde el punto de vista hidrogeológico, la ciudad de Morelia se localiza sobre una sub-cuenca fluvio-lacustre comprendida dentro de la cuenca del Lago de Cuitzeo (Hasenaka y Carmichael, 1985). Estructuralmente, la zona urbana de Morelia está asentada sobre un semi-graben que se caracteriza por un sistema de fallas; las cuales tienen evidencias de subsidencia reciente, tres de ellas con antecedentes de actividad sísmica actual e histórica (La Paloma, Central y Tarímparo, ver *Figura 4.19*).

Bajo este esquema, el mapeo de las principales fallas geológicas de extensión regional se realizó con el apoyo de diferentes fuentes de consulta adicionales a las imágenes satelitales y el Modelo Digital de Elevación. Tales como, el Mapa Interactivo del Sistema de Información Geográfica y Estadística de Morelia (SIGEM), que responde a una plataforma digital creada por el Instituto Municipal de Planeación de Morelia, que ofrece información valiosa de diversos servicios para la consulta de datos, metadatos, servicios e información geográfica.

En ese sentido, con el objetivo de enriquecer la información referente a la presencia de fallas geológicas en la ciudad de Morelia, se descargó el shape de fallas y fracturas geológicas tanto del SIGEM como del INEGI y, los datos se corroboraron con los lineamientos mapeados en esta investigación. Tras lo cual, luego de proceso visual se notó que ambas capas (SIGEM e INEGI) eran carentes de información sustancial, sin embargo, fungieron como antecedente en la digitalización autónoma de los lineamientos, hecho que permitió ampliar la información; asimismo los nombres de los lineamientos fueron tomados de Garduño *et al.* (2001).

Partiendo de ese enfoque, la imagen Landsat MSS del año 1992 correspondiente a la zona de estudio, fue de muy baja calidad debido a su gruesa resolución espacial. Sin embargo, se logró identificar que la falla La Colina era bastante evidente antes de que la mancha urbana llegase a esta zona. Por lo que, la definición de dicha falla se realizó a partir de esta escena y con el apoyo de la literatura; ya que, en el DEM SRTM y en el cuadro Landsat más reciente (año 2017) resultó difícil de inferir, no así con el resto de los lineamientos inferidos.

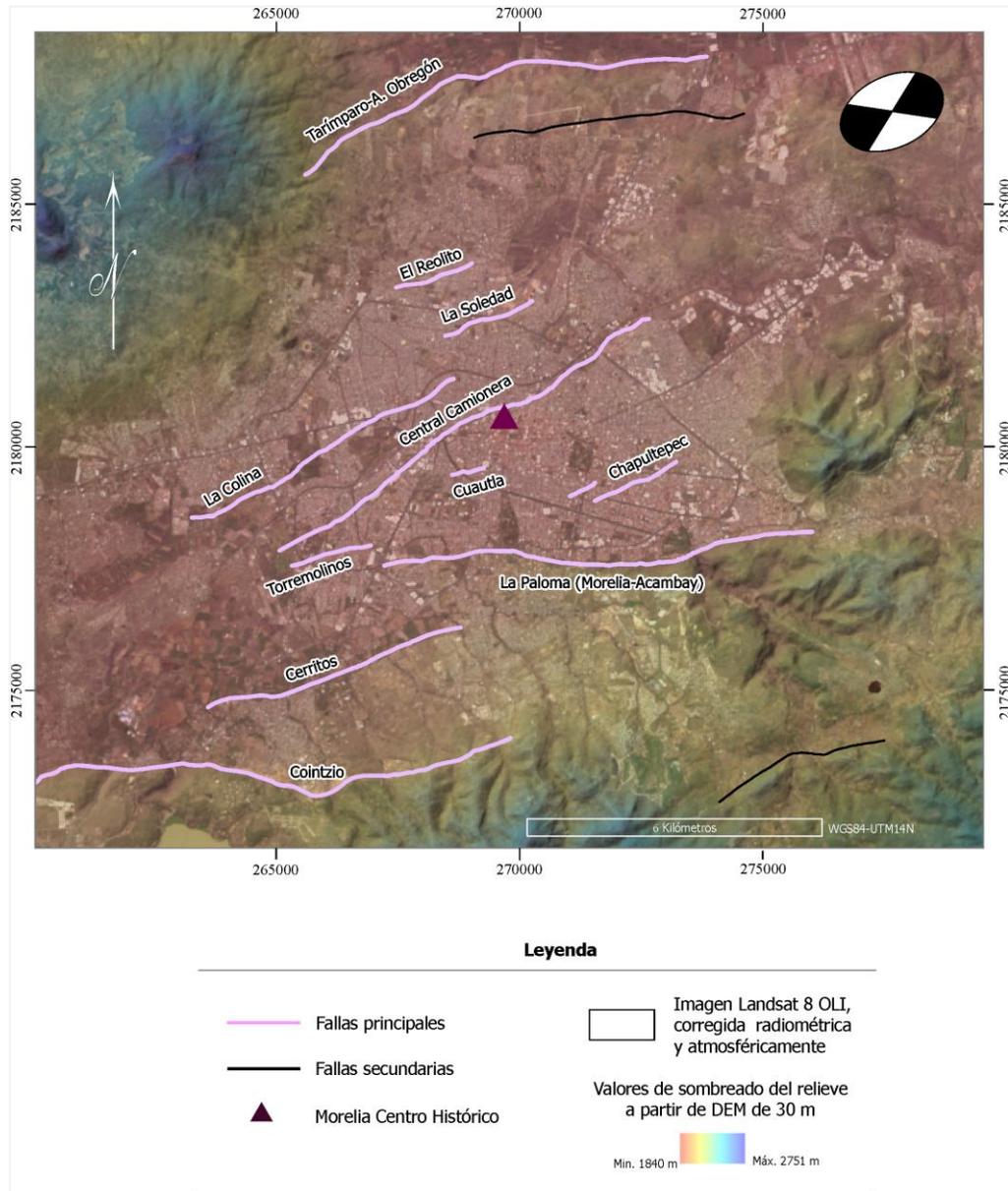


Figura 4.19 Identificación de los lineamientos geológicos inferidos en la ciudad de Morelia. Asimismo, se muestra el contexto general de las direcciones preferenciales de las fallas representadas a partir de la elipse de rumbos. Se destaca que la imagen Landsat 8OLI (año 2017) contrastada con el DEM, facilitaron la apreciación de elementos principales del sitio: relieve, zona urbana y escarpes.

4.8.1 Representación de las orientaciones preferenciales de los lineamientos en Morelia

Las fallas de la región de Morelia obtuvieron una dirección tendencial de N85°E con variaciones hacia el N55°E (*Figura 4.20*), sin embargo, todos los planos mantuvieron una ligera inclinación hacia el norte. Aunado a la anterior, la mayor estructura definida en este sitio fue la falla La Paloma (ver *Figura 4.19*), cuya expresión longitudinal aproximada fue de 13 Km, y en un sentido estricto, se mapearon 13 fallas geológicas en total (ver *Figura 4.19*). Once de estas fallas convergen en el sector central de la ciudad de Morelia: falla Tarímbaro-A. Obregón, El Reolito, La Soledad, La Colina, Central Camionera, Cuautla, Chapultepec, Torremolinos, Cerritos, La Paloma y Cointzio. Mientras que, de los 13 lineamientos, dos fueron considerados como secundarios. Ya que, a pesar de que tienen una expresión estructural considerablemente alta, carecen de introducción hacia el polígono urbano. Por lo que, sus posibles afectaciones quedan aisladas de la Ciudad de Morelia; así, los pétalos del diagrama Roseta (ver *Figura 4.20*) reflejan una orientación promedio de 62.5° con un rango de recurrencia del 40% al tener un rumbo máximo del 35.71%.

De acuerdo con Demant (1981), la falla La Paloma parte del sistema de fallas Acambay-Morelia, debido a que su dirección, origen y posición geográfica son producto de un régimen transtensional relacionado a la subducción de la placa de Cocos, que subduce a la placa de Norte América. Un rasgo interesante a destacar, es la geología de la zona; compuesta de sedimentos recientes y de materiales fluvio-lacustes, caracterizados por arcillas, limos, cenizas que sobreyacen a material volcánico (brechas y lavas) (ver *Figura 4.22*). Teniendo como referencia dicha característica especial de la zona, y con base a los resultados de Radbruch *et al.* (1966), se reafirma el hecho de que, los lineamientos sólo afectan a los suelos y secuencias fluviolacustres que forman el relleno de la cuenca donde se asienta la ciudad.

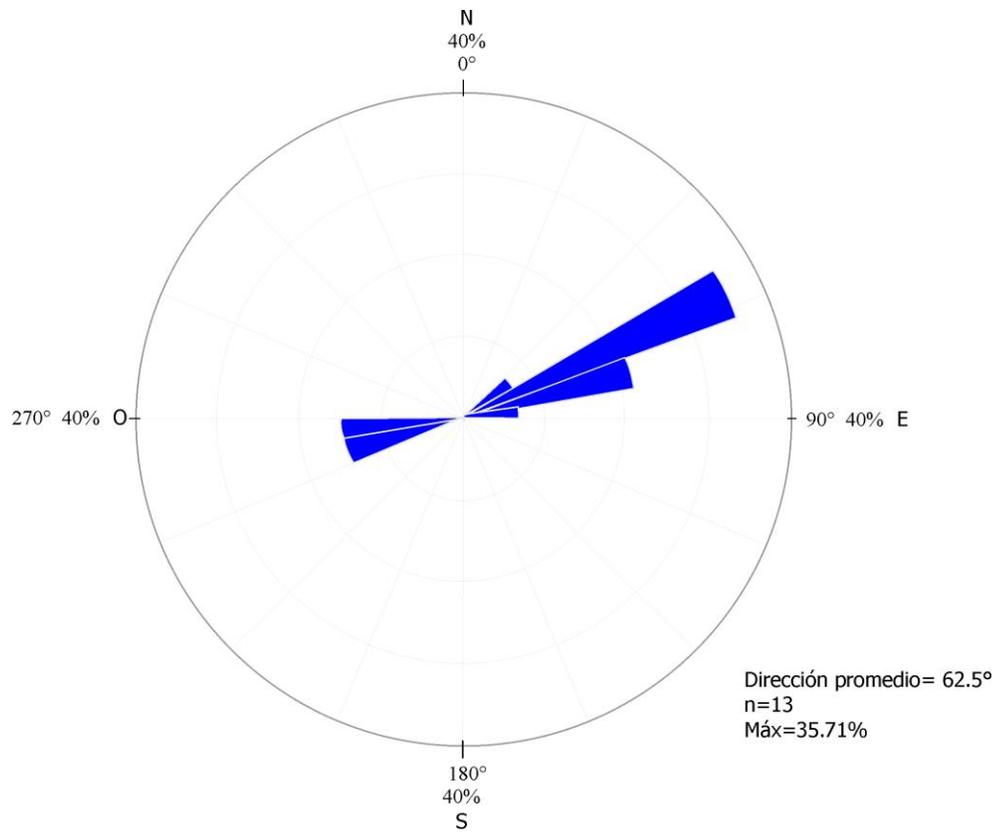


Figura 4.20 Representación de las direcciones preferenciales pertenecientes a las fallas mapeadas en Morelia. Se puede observar que la abertura de los pétalos de la Roseta se dirige hace el NE y NNE, con ligero movimiento hacia el NNW. Esta información estructural contrasta con la elipse de rumbos presente en la Figura 4.19.

La falla de mayor importancia en Morelia dadas las afectaciones provocadas hacia la infraestructura civil (Hasenaka y Carmichael, 1985), es la Central Camionera. Esta falla cruza casi en totalidad el sector central de la ciudad, tiene una orientación preferencial hacia el NE, y consultando la carta geológica oficial del INEGI de la región de Morelia, desde 1979 ya ponía en existencia este lineamiento, además de las fallas de La Paloma, La Colina y Cerritos. Por lo que su presencia se confirmó a partir de las imágenes satelitales empleadas.

Bajo este contexto, la falla La Paloma mantiene una relación importante con procesos de inestabilidad de laderas a lo largo del escarpe de falla, los cuales persisten actualmente (Pola *et al.*, 2006). No obstante, los daños que provoca esta falla no tienen relación con los que ha causado la falla Central Camioneta. Para el caso de la falla La Paloma, la inestabilidad de taludes ha provocado otro tipo de afectaciones hacia los habitantes ubicados al pie de las laderas, tales como la caída de bloques de roca que se intensifica con la presencia de lluvias temporales, o deslizamientos de tierra.

Por otra parte, Garduño *et al.* (2001) menciona que las fallas geológicas identificadas en Morelia son potencialmente sísmicas, esto conforme a los criterios definidos por la Comisión Reguladora de Energía Atómica de Estados Unidos (Sauter, 1989). Dado que los lineamientos han estado sujetos a procesos de acumulación de esfuerzos y desplazamientos súbitos durante los últimos 35,000 años, aumentando el factor de vulnerabilidad, debido a que afectan a viviendas, edificios públicos, redes hidráulicas, drenajes, líneas eléctricas y calles.

4.8.2 Estudio geoestadístico para el análisis de las direcciones preferenciales de lineamientos y validación de los modelos de ajuste de Morelia

Para elaboración del variograma experimental correspondiente a las direcciones preferenciales de las fallas inferidas en Morelia, la distancia máxima, el número de lags y la distancia de desplazamiento están definidos en la *Tabla 4.16*. Sin embargo, al igual que en los otros sitios, el variograma fue sometido a una calibración, a partir de modelos de ajuste. Así, después de realizar una serie de pruebas iterativas, finalmente se obtuvieron los mejores parámetros para cada modelo (Esférico, Gaussiano y Exponencial) concentrados en la *Tabla 4.17*.

En ese sentido, la evaluación del desempeño de los modelos de ajuste se realizó mediante prueba y error al hacer coincidir el variograma medido de las direcciones preferenciales de los lineamientos, y los variogramas calculados perteneciente a los modelos de ajuste. De esta forma, con la finalidad de seleccionar la mejor curva, el valor de la Bondad de Ajuste Cressie fungió como primer filtro en la evaluación del nivel de precisión de cada modelo. Consecuentemente, el comportamiento de la curva gaussiana mostró un modelo generalizado de la dirección preferencial de las fallas geológicas ubicadas en el Morelia, si se considera únicamente el resultado Cressie (ver *Figura 4.21*).

Tabla 4.16 Datos de entrada para la construcción del variograma experimental de las direcciones preferenciales de las fallas geológicas mapeadas en Morelia.

Distancia Máxima (m)	15558.572
Distancia Mínima (m)	0
# Lags	30
Distancia del Lag o desplazamiento (m)	536.502

Tabla 4.17 *Parámetros de entrada para la construcción de los modelos de ajuste de las direcciones preferenciales de las fallas geológicas ubicadas en el Morelia.*

JeoStat				
Modelo	Parámetros del variograma experimental			Validación Cruzada
	Nugget Co, Yo	Meseta Co+c, S	Rango Ao, a	Cressie
Esférico	0	0.073	4163.495	0.479
Gaussiano	0	0.052	1489.237	0.364
Exponencial	0	0.053	1574.134	0.447

4.8.3 Evaluación del desempeño de los modelos de ajuste para Morelia

Con la finalidad de validar la orientación preferencial que el variograma experimental ofreció, los valores de fondo de esta herramienta, así como los valores simulados de cada modelo de ajuste fueron comparados. Esta verificación se realizó a partir de los siguientes índices: ME, RMSE, CD, EF y CRM. En ese sentido, los resultados del balance entre los valores observados y calculados se definen en la *Tabla 4.18*.

Así, de la *Tabla 4.18* se puede constatar que las observaciones espacialmente más próximas tienen un comportamiento semejante entre sí, que las separadas a mayores distancias, tomando en cuenta la distribución de cada curva representadas en el *Figura 4.21*. Por lo que, en términos generales se observa que, el comportamiento de los modelos Esférico y Gaussiano es análogo si se considera únicamente su distribución espacial.

Tabla 4.18 Resultados de los criterios de análisis estadístico pertenecientes a las direcciones preferenciales de los lineamientos geológicas inferidos Morelia.

Modelo	Índices				
	ME	RMSE	CD	EF	CRM
Esférico	0.057	0.036	0.632	-1.468	-1.015
Gaussiano	0.052	0.032	0.884	-1.013	-0.851
Exponencial	0.065	0.033	0.983	-1.078	-0.784

Sin embargo, estadísticamente el modelo Gaussiano tiene un error máximo (ME) y un error cuadrático medio (RMSE) más próximos a cero, que el modelo Exponencial (0.065) y el modelo Esférico (0.057). Por lo que, un RMSE y ME se consideran robustos y precisos cuando están próximos a cero (Adhikary *et al.*, 2010). Sin embargo, en otra comparación el modelo de ajuste tipo Esférico obtuvo un coeficiente de determinación (CD) más alejado de uno. Siendo 1 el valor óptimo, con rangos aceptables de 0 a $+\infty$ (Kashaigili *et al.*, 2003).

No obstante, los valores del resto de los índices son poco menos significativos si se comparan con los del modelo Gaussiano, que presenta el valor más significativo del índice EF (Eficiencia de Modelo), al acercarse más a la unidad. Así, en la *Tabla 4.19* puede verificarse que el modelo con el mejor comportamiento espacial sobre la simulación de las direcciones preferenciales inferidas en Morelia, es la curva gaussiana (*Figura 4.21*).

Tabla 4.19 Resultados de la comparación entre los valores observados del variograma experimental, así como de los valores simulados de los modelos de ajuste seleccionados. Pertenecientes a las direcciones preferenciales de los lineamientos geológicos de Morelia.

Valor observado	Modelo estimado		
	Variograma experimental $\gamma(h)$	Modelo Esférico $\gamma(h)$	Modelo Gaussiano $\gamma(h)$
0.007	0.016	0.013	0.013
0.011	0.044	0.049	0.031
0.103	0.054	0.052	0.038
0.073	0.057	0.052	0.041
0.019	0.057	0.052	0.045
0.011	0.057	0.052	0.048
0.031	0.057	0.052	0.049
0.023	0.057	0.052	0.050
0.033	0.057	0.052	0.051
0.040	0.057	0.052	0.052
0.014	0.057	0.052	0.052
0.015	0.057	0.052	0.052
0.020	0.057	0.052	0.052
0.009	0.057	0.052	0.053
0.010	0.057	0.052	0.053
0.021	0.057	0.052	0.053
0.021	0.057	0.052	0.053
0.052	0.057	0.052	0.053
0.055	0.057	0.052	0.053
0.005	0.057	0.052	0.053
0.031	0.057	0.052	0.053
0.026	0.057	0.052	0.053
0.021	0.057	0.052	0.053
0.049	0.057	0.052	0.053
0.009	0.057	0.052	0.053
0.000	0.057	0.052	0.053

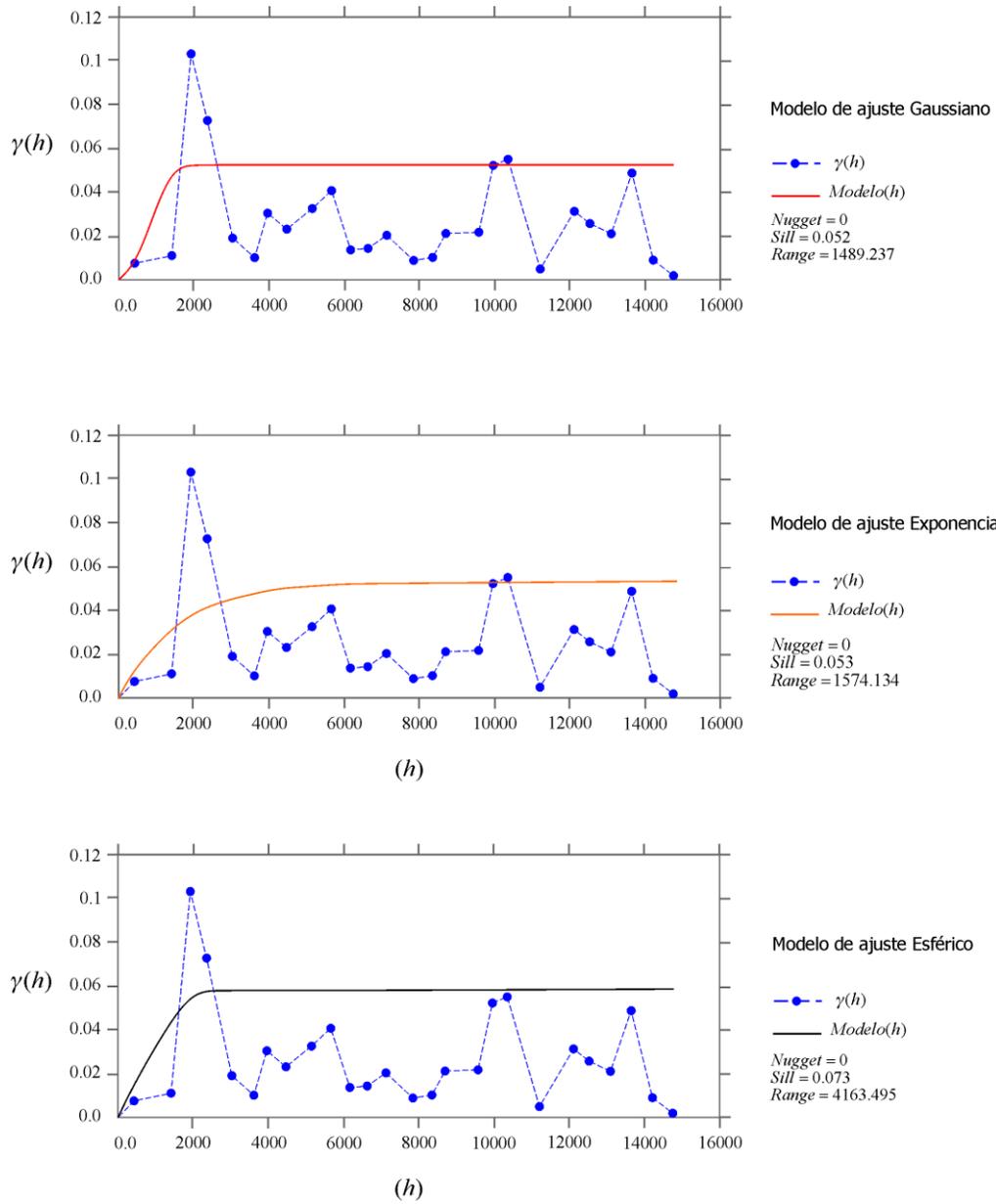


Figura 4.21 Comportamiento regionalizado de las direcciones preferenciales de las fallas inferidas en Morelia. El modelo de análisis fue establecido a partir de curvas de ajuste adaptadas al semivariograma del sitio, cuya validación está dada por el empleo de índices estadísticos.

4.8.4 Desplazamiento vertical del terreno y su implicación con los rasgos geológico estructurales en Morelia

Las fallas geológicas presentes en la zona urbana se pueden relacionar esencialmente con la respuesta del terreno compuesto de depósitos fluviolacustres. Trujillo (1991 y 1985) propone que las fallas inferidas en Morelia estén relacionadas con las técnicas de explotación (diseño del pozo) de agua subterránea. Sin embargo, estudios recientes (Aguirre *et al.*, 2000a; y Garduño *et al.*, 2001a) mencionan que las fallas geológicas anteriores al establecimiento de la zona urbana, se han reactivado por la deformación de la forma de las secuencias fluviolacustres sometidas a presión de capas sobreyacentes (TA, 2018). Por otra parte, Hasenaka y Carmichael (1985) proponen que las fallas pueden considerarse potencialmente sísmicas por tener desplazamientos durante los últimos 35 000 años, debido a sus características morfológicas y por estar relacionadas con inestabilidad de taludes, tal como sucede en la falla La Paloma.

Así, de la *Figura 4.22* se puede observar que, desde el punto de vista regional el fenómeno de subsidencia en Morelia no muestra hundimientos significativos con relación a la presencia de las fallas geológicas mapeadas; puesto que, no existen descensos en muchas de las fallas mapeadas en el sitio. Por ejemplo, en la falla Chapultepec, La Paloma o la Cuitzeo. Paralelamente, el hundimiento evidenciado por las observaciones InSAR (Castellazzi *et al.*, 2016) se concentra en la mitad occidental de la ciudad de Morelia y sobre una falla principal: La Colima. En ese sentido, Cigna *et al.* (2012), observaron que no existe correlación clara entre los sedimentos recientes (cuaternarios) y las tasas de hundimiento. Garduño *et al.* (2001a), sugieren que los lineamientos en la Ciudad de Morelia son la expresión superficial del movimiento de fallas del subsuelo, es decir, que la presencia de fallas superficiales son el reflejo del movimiento en las fallas del lecho rocoso.

Por lo tanto, el conjunto de resultados reunidos en este sitio de estudio hace suponer que el fenómeno de subsidencia no tiene una relación directa con la presencia de fallas geológicas; sino que, las fallas están asociada a la topografía preexistente en el sótano que controlaba la compleja historia de depósitos volcánicos y lacustres en la cuenca de Morelia (Suárez *et al.*, 2018; Cigna *et al.*, 2012; Aguirre *et al.*, 2000a), y a sucesos históricos de actividad sísmica como producto de la configuración tectónica sobre la que se emplaza la Ciudad de Morelia.

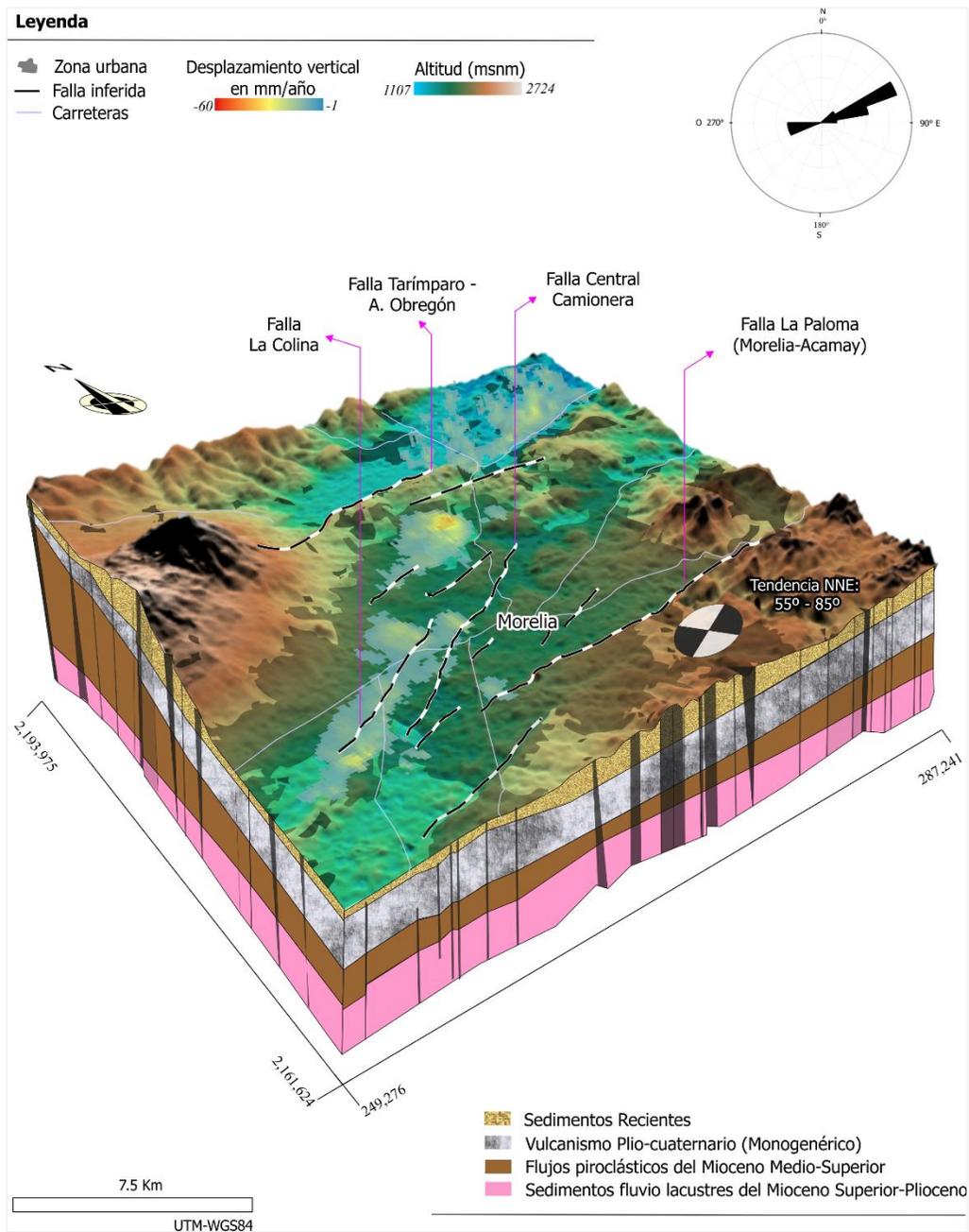


Figura 4.22 Identificación de los puntos críticos con presencia de hundimiento del terreno. Asimismo, se presenta el contexto general de la Ciudad de Morelia asociado a la presencia de fallas geológicas, así como un esquema conceptual de la geología de la zona.

Finalmente, se muestra una tabla resumen (*Tabla 4.20*) de los resultados de los criterios estadísticos para el modelado del comportamiento direccional de las fallas geológicas regionales identificadas en los sitios de estudio, con el fin de facilitar la lectura de los datos y verificar la información.

Tabla 4.20 Resultados de los criterios de análisis estadístico pertenecientes a las direcciones preferenciales de los lineamientos geológicos inferidos en los sitios de estudio. El orden de datos da inicio con direcciones tendenciales de las fallas totales del Querétaro, continuando con las fallas principales del mismo valle, fallas totales del Valle de Aguascalientes, Celaya y, finalmente Morelia.

Modelo	Índices				
	ME	RMSE	CD	EF	CRM
Esférico	0.801	0.301	0.893	-0.989	-0.324
Gaussiano	0.815	0.312	0.784	-1.133	-0.361
Exponencial	0.855	0.310	0.735	-1.104	-0.272
Direcciones preferenciales de las fallas principales Querétaro					
Esférico	0.892	0.675	1.412	-0.490	-0.109
Gaussiano	0.970	0.725	1.022	-0.720	-0.086
Exponencial	0.845	0.645	1.625	-0.359	-0.060
Direcciones preferenciales de las fallas totales Aguascalientes					
Esférico	0.015	0.008	0.930	0.866	0.081
Gaussiano	0.015	0.009	0.855	-1.100	-0.711
Exponencial	0.015	0.009	0.927	-1.031	-0.696
Direcciones preferenciales de las fallas totales Celaya					
Esférico	0.884	0.372	0.894	-0.839	-0.323
Gaussiano	0.899	0.384	0.760	-0.966	-0.331
Exponencial	0.889	0.367	0.976	-0.789	-0.352
Direcciones preferenciales de las fallas totales Morelia					
Esférico	0.057	0.036	0.632	-1.468	-1.015
Gaussiano	0.052	0.032	0.884	-1.013	-0.851
Exponencial	0.065	0.033	0.983	-1.078	-0.784

Bajo este contexto, se pudo identificar en los cuatro sitios uno de los enfoques que llama la atención es la demostración de que los lineamientos apreciados en las imágenes de percepción remota constituyen indicadores confiables de la estructura geológica. Sin embargo, la formación o reactivación de fallas geológicas de extensión regional también tienen influencia de la geología y topografía del lecho rocoso, intensificando este fenómeno geológico mediante la extracción intensiva de agua subterránea. En ese sentido, la *Figura 4.23* muestra a manera de ejemplo el entendimiento del comportamiento general de la formación de fallas y fracturas geológicas tanto en superficie como en profundidad, con el fin de entender el contexto natural y antropogénico a los que están sujetos los rasgos geológico estructurales como los procesos de hundimiento del terreno.

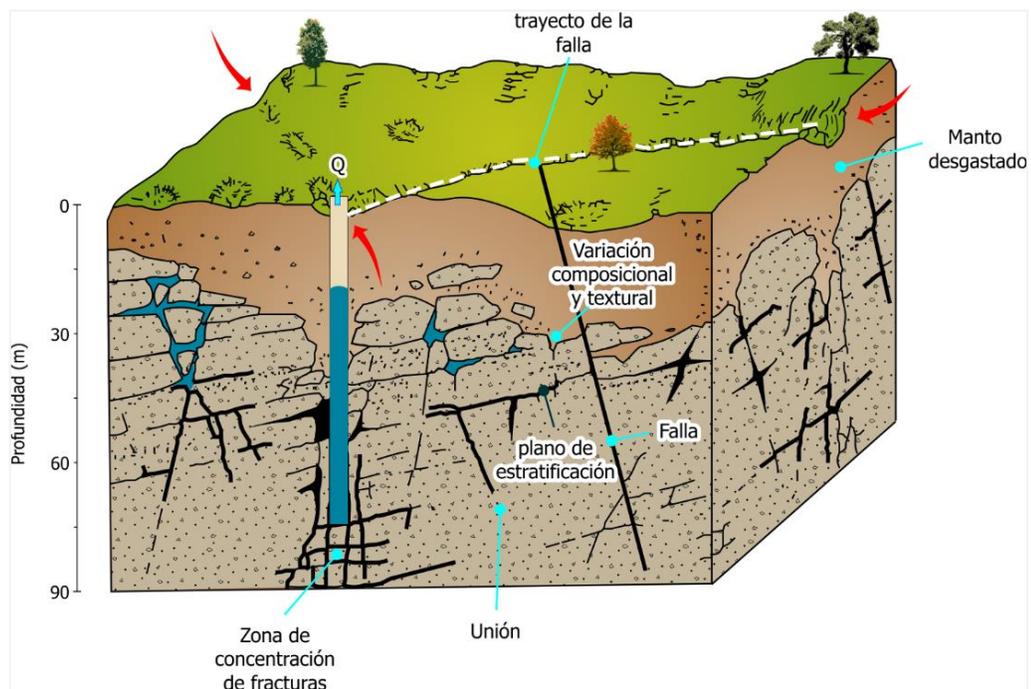


Figura 4.23 Esquema contextual de la identificación de fallas y fracturas en superficie como reflejo de mecanismos subsuperficiales a partir de la componente antropogénica caracterizada por la extracción intensiva de agua subterránea, y la componente natural de los sitios, perteneciente a la geología de fondo del lecho rocoso.

CAPÍTULO 5

Conclusiones y Recomendaciones

CONCLUSIONES

La unión de los lineamientos geológicos y el hundimiento diferencial del terreno de las formaciones geológicas poco consolidadas que rellenan las cuencas tipo lacustres sobre las cuales se han desarrollado los principales centros poblacionales, se han convertido en un problema que afecta a varias ciudades del centro de la República Mexicana, de las cuales Celaya, Morelia, Querétaro y Aguascalientes han sido considerados en este estudio. En ese sentido, dentro del contexto científico existen varias maneras de analizar estos fenómenos como el análisis geomorfológico, medición computarizada y manual de rasgos geológico-estructurales o sin más, el recorrido de campo. Sin embargo, actualmente dados los avances tecnológicos que han ofrecido en términos de mayor cantidad y calidad de datos, las principales líneas de acción que se emplearon en este proyecto fueron, la percepción remota mediante el empleo de imágenes satelitales, el diagrama Roseta de uso común en Geología Estructural y el enfoque Geoestadístico. Ya que estas técnicas ofrecen ventajas en el sentido de la extensión de la cubierta en estudio, así como la definición de elementos asociado a los Modelos de Elevación Digital; por otra parte, en la búsqueda de la representación espacial y direccional de los lineamientos el empleo de la red polar y la Geoestadística fueron adaptadas a este análisis obteniendo resultados razonables en todas las fases de este proyecto.

Por consiguiente, el alcance de la investigación cumplió con el espectro planteado al validar la hipótesis en coordinación con los objetivos propuestos. Sin embargo, a partir de la observación de los resultados, se infiere que existe una herencia tectónica de las fallas con mayor propagación longitudinal ya que reflejan un grado de paralelismo concordante con los sistemas de fallas como los que evidencian los Valles de Querétaro y Aguascalientes. En tales casos, hubo una observación directa de las relaciones de contacto estructural con las condiciones geológicas de los sitios, así como con el fenómeno de subsidencia. La evidencia más significativa de este contexto es la falla 5 de Febrero, puesto que el lineamiento además de propagarse sobre la calle con el mismo nombre, ha causado agrietamientos en carreteras y paredes, registrando valores de hundimiento diferencial del terreno de hasta -50mm/año. Bajo este esquema, los datos ENVISAT-InSAR detectaron una disminución en la tasa de subsidencia a finales de la década del 2010 en el Valle Querétaro, ya que con la implementación del Proyecto Acueducto II demuestra la mitigación de la subsidencia de la tierra. Por lo que, la disminución continua y la detención final del hundimiento dependerán de mantener un bombeo sustentable de agua subterránea. No obstante, el periodo de 2003 al año 2011, evidencia que las condiciones geológicas superficiales y subsuperficiales coinciden con el corte estructural de la Falla 5 de Febrero, dado que este lineamiento sigue un plano de gran extensión longitudinal.

Sin embargo, en el Valle de Celaya las fallas Oriente y Universidad Pedagógica son formadoras de un graben de menor extensión comparado con el de Querétaro, que se encuentra orientado al NW-SE. Sobre la falla Universidad Pedagógica se hizo mayor énfasis porque corta la avenida que lleva el mismo nombre, presentando registros de daños estructurales hacia obras civiles con valores de subsidencia lo suficientemente importantes (hasta -10 mm/año) para la generación de descenso diferencial del terreno.

Por otra parte, en el Valle de Celaya se percibió que los valores de subsidencia más críticos se encuentran distribuidos en la sección poniente del valle; las imágenes satelitales confirmaron que las zonas agrícolas son más susceptibles al desplazamiento vertical del terreno por efecto de la sobreexplotación del acuífero. No obstante, las condiciones desencadenantes para el fenómeno de subsidencia y la presencia de fallas geológicas fueron distintas para la Ciudad de Morelia, ya que el hundimiento del terreno está asociado a la

geología de la zona compuesta de materiales arcillosos, a eventos sísmicos históricos y con mayor énfasis, a la sobreexplotación del agua subterránea.

Así, dentro de los mecanismos que dan origen, propagación o reactivación de fallas geológicas, las diferencias en la extensión y sentido de los lineamientos parecen estar relacionados a las contribuciones que la consolidación diferencial del terreno proyecta bajo ciertas condiciones como: la continuidad de planos de debilidad en superficie y en profundidad producto de la acumulación de fuerzas tensionales y, a la presencia de sedimentos poco consolidados de materiales granulares llámese conglomerados, gravas, arcillas y limos. Sin embargo, este escenario no se cumple para todos los lineamientos, ya que existen otros elementos que guardan una estrecha relación con el fenómeno de subsidencia. Es decir, que cuando hay cierto tipo de condiciones geológicas (materiales blandos) sobreexplotación de agua subterránea o registros de sismicidad, existe una mayor probabilidad de asociación con el desplazamiento vertical del terreno en esas zonas.

Como consecuencia, existe una distinción clara del empleo de imágenes satelitales ya que en la actualidad constan de ciertos elementos en términos de detalle como la extensión de la superficie, la resolución espacial, la facilidad de combinar bandas espectrales para la instauración de imágenes en colores verdaderos o falsos, o el arreglo de sombras; que permiten tener una visión clara y más fina en el reconocimiento de las fallas geológicas; que comparado con un trabajo de campo evidentemente el elemento crítico es el costo que conlleva su planeación y ejecución. En ese sentido, la metodología propuesta en este documento puede considerarse como viable para el estudio de lineamientos asociados al fenómeno de subsidencia, económicamente factible y que aporta elementos para la toma de decisiones en cuestiones de planificación urbana.

Mediante el espectro de los resultados es necesario mencionar que se desarrolló una herramienta con bajo costo, útil en la identificación de fallas geológicas. Entre algunos de los beneficios que aporta, son significativos los siguientes: incrementa la eficiencia del reconocimiento de los rasgos geológico estructurales a gran escala y permite analizar el contexto local de las zonas influenciadas por el descenso diferencial del terreno.

RECOMENDACIONES

Muy a pesar de haber analizado diferentes fases temporales de las imágenes satelitales, los resultados de las observaciones sobre los rasgos geológico estructurales arrojaron que, los cambios no son sustanciales en términos de su posición y cantidad; ya que la formación, propagación o reactivación de las fallas geológicas es un proceso que conlleva periodos de tiempo considerables, enmarcados en una escala que está fuera de la vida humana. En otras palabras, esto significa que las fallas tienen una datación de tiempo geológico, siendo cuatro millones de años la edad más joven de cualquier proceso geológico. Sin embargo, realizar un análisis de escenas antiguas para casos específicos como el de Morelia resultaría necesario con el fin del ampliar el nivel de detalle de la información, en la identificación de mecanismos de formación, propagación o reactivación de las fallas geológicas con posible influencia de eventos sísmicos recientes o históricos.

En tal circunstancia, para el estudio de la subsidencia en asociación a la formación de fracturas superficiales, mismas que tienen una escala espacial considerablemente más pequeña respecto a una falla geológica regional, el periodo de análisis de las escenas de satélite debe ser elegido en función de la calidad de las mismas puesto que, entre más actual sea una imagen, mayor definición de los elementos superficiales proporcionará. Así, en el contexto científico internacional se ha visto que en términos de calidad y detalle, las escenas ASTER (15 m de resolución espacial), ALOS (12.5 m y 30 m de resolución espacial), o ENVISAT (detalle milimétrico), apoyado de técnicas interferométricas han dado resultados favorables en cuanto a estudios de los procesos que engloban las Ciencias de la Tierra.

Bajo este contexto, la principal preocupación y los problemas relacionados con el hundimiento son los resultados potencialmente destructivos causados por el hundimiento vertical diferencial (Bell, 1981; Holzer y Pampeyan, 1981), el desplazamiento horizontal (Allen, 1971) y las fisuras de tierra (Bell y Price, 1991). En tal sentido, un detalle importante con relación al empleo de las imágenes satelitales en el estudio del descenso diferencial del suelo, corresponde a la reproducción de series de tiempo, es decir, a perfiles que muestran la evolución de la subsidencia con respecto al tiempo. De esta forma, las series de tiempo son herramientas eficaces que permiten identificar movimientos verticales relacionados con: el fracturamiento superficial, respuestas a impulsos sísmicos, así como con el tipo de

compactación registrada por el suelo. Por lo que, una manera de evaluar la situación de riesgo que implica el colapso del terreno en combinación con la formación de fracturas es por medio de la obtención del *gradiente horizontal* de subsidencia; este gradiente representa la tasa de mayor cambio entre píxeles adyacentes de una imagen de subsidencia. Por lo que, esta técnica permite estudiar y mapear la evolución espacial y temporal de la subsidencia de la tierra, así como la formación de fracturas en el suelo. A su vez, el mapeo del gradiente horizontal de subsidencia representaría, junto con el estudio de las magnitudes de subsidencia, una excelente herramienta para el análisis de la extensión de los sectores urbanos afectados por la deformación diferencial del suelo y la identificación de áreas con mayor vulnerabilidad a fallas y fracturas, y daños en la superficie.

Por lo que, es recomendable desarrollar el análisis del gradiente porque las teorías clásicas de la formación de fracturas requieren que una fisura comience en la superficie de la tierra y migre hacia abajo. Carpenter (1993) sugiere que el hundimiento diferencial y los depósitos de zonas frágiles posiblemente debilitados tectónicamente pueden explicar el desarrollo de fisuras. Por tal motivo, el estudio del gradiente horizontal explora en qué medida la deformación horizontal del suelo contribuye a iniciar fisuras en la superficie de la tierra. Paralelo a esto, la deformación horizontal causada por la extracción de fluidos generalmente se pasa por alto o se consideran insignificantes en comparación con la deformación vertical, en gran parte porque la compresibilidad horizontal de los materiales de un sistema acuífero de grano grueso tiende a ser mucho menor que la compresibilidad de las unidades de confinamiento de grano fino que afectan la deformación vertical (Burbey, 2002).

Por otra parte, en términos de automatizar la definición de las fallas geológicas, los rasgos a destacar de éstas son: la pendiente de la falla no mayor a 45° respecto a talud de una ladera, el ángulo de sombra (aspecto) a partir de los 10° , longitud mayor a 1 Km; en presencia de fallas con cambios direccionales abruptos, considerar segmentarla en n puntos y tomar la mediana con la finalidad de tener el rumbo que ofrezca la mayor y mejor representatividad de la dirección tendencial de cada lineamiento. Así, la continuación de la investigación en las direcciones sugeridas podría permitir una mejor aproximación y presentación del uso del suelo, así como una posible clasificación de riesgo que involucre los aspectos mencionados y se les asigne un valor en peso, de manera que los diferentes componentes, es decir, la

geología, la presencia de fallas, niveles de explotación del agua subterránea, registros sísmicos, densidad de población; sean representativos en el valor de susceptibilidad al fenómeno de subsidencia. De esta manera, los anterior son sólo algunas áreas de oportunidad para futuras investigaciones o para ampliar el conocimiento sobre las características de la superficie del terreno que están involucradas en el desarrollo de la subsidencia y la presencia de fallas geológicas.

Anexos

Anexo 1 Escenas altitudinales empleadas para el mapeo de fallas geológicas.

Tabla A.1 Concentrado de escenas altitudinales SRTM 30 m del año 2018. La clave DEM STRM 30 m con la nomenclatura n20_w102_1arc_v3 hace referencia a que cada archivo contiene una matriz de valores de elevación vertical espaciados a intervalos horizontales medidos en unidades geográficas de latitud y longitud.

No. DEM	Clave DEM STRM 30 m	Localización regional
1	n19_w099_1arc_v3	Estado de México
2	n19_w100_1arc_v3	Estado de México y Ciudad de México
3	n19_w101_1arc_v31	Michoacán
4	n19_w102_1arc_v3	Michoacán
5	n19_w103_1arc_v31	Michoacán y Jalisco
6	n19_w104_1arc_v3	Jalisco
7	n20_w099_1arc_v31	Hidalgo
8	n20_w100_1arc_v31	Querétaro
9	n20_w101_1arc_v3	Querétaro y Guanajuato
10	n20_w102_1arc_v3	Guanajuato
11	n20_w103_1arc_v31	Jalisco
12	n20_w104_1arc_v3	Jalisco
13	n21_w099_1arc_v31	San Luis Potosí
14	n21_w100_1arc_v31	San Luis Potosí
15	n21_w101_1arc_v31	Guanajuato
16	n21_w102_1arc_v31	Guanajuato y Jalisco
17	n21_w103_1arc_v3	Jalisco y Aguascalientes
18	n21_w104_1arc_v31	Jalisco y Aguascalientes
19	n22_w099_1arc_v31	San Luis Potosí
20	n22_w100_1arc_v31	San Luis Potosí
21	n22_w101_1arc_v3	San Luis Potosí
22	n22_w102_1arc_v3	San Luis Potosí y Zacatecas
23	n22_w103_1arc_v3	Zacatecas
24	n22_w104_1arc_v31	Zacatecas

A.2 Teoría y ejemplo de la construcción de un variograma

Resulta necesario remarcar que el variograma es un estadístico descriptivo cuantitativo que puede representar gráficamente la continuidad espacial de un elemento, es decir, que el variograma caracteriza la continuidad espacial de un conjunto de datos. Así, la *Figura A.1* muestra el proceso a seguir para la construcción del mismo.

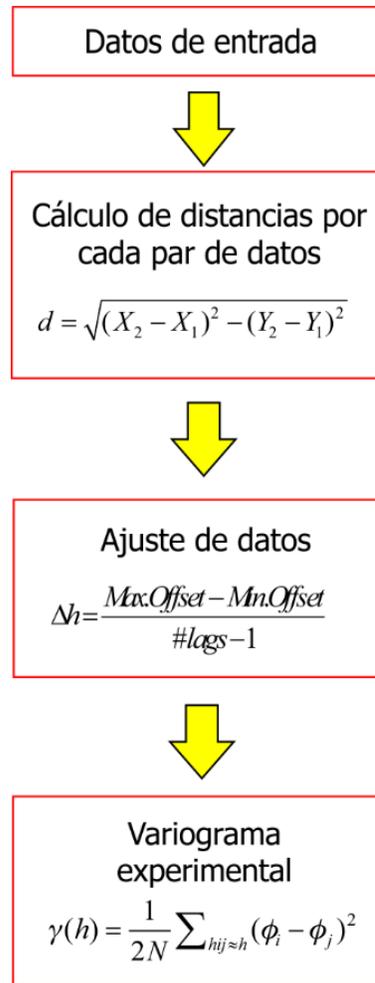


Figura A.1 Diagrama de flujo que marca el proceso de construcción de un variograma experimental para la representación de las direcciones preferenciales de los lineamientos geológicos mapeadas en los diferentes sitios de estudio.

Así, con el objeto de dar una mayor comprensión al apartado geoestadístico de este trabajo, se incluyó un ejemplo aislado y simple sobre porosidad a partir de datos de 16 pozos con sus respectivas coordenadas X y Y; por lo que la *Tabla A.2* muestra la concentración de la información.

Tabla A.2 Datos de entrada para la construcción de un variograma experimental. La información hace referencia al número de pozos o muestras, coordenadas en X y Y, y la variable sometida a análisis geoestadístico, es decir, la porosidad.

No. Pozo	X (m)	Y (m)	Porosidad
1	2280	890	4
2	1240	1210	1.5
3	1651	1290	5.7
4	2169	1230	2.9
5	2059	1690	10.4
6	1722	1630	16.1
7	891	1820	1.9
8	1385	2060	7.7
9	1682	2020	15.2
10	1885	2050	7.6
11	1991	2310	11.9
12	1694	2420	15.8
13	1023	2310	6.1
14	1305	2750	4.5
15	1705	2620	12.7
16	2301	2000	12.4

Para calcular el variograma se deben deducir las compensaciones de pozo a pozo, por lo que existen $n(n-1)/2$ pares únicos de observaciones, donde n es el número de datos. Entonces, para 16 pozos, hay 120 observaciones, es decir, $16(16-1)/2 = 120$.

El siguiente paso para la construcción del variograma consiste en el cálculo de distancias entre pozos a partir de la ubicación geográfica de los puntos (coordenadas). Este procedimiento se ejecuta a partir de la ecuación de la distancia (3.9), es decir,

$d = \sqrt{(X_2 - X_1)^2 + (Y_2 - Y_1)^2}$. Los datos de la *Tabla A.1* se sustituyen en la fórmula de la siguiente forma:

$$d = \sqrt{(2280m - 1240m)^2 + (890m - 1210m)^2}$$

$$d = 1088m$$

De esta manera, los resultados se acomodan en una matriz de doble entrada (*Tabla A.3*) en donde la distancia entre pozos se compara de la siguiente forma, el pozo 1 con el pozo 2, 3, 4, ..., 16; el pozo 2 con el 3, 4, 5, ..., 16; el pozo 3 con el 4, 5, 6, ..., 16; el pozo 4 con el 5, 6, 7, ..., 16 y así sucesivamente hasta obtener las 120 distancias

El siguiente paso consiste en ordenar las distancias de los pares de datos obtenidos de menor a mayor distancia tal como se muestra en la *Tabla A.4*. Con la finalidad de tener la información preparada para el siguiente procedimiento, que consiste en considerar la variable de porosidad como trabajo previo al cálculo de la ecuación del variograma.

Tabla A.3 Matriz de doble entrada que contiene las distancias de los 120 elementos obtenidos de $n(n-1)/2$ correspondientes a los pozos.

No. Pozo/No. Pozo	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	0															
2	1088	0														
3	745	419	0													
4	358	929	521	0												
5	830	949	571	473	0											
6	927	639	347	600	342	0										
7	1672	703	927	1408	1175	852	0									
8	1473	862	815	1142	769	546	549	0								
9	1278	923	731	928	501	392	816	300	0							
10	1225	1059	795	868	400	451	1020	500	205	0						
11	1449	1332	1075	1095	624	731	1204	656	424	281	0					
12	1638	1292	1131	1281	816	790	1002	474	400	416	317	0				
13	1896	1121	1198	1575	1207	975	507	440	720	900	968	680	0			
14	2100	1541	1500	1748	1301	1195	1018	695	822	909	815	510	523	0		
15	1823	1485	1331	1465	995	990	1141	645	600	598	422	200	749	421	0	
16	1110	1323	963	781	393	687	1421	918	619	419	438	738	1315	1247	860	0

Tabla A.4 Distancias por cada par de pozos en donde la tabla incluye el número de pozo a comparar respecto a otro, la distancia y la porosidad.

Pozo 1	Porosidad	Pozo 2	Porosidad	Distancia (m)
1	4	1	4	0
2	1.5	2	1.5	0
3	5.7	3	5.7	0
4	2.9	4	2.9	0
5	10.4	5	10.4	0
6	16.1	6	16.1	0
7	1.9	7	1.9	0
8	7.7	8	7.7	0
9	15.2	9	15.2	0
10	7.6	10	7.6	0
11	11.9	11	11.9	0
12	15.8	12	15.8	0
13	6.1	13	6.1	0
14	4.5	14	4.5	0
15	12.7	15	12.7	0
16	12.4	16	12.4	0
12	15.8	15	12.7	200
9	15.2	10	7.6	205
10	7.6	11	11.9	281
8	7.7	9	15.2	300
11	11.9	12	15.8	317
5	10.4	6	16.1	342
3	5.7	6	16.1	347
1	4	4	2.9	358
6	16.1	9	15.2	392
5	10.4	16	12.4	393
5	10.4	10	7.6	400
9	15.2	12	15.8	400
10	7.6	12	15.8	416
2	1.5	3	5.7	419
10	7.6	16	12.4	419
14	4.5	15	12.7	421
11	11.9	15	12.7	422
9	15.2	11	11.9	424
11	11.9	16	12.4	438
8	7.7	13	6.1	440
6	16.1	10	7.6	451
4	2.9	5	10.4	473
8	7.7	12	15.8	474
8	7.7	10	7.6	500
5	10.4	9	15.2	501
7	1.9	13	6.1	507
12	15.8	14	4.5	510
3	5.7	4	2.9	521
13	6.1	14	4.5	523
6	16.1	8	7.7	546
7	1.9	8	7.7	549
3	5.7	5	10.4	571

Tabla A.4 Distancias por cada par de pozos en donde la tabla incluye el número de pozo a comparar respecto a otro, la distancia y la porosidad (Continuación).

Pozo 1	Porosidad	Pozo 2	Porosidad	Distancia (m)
10	7.6	15	12.7	598
4	2.9	6	16.1	600
9	15.2	15	12.7	600
9	15.2	16	12.4	619
5	10.4	11	11.9	624
2	1.5	6	16.1	639
8	7.7	15	12.7	645
8	7.7	11	11.9	656
12	15.8	13	6.1	680
6	16.1	16	12.4	687
8	7.7	14	4.5	695
2	1.5	7	1.9	703
9	15.2	13	6.1	720
3	5.7	9	15.2	731
6	16.1	11	11.9	731
12	15.8	16	12.4	738
1	4	3	5.7	745
13	6.1	15	12.7	749
5	10.4	8	7.7	769
4	2.9	16	12.4	781
6	16.1	12	15.8	790
3	5.7	10	7.6	795
3	5.7	8	7.7	815
11	11.9	14	4.5	815
7	1.9	9	15.2	816
5	10.4	12	15.8	816
9	15.2	14	4.5	822
1	4	5	10.4	830
6	16.1	7	1.9	852
15	12.7	16	12.4	860
2	1.5	8	7.7	862
4	2.9	10	7.6	868
10	7.6	13	6.1	900
10	7.6	14	4.5	909
8	7.7	16	12.4	918
2	1.5	9	15.2	923
3	5.7	7	1.9	927
1	4	6	16.1	927

Tabla A.4 Distancias por cada par de pozos en donde la tabla incluye el número de pozo a comparar respecto a otro, la distancia y la porosidad (Continuación).

Pozo 1	Porosidad	Pozo 2	Porosidad	Distancia (m)
4	2.9	9	15.2	928
2	1.5	4	2.9	929
2	1.5	5	10.4	949
3	5.7	16	12.4	963
11	11.9	13	6.1	968
6	16.1	13	6.1	975
6	16.1	15	12.7	990
5	10.4	15	12.7	995
7	1.9	12	15.8	1002
7	1.9	14	4.5	1018
7	1.9	10	7.6	1020
2	1.5	10	7.6	1059
3	5.7	11	11.9	1075
1	4	2	1.5	1088
4	2.9	11	11.9	1095
1	4	16	12.4	1110
2	1.5	13	6.1	1121
3	5.7	12	15.8	1131
7	1.9	15	12.7	1141
4	2.9	8	7.7	1142
5	10.4	7	1.9	1175
6	16.1	14	4.5	1195
3	5.7	13	6.1	1198
7	1.9	11	11.9	1204
5	10.4	13	6.1	1207
1	4	10	7.6	1225
14	4.5	16	12.4	1247
1	4	9	15.2	1278
4	2.9	12	15.8	1281
2	1.5	12	15.8	1292
5	10.4	14	4.5	1301
13	6.1	16	12.4	1315
2	1.5	16	12.4	1323
3	5.7	15	12.7	1331
2	1.5	11	11.9	1332
4	2.9	7	1.9	1408
7	1.9	16	12.4	1421
1	4	11	11.9	1449

Tabla A.4 Distancias por cada par de pozos en donde la tabla incluye el número de pozo a comparar respecto a otro, la distancia y la porosidad (Continuación).

Pozo 1	Porosidad	Pozo 2	Porosidad	Distancia (m)
4	2.9	15	12.7	1465
1	4	8	7.7	1473
2	1.5	15	12.7	1485
3	5.7	14	4.5	1500
2	1.5	14	4.5	1541
4	2.9	13	6.1	1575
1	4	12	15.8	1638
1	4	7	1.9	1672
4	2.9	14	4.5	1748
1	4	15	12.7	1823
1	4	13	6.1	1896
1	4	14	4.5	2100

Antes de calcular el variograma, se realiza una agrupación de los datos en segmentos de distancia (*offsets* por su traducción y contexto en inglés) para todas las fallas que están fragmentadas por h . Donde h define la distancia de incremento y se encuentra entre la diferencia de los rangos de $h - (\Delta h / 2)$ y $h + (\Delta h / 2)$. Así, Δh queda definida de la siguiente forma:

$$\Delta h = \frac{Max.Offset - Min.Offset}{\#lags - 1} \quad (3.10)$$

donde *Max.Offset* y *Min.Offset* son la distancia máxima y mínima, respectivamente.

Es decir, la máxima distancia encontrada fue de 2100 m menos la distancia mínima de cero, entre el número de lag (se proponen 10 como ejemplo) menos uno, es igual a 233.333 m. De esta manera, la *Tabla A.5* se compone de los resultados obtenidos para h , $h - (\Delta h / 2)$, $h + (\Delta h / 2)$, y Δh a 10 lags de distancia.

Tabla A.5 Orden de las distancias en función de h , $h - (\Delta h / 2)$, $h + (\Delta h / 2)$, y Δh a 10 lags de distancia.

No. Desplazamiento	h	Δh	$h - (\Delta h / 2)$	$h + (\Delta h / 2)$
1	0	0	0	0
2	233.333		116.667	350.000
3	466.666		350.000	583.333
4	699.999		583.333	816.666
5	933.332		816.666	1049.999
6	1166.665	233.333	1049.999	1283.332
7	1399.998		1283.332	1516.665
8	1633.331		1516.665	1749.998
9	1866.664		1749.998	1983.331
10	2099.997		1983.331	2216.664

Finalmente, después de agrupar los datos, se realiza el cálculo del variogramas para cada bin o lag de desplazamiento utilizando la siguiente ecuación:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N} \sum_{h_{ij} \approx n} (\phi_i - \phi_j)^2 \quad (3.8)$$

Sin embargo, con base a la *Tabla A.4* en la cual se tiene el concentrado de las distancias acomodadas de forma ascendente, fue como la segunda parte de la ecuación del variograma fue resuelta, debido a que los “fis” corresponden a la porosidad de cada par de datos. Por otra parte, en la *Tabla 4.5* el *bin range* hace referencia a un rango que se determina en función de del *bin center* el cual parte de 233.333 o h , y al resultado se le va sumando h , es decir, $233.333 + 233.333 = 466.666$, $466.666 + 233.333 = 699.999$. Así, el proceso para determinar la segunda parte de la ecuación del variograma fue el siguiente, tomando como ejemplo el bin range comprendido entre 116.66 y 349.99 en el cual existen siete datos de porosidad para los siete pares de datos:

$$\begin{aligned} &= \sum (\phi_i - \phi_j)^2 \\ &= (12.7 - 15.8)^2 + (7.6 - 15.2)^2 + (11.9 - 7.6)^2 + (15.2 - 7.7)^2 + (15.8 - 11.9)^2 + (16.1 - 10.4)^2 + (16.1 - 5.7)^2 \\ &= 297.97 \end{aligned}$$

Sustituyendo las condiciones de distancia y de la variable regionalizada (Wackernagel, 2010) en la ecuación del variograma (3.8), el resultado es quedó definido de la siguiente forma:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N} \sum_{h_{ij} \approx h} (\phi_i - \phi_j)^2$$

$$\gamma(h) = \frac{1}{(2 * 7)} * 297.97$$

$$\gamma(h) = \frac{1}{(14)} * 297.97$$

$$\gamma(h) = 21.28$$

De manera que, la *Tabla A.6* proporciona el balance total de los resultados del cálculo del variograma para los 10 lags propuestos en este ejemplo.

Tabla A.6 Resultados del semivariograma calculados para 10 desplazamientos establecidos. Los elementos necesarios para la creación del variograma están conformados por el número de lags, cantidad de distancias (n) que cubren el "bin range" h; y el resultado de la porosidad a partir de la segunda parte de la ecuación del variograma.

Offset #	n	$\sum(\Phi_i - \Phi_j)^2$	Bin center	Bin range		$\gamma(h)$
1	16	0	0	0	0	0
2	7	297.9	233.333	116.66	349.99	21.283
3	25	702.9	466.666	350	583.33	14.058
4	26	1205.3	699.999	583.33	816.66	23.179
5	23	1460.5	933.332	816.67	1050.00	31.75
6	18	1188.9	1166.665	1050	1283.33	33.0275
7	13	965.2	1399.998	1283.33	1516.66	37.124
8	5	165.4	1633.331	1516.67	1750.00	16.545
9	2	80.1	1866.664	1750	1983.33	20.025
10	1	0.25	2099.997	1983.33	2216.66	0.125

Referencias

A

- Abrams, T.** (1944). *Essentials of aerial surveying and photo interpretation*. McGraw Hill Book Company Inc., New York.
- Adhikary, P., Chandrasekharan, H., Chakraborty, D., Kamble, K.** (2010). *Assessment of groundwater pollution in West Delhi, India using geostatistical approach*. Environ. Monit. Assess, 167 (1–4): 599–615.
- Aguayo, J., Marín, S.** (1987). *Origen y evolución de los rasgos morfológicos postCretácicos de México*. Bol. Soc. Geol. Mex T. XLVIII, (2): 15-39.
- Aguilar, H., Mora, R., Vargas, V.** (2014). *Metodología para la corrección atmosférica de imágenes Aster, Rapideye, Spot 2 y Landsat 8 con el módulo Flaash del software ENVI*. Revista Geográfica de América Central, 53: 39-59.
- Aguirre, G., Nieto, J., Zúñiga.** (2005). *Seismogenic Basin and Range and intra-arc normal faulting in the central Mexican Volcanic Belt, Querétaro, México*. Geological Journal, 40:215-243.
- Aguirre, G., Labarthe, G.** (2003). *Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting*. Geology, 31: 773–776.
- Aguirre, G., Zúñiga, F., Pacheco, F., Gúzman, M., Nieto, J.** (2000a). *El graben de Querétaro, México. Observaciones de fallamiento activo*. Geos, 20 (1): 2-7.
- Aguirre, G., López, M.** (2000b). *La caldera de Apaseo, Guanajuato. Geología y geocronología de una nueva caldera en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano*. Unión Geofísica Mexicana. Geos, 20: 308–309.
- Alaniz, S., y Nieto, A.** (2005). *El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario. Tomo LVII, 1: 65-82.
- Alaniz, S., Nieto, A., Orozco, M., Vassallo, L., y Shunshan, X.** (2002). *El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LV (1): 12-29.
- Alaniz, S., Nieto, A., Reyes, M., Orozco, M., Ojeda, A. y Vassallo, L.** (2001). *Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18 (2): 129-148.
- Alberro, J., Ayala, G., Hernández, R.** (2006). *Agrietamiento en la periferia de un vale sometido a bombeo*. Universidad Nacional Autónoma de México. Serie de investigaciones y desarrollo. Instituto de Ingeniería, 1-49.
- Allen, D.** (1971). *Horizontal movement and surface strain due to rebound*. Report of Oil Properties, Long Beach, California

- Álvarez, R.** (1975). *Transcontinental faulting; evidence for superimposed subduction in Mexico*: Trans. Amer. Geophys. Union, 56: 1066 (resumen).
- Aranda, J.** (1989). *Geología preliminar del graben de Aguascalientes*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 8: 22–32.
- Aranda, J., Aranda, J.** (1985). *Análisis del agrietamiento en la ciudad de Aguascalientes*. Informe anual preparado para el Departamento de Geotecnia del Centro Tecnológico. Unpublished results. Autonomous University of Aguascalientes, Aguascalientes, México.
- ArcGis** Centro de Recursos. (2018a). *Georreferenciación y sistema de coordenadas*. <http://resources.arcgis.com/es/help/gettingstarted/articles/026n0000000s000000.htm>
- ArcGis** for Desktop. (2018b). *ArcMap. Función de sombreado*. <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/manage-data/raster-and-images/hillshade-function.htm>
- ArcGis** for Desktop. (2018c). *ArcMap. Archivos rásterBIL, BIP y BSQ*. <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/manage-data/raster-and-images/bil-bip-and-bsq-raster-files.htm>
- Arcos, S., Gutiérrez, A., Santos, G.** (1999). *Geometría, distribución de desplazamientos y análisis de curvatura en poblaciones de fallas: ejemplos de fallas a pequeña escala en la Fm. Barrios (sinclinal de Villazon-Reigada, Asturias)*. Stvdia Geológica Salmanticensia, 35: 57-97.
- Antoine, J., Pyle, T.** (1970). *Crustal studies in the Gulf of Mexico*. Tectonophysics, 10: 477-494.
- Arroyo, N.** (2016). *Distribución espacial y evaluación temporal del proceso de consolidación del terreno por la sobreexplotación del agua subterránea*. (Tesis doctoral). Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, México.
- Arroyo, M., Zermeno, M., Castañeda, J.** (2004). *El Agrietamiento en Aguascalientes, causas y efectos*. 25 de marzo de 2019, de ResearchGate Sitio web: https://www.researchgate.net/publication/286458854_El_Agrietamiento_en_Aguascalientes_Causas_y_efectos_ISBN_968_5073_90_2
- Arzate, J., Pacheco, J., Del Rosal, A., Barboza, R., Mata, J., López, R.** (2006). *Carta de riesgos de agrietamientos del Área Metropolitana de San Luis Potosí*. Geociencias, 26: 1-6.
- Ávila, J.** (2008). *Evolución de los procesos de subsidencia-creep-falla, casos Morelia Mich. y Celaya Gto.: Mexico, D. F.* Universidad Autónoma de México, Tesis doctoral, 249 pp.
- Ávila, J., Garduño, V.** (2006). *Hundimientos ocasionados por Procesos de Subsidencia-Creep-Falla (PSCF) en la Ciudad de Morelia, Mich., México*. Geotermia, 19 (2): 50-60.

B

- Bachmaier, M., Backes, M.** (2008). *Variogram or semivariogram? Understanding the variances in a variogram*. Precision Agric, 9:173-175

- Barcelona, H., Peri, G., Tobal, J., Sagripanti, L., Favetto, A. (2014).** *Tectonic activity revealed by morphostructural analysis: Development of the Sierra de la Caderia range, northwestern Argentina.* Journal of South American Earth Sciences, 56: 376-395.
- Bear, J., Tsanh, C., Marsily, G. (1993).** *Flow and contaminant transport in fractured rock.* London: Academic Press, Inc.
- Bell, J., Amelung, F., Ramellt, A., Blewitt, G. (2002).** *Land subsidence in Las Vegas, Nevada, 1935–2000: new geodetic data show evolution, revised spatial patterns, and reduced rates.* Environ Eng Geosci, 7(3): 155–174.
- Bell, J., Price, J. (1991).** *Subsidence in Las Vegas Valley, 1980–91.* Nevada Bureau of Mines and Geology, Final Project Rep 10, 9 plates, unpaginated.
- Bell, J. (1981).** *Subsidence in Las Vegas Valley.* Nevada Bureau of Mines and Geology, Bulletin 95, 84 pp
- Berk, A., Anderson, G., Acharya, P., Chetwynd, J., Bernstein, L., Shettle, E.P., Matthew, M.W. & Adler-Golden, S.M. (2000).** *MODTRAN4 user's manual.* ftp://ftp.pmodwrc.ch/pub/Vorlesung%20K+S/MOD4_user_guide.pdf
- Bertrand, O., Issiaka, S., Theophile, L., Aristide, G. (2016).** *Statistical and Geostatistical Analysis of Lineaments Network Mapped in The Precambrian Basement: Case of Divo-Oume Region (Southern Cote d'Ivoire).* European Scientific Journal, 12: 1-20.
- Bobba, A. (1993).** *Field validation of SUTRA groundwater flow model to Lambton County, Ontario, Canada.* Water Resour Manag 7: 289–310.
- Boettinger, J., Ramsey, R., Bodily, J., Cole, N., Kienast-Brown, S., Nield, S., Saunders, A., Stum, A. (2008).** *Landsat Spectral Data for Digital Soil Mapping.* Digital Soil Mapping with Limited Data, A.E.
- Bouwer, H. (1977).** *Land subsidence and cracking due to groundwater depletion.* Groundwater, 15: 358-364.
- Brock, B. (1972).** *A global approach to geology.* Cape Town, South Africa, A. A. Balkema, 365 pp.
- Brock, G. (1952).** *Physical Aspects of air Photography.* Longmans, Gree and Co., Edinburgh.
- Brunori, Alberto., Bignami C., Albano, M., Zucca, F., Samsonov, S., Groppelli, G., Norini, G., Saroli, M., Stramondo, S. (2015).** *Land subsidence, ground fissures an buried faults; InSAR monitoring of ciudad Guzman (Jalisco, México).* Remote Sensing, 7: 8610-8630.
- Brunori, C., Bignami, C., Zucca, F., Groppelli, G., Norini, G., Davila, N., Stramondo, S. (2014).** *Ground fracturation in urban area: monitoring of land subsidence controlled by buried faults with InSAR techniques (Ciudad Guzmán -Mexico).* Conferencia Fall Meeting. American Geophysical Union. San Francisco, EU.
- Burbey, T. (2002).** *The influence of faults in basin-fill deposits on land subsidence, Las Vegas Valley, Nevada, USA.* Hydrogeol. J. 10 (5): 525–538.

C

- Cabral, E.** (2017). *Relación de subsidencia y fallamiento en la Cd. de Celaya y su evaluación de riesgo*. (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria, México.
- Cabral, E., Díaz, O., Delgado, H.** (2011). *Subsidencia y sus mapas de peligro: un ejemplo de la Ciudad de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 63,1: 53-60.
- Cabral, E., Dixon, T., Miralles, F., Díaz, O., Sánchez, O., Carande, R.** (2008). *Space Geodetic imaging of rapid ground subsidence in Mexico City*. GSA Bulletin. V. 120, No. 11/12, 1556-1566.
- Calderhead, A., Martel, R., Alasset, P-J., Rivera, A., Gárfias, J.** (2011). *Simulating pumping induced regional land subsidence with the use of InSAR and field data in the Toluca Valley, Mexico*. Advances in Water Resources, 34: 83-97.
- Calderhead, A., Martel, R., Therrien, R., Rivera, A., Martel, R., Gárfias, J.** (2010). *Land subsidence induced by groundwater pumping, monitored by D-InSAR and field data in the Toluca Valley, Mexico*. Canadian Journal of Remote Sensing, Vol.36, No.1, pp.9-23.
- Cameron, A.** (2013). *Landsat TM processing in the investigation of active fault zones, South Lajas Valley Fault Zone and Cerro Goden Fault Zone as an example*. Department of Geology, University of Puerto Rico, 1-7.
- Cango, L.** (2017). *Evaluación de Modelos Digitales de Elevación usando datos LiDAR e imágenes satelitales*. Tesis de licenciatura: Universidad Católica de Loja. Ecuador.
- Cantagrel, J., Robin, C.** (1979). *K-Ar dating on eastern Mexican Volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline province*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5: 99-114.
- Carpenter, M.** (1999). *Land subsidence in the United State*. Geological Survey. Circular 1182, U S. Galloway, D., Jones, D., Ingebritsen, S. Eds. Part I, Mining Ground Water, South-Central Arizona, 65-81.
- Carpenter, M.** (1993). *Earth-fissure movements associated with fluctuations in ground-water levels near the Picacho Mountains, south-central Arizona, 1980-84*. US Geol Surv Prof Pap 497-H, 49 pp.
- Carreón, D., Cerca, M., Ochoa, G., Teatini, P., Zúñiga.** (2016). *Shearing along faults and stratigraphic joints controlled by land subsidence in the Valley of Queretaro, Mexico*. Hydrological Journal, 24: 657-674.
- Carreón, D., Hidalgo, C., Hernández, 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, 2, 2006, 237-250.

- Carreón, D., Cerca, M., Luna, L., Gámez, J. (2005).** *Influencia de la estratigrafía y estructura geológica en el flujo de agua subterránea del Valle de Querétaro.* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22: 1-18.
- Carrera, J., Carreón, D., Cerca, M., Levresse, G. (2016).** *Groundwater flow in a transboundary fault-dominated aquifer and the importance of regional modeling: the case of the city of Querétaro, Mexico.* Hydrogeological Journal, 24: 373-393.
- Castañeda, H., Murillo, A., López, J., Monsivais, J. (1995).** *Comentarios al estudio de fallas y fracturas geológicas de la ciudad de Aguascalientes-Mecanismo de fracturamiento.* Investigación y Ciencia, 5: 40–43.
- Castellazzi, P., Garfias, J., Martel, R., Brouard, C., Rivera, A. (2017).** *InSAR to support sustainable urbanization over compacting aquifers: The case of Toluca Valley, Mexico.* Elsevier. Applied Earth Observation and Geoinformation, 63: 33-44.
- Castellazzi, P., Martel, R., Rivera, A., Huang, J., Palvic, G., Calderhead, A., Chaussard, E., Gárfias, J., Salas, J. (2016a).** Groundwater depletion in Central Mexico: Use of GRACE and InSAR to support water resources management. Water Resources Research.
- Castellazzi, P., Martel, R., Rivera, A., Huang, J., Palvic, G., Calderhead, A., Chaussard, E., Gárfias, J., Salas, J. (2016b).** Groundwater depletion in Central Mexico: Use of GRACE and InSAR to support water resources management. Water Resources Research.
- Castellazzi, P., Arroyo, N., Martel, M., Calderhead, A., Normand, J., Gárfias, J., Rivera, A. (2015).** *Land subsidence in major cities of Central Mexico: Interpreting InSAR-derived land subsidence mapping with hydrogeological data.* International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 47: 102–111.
- CENAPRED, Centro Nacional de Prevención de Desastres. (2001).** *Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México.* Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana 2001.
- Cerca, M., Aguirre, G., López, M. (2000).** *The geologic evolution of southern Sierra de Guanajuato, México: A documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt.* International Geology Review, 42: 131–151.
- Çetin, M., Kirda, C. (2003).** *Spatial and temporal changes of soil salinity in a cotton field irrigated with low-quality water.* Journal of Hydrology, 272 (1): 238-249.
- Çetin, M., Topaloglu, F., Yücel, A., Tülücü, K. (1998).** *Investigation of rainfall records and some important statistics of rainfall series by geostatistical techniques: A case study in the Seyhan River Basin.* In: II. National Hydrology Congress, Istanbul, Turkey, 1998: 75-82 (in Turkish with extended English abstract).
- Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., Amelung, F. (2014).** *Land subsidence in central Mexico by ALOS InSAR time-series.* Remote Sensing of Environment, 140: 94-106.
- Chen, X., Campagna, D. (2009).** *Remote Sensing of Geology.* The Sage Handbook of Remote Sensing, (Thousand Oaks, CA: Sage), 328–340.

- Chuvienco, E.** (2008). *Teledetección ambiental. La observación de la tierra desde el espacio.* (3ª ed.). Barcelona: Editorial Ariel, S. A.
- Chuvienco, E.** (1995). *Criterios visuales para la interpretación de imágenes.* En Fundamentos de teledetección espacial. Madrid, España: RIALP, S.A. Pp. 224.
- Cigna, F., Osmanoglu, B., Cabral-Cano, E., Dixon, T., Ávila, J., Carduño, V., DeMets, C., Wdowski, S.** (2012). *Monitoring land subsidence and its induced geological hazard with synthetic aperture radar interferometry: a case study in Morelia, Mexico.* Remote Sensing of Environment, 117:146-161.
- Clark, I., Harper, W.** (2000). *Practical Geostatistics 2000.* Ecosse North America lie. Columbus Ohio, USA, 2000.
- Colwell, R. N.** (1952). *Photographic interpretation for civil purposes.* Manual of Photogrammetry. (Chapter XII), Second Edition, American Society of Photogrammetry, George Banta Publishing Co., Menasha, Wisconsin, Washington, 535-602.
- CONAGUA, Comisión Nacional del Agua.** (2013a). *Acuerdo por el que se actualiza la disponibilidad media anual de agua subterránea de los 653 acuíferos de los Estados Unidos Mexicanos, mismos que forman parte de las regiones hidrológico-administrativas que se indican.* México, Comisión Nacional del Agua, México, 2013.
- CONAGUA, Comisión Nacional del Agua.** (2013b). *Estudio de la subsidencia y agrietamientos en el acuífero Valle de Toluca en el Estado de México.* Proyecto desarrollado por: Jaime Gárfias Soliz. Convenio No. CGPEAYS-UAEM-07/2013. México.
- CONAGUA.** (2011). *El Acueducto II dará viabilidad hídrica a Querétaro en los siguientes 30 años.* <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/NotaP/Comunicado%20de%20Prensa%20039-11.pdf>.
- Conway, B.** (2015). *Land subsidence and earth fissures in south-central and southern Arizona, USA.* Hydrogeol. J. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-10015-11329-z>.
- Cuador, J.** (2000). *La Geoestadística, su surgimiento y evolución. 2da versión.* Cuba. Universidad de Pinar del Río, Departamento de Computación. Junio de 2000.
- D**
- Dávila, N., Madrigal, D.** (2015). *Aplicación de interferometría radar en el estudio de subsidencias en el Valle de Toluca, México.* Revista Mexicana de Ciencias Espaciales, 8 (1): 297-309.
- Delgado, G., Martin del Pozo A.** (1993). *Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City.* Geofísica International, 32: 511-522.
- Demant, A.** (1981). *L'Axe Néovolcanique Transmexicain – étude volcanologique et pétrographique; signification géodynamique: Marseille.* Université du Droit, d'Economie et des Sciences d' Aix-Marseille. Ph. D. Thesis.

- Demant, A.** (1978). *Características del Eje Volcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, 2, (2): 172-187. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.
- Demant, A.** (1976). *Contribución a la definición de las diferentes fases volcánicas y tectónicas del Eje Neovolcánico mexicano: Acapulco (México)*. Cong. Latinoamer. Geología, 3. Resúmenes, Pp. 41 (resumen). Texto en Memoria (en prensa).
- Delottier, H., Pryet, A., Dupuy, A.** (2017). *Why should practitioners be concerned about predictive uncertainty of groundwater management models*. Water Resour Manag 31(1): 61–73.
- Derrau, M.** (1958). *Précis de Géomorphologie*, Deuxième Edition, Masson et Cie., Editeurs, Paris.
- DGCOH.** (1997). *Estudio de Evolución de Niveles Piezométricos en la Cuenca del Alto Lerma para el periodo 1985-1997*. Informe Final. México, D.F.: Eteisa, S. A. de C. V., 47 p.
- Deutsch, C. y Journel, A.** (1998). *GSLIB. Geostatistical Software Library and User's Guide, 2nd ed.* Oxford, New York: Oxford University Press. 369 pp.
- E**
- Eardley, A.** (1942). *Aerial photographs: their use and interpretation*. Harper & Brothers Publishers, New York.
- English, J.** (2012). *Thermomechanical origin of regional fracture systems*. Bull. Am. Assn. Pet. Geol. 96: 1597–1625.
- Englund, E., Sparks, A.** (1991). *GEO - EAS 1.2.1 User's Guide*. United States Environmental Monitoring EPA. 186 pp.
- ENVI.** (2018). Contents: Preprocess. Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Hipercubes (FLAASH).
[file:///C:/Program%20Files/Exelis/envi51/help/ENVIHelp.htm#PreprocessImagery/QUAC_FLAASH/FLAASH.htm%3FTocPath%3DPreprocess%7CAtmospheric%20Correction%20Module%7CFast%20Line-of-sight%20Atmospheric%20Analysis%20of%20Hypercubes%20\(FLAASH\)%7C_0](file:///C:/Program%20Files/Exelis/envi51/help/ENVIHelp.htm#PreprocessImagery/QUAC_FLAASH/FLAASH.htm%3FTocPath%3DPreprocess%7CAtmospheric%20Correction%20Module%7CFast%20Line-of-sight%20Atmospheric%20Analysis%20of%20Hypercubes%20(FLAASH)%7C_0)
- Esquivel, R., Hernández, A., Zermeño, M.** (2005). *GPS for Subsidence Detection, the Case of Aguascalientes*. In: Sanso, F., Antonio, J.G. (Eds.), Springer, Jaen, Spain, pp. 254–258.
- Esteller, M., Rodríguez, R., Cardona, A., Padilla, L.** (2011). *Evaluation of hydrochemical changes due to intensive aquifer exploitation: case studies from Mexico*. Environmental Monitoring and Assessment, Online First, 13 October 2011.
- Esteller, M., Adreu, J.** (2005). *Antropic effects on hydrochemical characteristics of the Valle de Toluca aquifer (central Mexico)*. Hydrogeology Journal. Vol. 12 (2): 378-390.
- Expósito, J., Esteller, M., Paredes, R., Rico, C., Franco, R.** (2010). *Groundwater Protection Using Vulnerability Maps and Wellhead Protection Area (WHPA): A Case Study in Mexico*. Water Resources Management, 2010. Vol. 24 (15): 4219-4236.

F

Farina, P., Ávila, J., Garduño, V., Catani, F. (2008). *DInSAR analysis of differential ground subsidence affecting urban areas along the Mexican Volcanic Belt (MVB)*. *Rivista italiana di Telerilevamento*, 40 (2): 103-113.

Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco, M. T., Petrone, C., Jacobo, J., López, M. (2005). *Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146: 284-306.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J. (2000a). *Late Miocene to Quaternary extensión at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised*, en Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334: 42-64.

Ferrari, L. (2000b). *Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante las últimas décadas*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 84-92.

Ferrari, L., Rosas, J. (1999). *Alkalic (OIB type) and calcalkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?* Comment of an article of Marquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., Verma, S. P., *Geology*, 27: 1055-1056.

Ferrari, L., Garduño, V., Pasquarè, G., y Tibaldi, A. (1994). *Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico—Oligocene to Present*. *Geofísica Internacional*, 33, 91-105.

Ferrari, L., Pasquarè, G., Tibaldi, A. (1990). *Plio-Quaternary tectonics of central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode*. *Geofísica Internacional*, 29: 5-18.

Font, M., Amorese, D., Lagarde, J. (2010). *DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate are (NW France)*. *Geomorphology*, 119: 172-180.

G

Gabrielsen, R., Braathen, A., Dehls, J., Roberts, D. (2002). *Tectonic lineaments of Norway*. *Nor. J. Geol.* 82: 153-174.

Gabrielsen, R. (1984). *Long-lived fault zones and their influence on the tectonic development of the south-western Barents Sea*. *Journal of the Geological Society*. London. 141: 651-662.

Gabrielsen, R., Ramberg, I. (1979). *Fracture patterns in Norway from Landsat imagery: results and potential use*. *Proceedings, Norwegian Sea Symposium, Tromsø 1979*. Norwegian Petroleum Society, 1-28.

Galloway, D., Erkens, G., Kuniansky, E., Rowland, J. (2016). *Preface: Land subsidence processes*. *Hydrogeologic Journal*, 24: 547–550.

Galloway, D., Burbey, T. (2011). *Review: Regional land subsidence accompanying groundwater extraction*. *Hydrogeology Journal* 19: 1459-1486.

- Galvez, G., Gutiérrez, L. (2005).** *Interpretación geológica a partir de imágenes satelitales y fotografías aéreas del Plan Nacional de Sistema de Información Geográfica – Dinage de las hojas geológicas Río Verde (41), Valdez (61) y S. N. (60).* Tesis de pregrado. Universidad Central del Ecuador. Quito, Ecuador.
- Gambolati, G., Freeze, A. (1973).** *Mathematical simulation of the subsidence of Venice I.* Theor Water Resources, 9(3): 721–733.
- García, A., Macías, J., Garduño, V. (2000).** *Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico.* Tectonophysics, 318: 281–302.
- García, E. (1998).** *Modificaciones al Sistema de Clasificación climática de Köppen.* México: Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Garduño, V., Giordano, N., Ávila, J., Hernández, V., Sámano, A., Díaz, J. (2014).** *Estudio hidrogeológico del sistema acuífero de Morelia, Michoacán, para una correcta planificación del territorio, en Vieyra, A., Larraábal, A. (coords.). Urbanización, sociedad y medio ambiente. Experiencias en ciudades medias: México.* UNAM/CIGA, SEMARNAT/INECC, 197–222.
- Garduño, V., Arreygue, E., Israde, I., Rodríguez, G. (2001a).** *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, 18 (1): 37-54.
- Garduño, V., Rodríguez, G., Israde, I., Arreygue, E., Canuti, P., Chiesa, S. (2001b).** *Efecto del clima (El Niño) en los fenómenos de fluencia de las fallas geológicas de la Ciudad de Morelia.* Geos, 19 (2): 84-93.
- Garduño, V., Rodríguez, G., Israde, I., Arreygue, 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. 9 (2): 84-93.
- Garduño, V., Israde, I., Francalanci, L., Carranza, O., Chiesa, S., Corona, P., y Arreygue, E. (1997).** *Sedimentology, volcanism and tectonics of the southern margin of the lacustrine basins of Maravatío and Cuitzeo, Mich., Mexico.* En IAVCEI General Assembly, Fieldtrip guidebook, Puerto Vallarta, Jal., Guadalajara, Jalisco, Gobierno del Estado de Jalisco, Unidad Editorial.
- Gárfias, J., Llanos, H., Martel, R., Salas, J., Bibiano, L. (2018).** *Assessment of vulnerability and control measures to protect the Salbarua ecosystem from hypothetical spill sites.* Environmental Science and Pollution Research. 25: 26228-26245.
- Gary, M., McAfee, R., Wolf, C. (1972).** *Glossary of geology.* Washington, D.C. American Geological Institute, 805 pp.
- Gómez, J., Ilarri, R., Clavero, R., Cassiraga, E, Vargas, J. (2017).** *Quantitative Geology and Geostatistics.* Valencia: Springer.

- Gómez, A., Orozco, M. T., Ferrari, L. (2005).** *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana. Volumen conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, 3: 227-283.
- Gorai, A., Subhash, K. (2013).** *Spatial Distribution Analysis of Groundwater Quality Index Using GIS: A Case Study of Ranchi Municipal Corporation (RMC) Area*. Geoinfor Geostat: An Overview 1:2.
- Gringarten, E., Deutch, C. (1999).** *Methodology for Variogram Interpretation and Modeling for Improved Reservoir Characterization*. Society of Petroleum Engineers. Conferencia técnica anual y exposición de la SPE, del 3 al 6 de octubre, Houston, Texas.
- Guerra, F. (2003).** *Las doce principales reglas de la interpretación fotogeológica y las bases fundamentales que se derivan*. *Investigaciones Geográficas*. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, 50, 42-65.
- Guerra, F. (1950).** *Introducción a la fotogeología*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. II, núm. 1, México, pp. 55-70.
- H**
- Hanke, J., Fischer, M., Pollyea, R. (2018).** *Directional semivariogram analysis to identify and rank controls on the spatial variability of fracture networks*. *Journal of Structural Geology* 108: 34–51.
- Hanssen R. (2003).** *Subsidence monitoring using contiguous and ps-insar: Quality assessment based on precision and reliability*. Proceedings, 11th FIG Symposium on Deformation Measurements, Santorini, Greece.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I. (1985).** *The cinder cones of Michoacán- Guanajuato, central, Mexico-their age, volume and distribution, and magma discharge rate*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 25(1-2): 105-124.
- Harou, J., Lund, J. (2008).** *Representing groundwater in water management models - applications in California*. Tech. Rep., California Energy Commission, PIER energy-related environmental research program, CEC-500-2008-092, University of California, Davis, CA, EUA.
- Hart, C. (1948).** *Air photography applied to surveying*. Longmans, Green and Co., London.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I. (1985).** *The cinder cones of Michoacán- Guanajuato, central, Mexico-their age, volume and distribution, and magma discharge rate*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 25(1-2): 105-124.
- Hernández, M., Pacheco, J., Burbey, T., Carreón, D., Ochoa, G., Campos, G., Lira, P. (2017).** *Evaluation of subsurface infiltration and displacement in a subsidence-reactivated normal fault in the Aguascalientes Valley, Mexico*. *Environmental Earth Sciences*, 76: 812.
- Hernández, M., González, N., Pacheco, J., Frías, D. (2015).** *Discussion on the origin of surface failures in the Valley of Aguascalientes, México*. *Prevention and mitigation of natural and anthropogenic hazards due to land subsidence*, 372: 235-238.

- Hernández, M., Pacheco, J., Ramírez, A., Burbey, T., Ortiz, J., Zermeño, M., Guinzberg, J., Pinto, G.** (2014). *Evaluation and analysis of surface deformation in west Chapala basin, central Mexico*. *Environ Earth Sci*, 72: 1491–1501.
- Hernández, M., Pacheco, J.** (2011). Análisis numérico del fracturamiento superficial en la población de Jesús María, Ags. In: Acosta- Collazo, A. (Ed.), *Convergencias Del Diseño y La Construcción. Arquitectura Ingeniería Civil y Urbanismo*. Autonomous University of Aguascalientes, Aguascalientes, México.
- Hernández, M., Burbey, T.** (2010). *Controls on initiation and propagation of pumping-induced earth fissures: insights from numerical simulations*. *Hydrogeol J* 18(8): 1773–1785.
- Hesterberg, T., Stanford, D., Merritts, D.** (2000). *Tectonic deformation estimation using stream gradients: nonparametric function estimation from difference data using splines and conjugate gradients*. *Computing Science and Statistic*. 32: 246-254.
- Hobbs, W.** (1912). *Earth features and their meaning*. New York, Macmillan Co., 506 pp.
- Hobbs, W.** (1904). *Lineaments of the Atlantic border region*. *Geological Society of America Bulletin*, 15: 483-506.
- Holzer, T.** (1998). *The history of the Aquitard-Drainage model*. Association of Engineering Geologists, Special Publication no. 8 Sacramento, California, USA, 7–16.
- Holzer, T.** (1984). *Ground failure induced by ground-water withdrawal from unconsolidated sediments*. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, VI: 67–105.
- Holzer, L., Pampeyan, E.** (1981). *Earth fissures and localized differential subsidence*. *Water Resour Res*, 17: 223–227.
- Holzer, T., Davis, S., Lofgren, B.** (1979). *Faulting caused by groundwater extraction in southcentral Arizona*. *Journal of Geophysical Research*, 84: 603–612.
- Homaee, M.** (1999). *Root Water Uptake Under Non-Uniform Transient Salinity and Water Stress*. Tesis doctoral. Wageningen Agricultural University, Netherlands, 172.
- Huizar, R., Mitre, L., Marín, S., Trujillo, J., Martínez, J.** (2011). *Subsidence in Celaya, Guanajuato, Central Mexico: implications for groundwater extraction and the neotectonic regime*. *Geofísica Internacional*, 50-3: 255-270.
- Hung, W., Hwang, C., Chang, C., Yen, J., Liu, C., Yang, W.** (2010). *Monitoring severe aquifer-system compactation and land subsidence in Taiwan using multiple sensors: Yunlin, the southern Choushui river alluvial fan*. *Environ Earth* 59: 1535-1548.
- Hwang, J-M., Wu, C-M.** (1969). *Land subsidence problems in Taipei Basin in Tison*, L. J., ed., *Land subsidence*, V. 1. IAHS/AISH Pub. No. 88, p 21-34.

I

- INEGI**, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2018). *Datos de relieve*. México: Modelos Digitales de Elevación. <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/continental/queesmde.aspx>

INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2015). *México en Cifras*. México: Población. <http://www.beta.inegi.org.mx/app/areasgeograficas/?ag=09#>

INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2007). *Anuario Estadístico Aguascalientes 2007*.

Iranpanah, A. (1977). *Geologic applications of Landsat imagery-delineation of major geologic features in north-central Iran*. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 43: 1037-1040.

Isaaks, A., Srivastava, R. (1989). *An introduction to applied geostatistics*. Oxford University Press, New York. 560 pp.

ITT, International Telephone and Telegraph. (2009). *Atmospheric Correction Module: QUAC and FLAASH User's Guide*. http://www.exelisvis.com/portals/0/pdfs/envi/Flaash_Module.pdf

J

Jachen, R., Holzer T. (1979). *Geophysical investigations of ground failure related to groundwater extraction in Picacho basin, Arizona*. *Groundwater*, 17: 574-585

Johnson, C, Harrison, C. (1990). *Neotectonics in central México*. *Physics of the Earth Interior*, 64: 187–210.

K

Kashaigili, J., Mashauri, D., Abdo, G. (2003). *Groundwater management by using mathematical modeling: case of the Makutupora groundwater basin in dodoma Tanzania*. *Botsw J Technol* 12(1): 19–24.

Keller, E., y Pinter, N. (1996). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall, Upper Saddle River.

Kitanidis, P. (1997). *Introduction to Geostatistics: Applications in Hydrogeology*. Cambridge University Press.

Koike, K., Nagano, S., Kawaba, K. (1997). *Construction and analysis of interpreted fracture planes through combination of satellite-image derived lineaments and digital elevation model data*. *Computers & Geosciences*, 24 (6): 573-583.

Konikow, L. (1977). *Modeling chloride movements in the alluvial aquifer at the Rocky Mountain Arsenal, Colorado*. USGS Water Supply Paper 2044, p 43.

Kruse, F. (2004). *Comparison of ATREM, ACORN, and FLAASH atmospheric corrections using low-altitude AVIRIS data of Boulder, CO*.

L

- Lark, R., Webster, R. (2006).** *Geostatistical mapping of geomorphic surfaces in the presence of trend.* Earth Surf. Process. Landf, 31: 862–874.
- Lahee, F. (1952).** *Field Geology.* McGraw- Hill Co., Inc., New York.
- Legates, D., McCabe, G. (1999).** *Evaluating the use of ‘goodness-of-fit’ measures in hydrologic and hydroclimate model validation.* Water Resources Research, 35, (1): 233–241.
- Legorreta, J. (1997).** *Agua de la lluvia, la llave del futuro en el Valle de México.* La Jornada Ecológica, año 5, No. 58: 1-12.
- Lermo, J., Nieto, J., Zermeño, M. (1996).** *Faults and fractures in the valley of Aguascalientes. Preliminary microzonification XI World Conference on Earthquake Engineering, Aguascalientes, Ags., 1996. Paper No. 1651.*
- Lesser, J. (1998).** *El hundimiento del terreno en la ciudad de México y sus implicaciones en el sistema de drenaje.* Ingeniería Hidráulica XIII (3): 13-18.
- Li, Y., Yang, J., Hu, X. (2000).** *Origin of ground fissures in the Shanxi Graben System, Northern China.* Eng Geol, 55: 267–275.
- Llanos, H., Gárfias, J. (2008).** *Estudio geoestadístico de la fracturación e implicaciones en el funcionamiento hidrogeológico de los macizos kársticos de las sierras Badaia y Entzia (País Vasco).* Est. Mus. Cienc. Nat. De Ávala. 22: 5-17.
- Loague, K., Green, R. (1991).** *Statistical and graphical methods for evaluating solute transport models: overview and applications.* Journal of Contaminant Hydrology 7: 51–73.
- Longfield, T.E. (1932).** *The subsidence of London.* Ordnance survey. Prof. papers. New ser., No. 14.
- López, J. (2017).** *Modelo numérico de flujo de agua subterránea para la cuenca de Celaya.* (Tesis de maestría). Universidad Nacional Autónoma de México. Juriquilla, Querétaro.
- López, P., Doin, M., Tupin, F., Biolé, P., Nicolás, J. (2009).** *Time series Analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry.* Journal of Applied Geophysics, 69: 1-15.
- López, M. (1991a).** *Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico.* New Orleans, Tulane University, Tesis de maestría, 139.
- López, E. (1991b).** *Corrección atmosférica en el espectro solar. Por J. Meliá (Ed). La teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales.* Recursos renovables: Agricultura. Valencia: Universitat de València.
- Loza, I., Nieto, A., Alaniz, S., Iriondo, A. (2008).** *Relaciones estratigráfico-estructurales en la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y el graben de Aguascalientes, México central.* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25: 533–548.
- Luckey, R., Gutentag, E., Heimes, F., Weeks, J. (1986).** *Digital simulation of groundwater flow in the High Plains aquifer in the parts of Colorado, Kansas, Nebraska, New Mexico, Oklahoma, South Dakota, Texas and Wyoming.* USGS Professional Paper 1400-D, p 57.

Luhr, J. (1997). *Extensional tectonics and diverse primitive volcanic rock in the western Mexican Volcanic Belt*. Canadian Miner, 135: 473-500.

M

Madrid, A. (2005). *Manantiales, vida y desarrollo. Evolución de los sistemas de agua potable y alcantarillado de la ciudad de Aguascalientes Siglos XVI-XXI*. Publicado por el H. Ayuntamiento de Aguascalientes, Aguascalientes, Ags., México.

Marko, K., Al-Amri, N., Elfeki, A. (2014). *Geostatistical analysis using GIS for mapping groundwater quality: case study in the recharge area of Wadi Usfan, western Saudi Arabia*. Arab. J. Geosci., 7: 5239–5252.

Marsal, R. Mazari, M. (1959). *El subsuelo de la Cd. de México: México D. F.* UNAM, Fac. de Ingeniería, Vol I y II, Pp. 505.

Martonne, E. (1951). *Traité de Géographie Physique*, Tome Second, Le Relief du Sol; Chapitre I, "Topographie et Géologie. Armand Colin, Paris (1925).

Mateu, J. (2015). *Modelado geoestadístico espacial y espacio-temporal y kriging*. John Wiley & Sons, West Sussex, Reino Unido.

Matheron, G. (1965). *Les variables régionalisées et leur estimation*. Masson, Paris.

Matt, C. (21 de marzo de 2017). *Semivariogram Example Calculation*. [Archivo de video]. Recuperado de <https://www.youtube.com/watch?v=zeqrifOPosU>

Mazzella, A., Mazzella, A. (2013). *The Importance of the Model Choice for Experimental Semivariogram Modeling and Its Consequence in Evaluation Process*. Journal of Engineering, 2013, 1-11.

Méndez, E. y Torres, A. (2013). *Boom en El Bajío, nuevo polo industrial de México*. Excelsior, 1-15.

Mert, B., Dag, A. (2017). *A Computer Program for Practical Semivariogram Modeling and Ordinary Kriging: A Case Study of Porosity Distribution in an Oil Field*. Open Geosciences, 9: 663–674.

Ministerio de Recursos Naturales de Canadá. (2016). *Fundamentals of Remote Sensing*. http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundamentals/pdf/fundamentals_e.pdf: Natural Resources Canada.

Mishra, S., Singh R., Chandra S. (1992). *Prediction of subsidence in the Indo-gangetic basin carried by groundwater withdrawal*. Engineering Geology, 33: 227-239.

Mylopoulos, N., Mylopoulos, Y., Tolikas, D., Veranis, N. (2007). *Groundwater modeling and management in a complex lake-aquifer system*. Water Resour Manag 21(2): 469–494.

Miyabe, N. (1962). *Studies in the ground sinking in Tokio*. Report Tokio Inst. Civil Eng., p. 1-38.

Mora, O., Mallorquí, J. (2001). *Monitorización de subsidencia desde satélite mediante técnicas interferométricas diferenciales*. Teledetección, Medio Ambiente y Cambio Global. 310-313.

Mori, L. (2001). *Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano.* (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México. Juriquilla, México.

N

Nahmi, F., Alami, O., Baidder, L., Khanbari, K., Rhinane, H., Hilali, A. (2016). *Using remote sensing for lineament extraction in Al Maghrabah area - Hajjah, Yemen.* The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume XLII-2/W1, 2016 3rd International GeoAdvances Workshop. Istanbul, Turkey, 137-142.

Nash, J., Sutcliffe, J. (1970). *River flow forecasting through conceptual models: a discussion of principles.* Journal of Hydrology, 10: 282–290.

Nieto, A., Alaniz, S., Cano, A. (2005). *La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, 3: 285-318.

Nieto, A., Alaniz, S., Tolson, G., Shunshan, X., Pérez, A. (2003). *Estimación de densidades, distribuciones de longitud y longitud total de fracturas; un caso de estudio en la Falla de Los Planes, La Paz, B.C.S.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LVI (1): 1-9.

Nieto, A., Ferrari, L., Alaniz, S., Labarthe, G., Rosas, J. (1999). *Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico:* Geological Society of America Bulletin, 111: 347-363.

Nieto, A., Urrutia, J., Cabral, E., y Guzmán de la Campa. (1992). *Listric faulting and continental rifting in western Mexico. A paleomagnetic and structural study.* Tectonophysics, 208: 365-376.

Nila, A. (2017). *Relación de subsidencia y fallamiento en la Cd. de Celaya y su evaluación de riesgo.* Tesis de licenciatura. Ciudad Universitaria, UNAM.

Novelo, D., Magaña, V. (2008). *Sesión Especial: riesgos geológicos e hidrometeorológicos.* Geos. 28: 20-40.

O

Ochoa, H., Carreón, D., Franceschini, M., Cerca, M., Teatini, P. (2018). *Overexploitation of groundwater resources in the faulted basin of Querétaro, Mexico: A 3D deformation and stress analysis.* Engineering Geology, 254: 192-206.

Ochoa, H., Carreón, D., Cerca, M., López, M. (2015). *Assessment of groundwater flow in volcanic faulted areas. A study case in Queretaro, Mexico.* Geofísica Internacional, 54 (3): 199-220.

Ochoa, H. (2003). *Análisis de la subsidencia en valles lacustres por medio de la teoría de pérdida volumétrica:* Tesis de Maestría en Mecánica de Suelos, Universidad autónoma de Querétaro. Querétaro, México.

- Olaya, V.** (2014). *Sistemas de Información Geográfica*. Journal of Chemical Information and Modelling, 53 (9): 1689-1699.
- O'Leary, D., Friedman, J., Pohn, H.** (1976). *Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms*. Geological Society of America Bulletin, 87: 1463-1469.
- Oliver, M., Webster, R.** (2014). *A tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging*. Catena, 113: 56-69.
- Oliver, M., Webster, R.** (1992). *Sample Adequately to Estimate Variograms of Soil Properties*. Journal of Soil Science, 43: 177-192.
- Oliver, M., Webster, R.** (1987). *The elucidation of soil pattern in the Wyre Forest of the West Midlands, England. II. Spatial distribution*. J. Soil Sci. 38: 293–307.
- OpenTheFile.** (2018). *¿Qué es un archivo hdr y cómo puedo abrir un archivo hdr?* <https://www.openthefile.net/es/extension/hdr>
- Orlóczi, I.** (1969). *Water balance investigations based upon measurement of land subsidence caused by groundwater withdrawal*. IAHS/AISH Pub. No. 88: 224-232.
- Ortega, A., Rudolph, D., Cherry, J.** (1999). *Analysis of longterm land subsidence near Mexico City: field investigations and predictive modeling*. Water Resour Res, 35 (11): 3327–3341.
- Ortega, F., Ruiz, J., Centeno, E.** (1995). *Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic*. Geology, 23: 1127-1130.
- Ortega, A., Cherry, J., Rudolph, D.** (1993). *Large Scale Aquitard Consolidation Near Mexico City*. Groundwater, 31 (5): 708-717.
- Ortega, F., Mitre, L., Roldan, Q., Aranda, J., Moran, D., Alaniz, S., Nieto, A.** (1992). *Mapa Geológico de la República Mexicana*. Texto explicativo de la quinta edición de la Carta Geológica de la República Mexicana. Esc. 1:200 000 UNAM. México.
- Ortíz, J., Gil, D.** (2014). *Transformaciones logarítmicas en regresión simple*. Comunicaciones en Estadística, 7 (1): 89-98.
- O' Sullivan, D., Unwin, D.** (2010). *Geographic Information Analysis and Spatial Data. En Geographic Information Analysis* (Second Edition). New Zeland: GISWeekly. 432 pp.

P

- Pacheco, J., Mendoza, E., Lermo, J., Hernández, M., González, N., Aguilar, F., Ortíz, J., Zermeño, M.** (2013a). *Sismicidad en zonas de subsidencia: caso Aguascalientes. XIX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*. Congreso llevado a cabo en Boca del Río, Veracruz. Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica. México.
- Pacheco, J., Hernández, M., Burbey, T., González, N., Ortiz, J., Zermeño, M., Solís, A.** (2013b). *Land subsidence and ground failure associated to groundwater exploitation in the Aguascalientes Valley, México*. Engineering Geology, 164: 172-186.

- Pacheco, J.,** Zermefio De León, M., Mendoza Otero, E., De Alba, R. (2012). *Zonificación del peligro por subsidencia: Caso Aguascalientes*. Universidad Autónoma de Aguascalientes, Aguascalientes, México.
- Pacheco, J.,** Arzate, J.A., López, R., Barboza, R., Mata, J., Del Rosal, A., Aranda, J. (2010). *Zoning map of ground failure risk due to land subsidence of San Luis Potosi, Mexico*. In: Carreon-Freyre, D., Cerca, M., Galloway, D.L. (Eds.), *Proceedings of the Eighth International Symposium on Land Subsidence*. IAHS Press, Queretaro, Mexico, pp. 179–184.
- Pacheco, J.** (2007). *Modelo de subsidencia del Valle de Querétaro y predicción de agrietamientos superficiales*. (Tesis doctoral). Centro de Geociencias, UNAM campus Juriquilla, Querétaro, México.
- Pacheco, J.,** Arzate, J. (2007). *Análisis multicapa de la subsidencia en el valle de Querétaro, México*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24 (3): 389-402.
- Pacheco, J.,** Arzate, J., Rojas, E., Arroyo, M., Yutsis, V., Ochoa, G. (2006). *Delimitation of ground failure zones due to land subsidence using gravity data and finite element modeling in the Querétaro valley, México*, 84: 143-160.
- Pannatier, Y.** (1995). *Variowin. Software for Spatial Analysis in 2D*. Springer-Verlag, New York.
- Pebesma, E.,** Wesseling, C. (1998). *Gstat: a program for geostatistical modelling, prediction and simulation*. *Comput. Geosci.* 24: 17–31.
- Pérez, A.,** Carbonell, R., Martí, D., Recha, I., Jurado, M., Fernández, M., Marzán, I., Escuader, J. (2002). *Estudios geológico-estructurales y geofísicos en Mina Ratones (Plutón de Ávala)*. ENRESA, España. Pp. 229.
- Pola, A.,** Garduño, V., Díaz, C., Hernández, V. (2006). *Estudio geotécnico asociado a procesos de remoción en masa del parque Francisco Zarco (Ocolusen), Morelia (Michoacán, México)*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, número especial de Geología Urbana*. Tomo LVIII. Núm. 2: 183-193.
- Poland, J.** (1984a). *Guidebook to Studies of Land Subsidence Due to Groundwater Withdrawal*. UNESCO Studies and Reports in Hydrology No. 40. New York; Unipublications, UNESCO, Paris.
- Poland, J.** (1984b). *Mechanics of land subsidence due to fluid withdrawal*. In: Poland, J.F. (Ed.), *Guidebook to Studies of Land Subsidence due to Ground-water Withdrawal*. Printed under the direction of the American Geophysical Union by Book Crafters, Chelsea, Michigan, U.S.A, pp. 37–54.
- Poland, J.** (1977). *Land subsidence stopped by artesian-head recovery, Santa Clara Valley, California*. IAHS/AISH Pub. No. 121: 124-132.
- Poland, J.,** Davis, G. (1969). *Land subsidence due to withdrawal of fluids*. In: Varnes, D.J, Kiersch, G. (Eds.), *Reviews in Engineering Geology*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA, pp. 187–269.
- Prost, G.** (2014). *Remote Sensing for geoscientists image analysis and integration*. United States: CRC Press Taylor & Francis Group.

Pyrcz, M. [GeostatsGuy Lectures]. (23 de octubre de 2018). *10d Geostatistics Course: Variogram Calculation*. [Archivo de video]. Recuperado de <https://www.youtube.com/watch?v=mzPLicovE7Q&list=PLG19vXLQHvSB-D4XKYieEku9GQMqyAzjJ&index=24>

Q

Qu, F., Zhang, Q., Zhao, C., Yang, C., Zhang, J. (2014). *Land subsidence and ground fissures in Xi'an, China 2005–2012 revealed by multi-band InSAR time-series analysis*. *Remote Sensing of Environment*, 155: 366-376.

Quintero, O., Valencia, G. (2017). *Capítulo 8. Problema 4. Corrección de vacíos de información (voids) a partir de la aplicación de promedios de diferencia de altura entre superficies de elevación*. Manual. Universidad de Buenaventura. Medellín, Colombia.

R

Radbruch, D., Bonilla, M., Lennet, B., Blanchard, F., Laverty, G., Cluff, L., y Steinbrugge, K. (1966). *Tectonic creep in the Hayward fault zone California: U.S. Geological Survey, Circular, 525*, Pp.13.

Rahiman, T., Pettinga, J. (2008). *Analysis of lineaments and their relationship to Neogene fracturing, SE Viti Levu, Fiji*. *Geology. GSA Bulletin*, 120 (11/12): 1544-1555.

Rajani, R., Madan, K., Panda, S., Mull, R. (2008). *Simulation Modeling for Efficient Groundwater Management in Balasore Coastal Basin, India*. *Water Resour Manage*, 22:23–50.

Ray, R. (1956). *Photogeologic procedures in geologic interpretation and mapping. (Procedures and Studies in Photogeology)*. Geological Survey Bulletin, No. 1043. United States Government Printing Office, Washington.

Rejas, J. (2008). *Tratamiento digital previo de las imágenes*. http://api.eoi.es/api_v1_dev.php/fedora/asset/eoi:45518/componenete45516.pdf

Righter, K., Carmichael, I., Becker, T., Renne, R. (1995). *Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California*: *Geological Society of America Bulletin*, 107: 612-626.

Rodríguez, R., Lira, J., Rodríguez, I. (2012). *Subsidence risk due to groundwater extraction in urban areas using fractal analysis of satellite images*. *Geofísica Internacional*, 51 (2): 157-167.

Rodríguez, R., Schroeder, A. (2010). *Structural control on the subsidence faults alignment in Irapuato - Mexico*. *AQUA mundi*, 1007: 45-49.

Rodríguez, R., Lira, J. (2008). *A risk analysis of abstraction-related subsidence based on roughness analysis*. *Bull Eng Geol Environ*, 67: 105-109.

Rodríguez, R., Rodríguez, I. (2006). *Consecuencias sociales de un desastre inducido, subsidencia*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVIII (2): 265-269.

Romero, M., Pacheco, J., Ortiz, J., Zermeño, M., Araiza, G., Mendoza, E. (2010). *Land subsidence of the Aguascalientes Valley, México: historical review and present situation*. *Land*

Subsidence, Associated Hazards and the Role of Natural Resources Development, 339: 207-209.

Rudolph, D., Sultan, R., Gárfias, J., McLaren, R. (2007). *Análisis de la interacción del agua superficial y subterránea y su influencia en la extinción de zonas húmedas.* Ingeniería Hidráulica en México. Volumen XXII, No. 1: 15-30 p.

Rudolph, D., Sultan, R., Garfias, J., McLaren, R. (2006). *Significance of Enhanced infiltration due to groundwater extraction on the disappearance of a headwater lagoon system: Toluca Basin, Mexico.* Journal of Hydrology 14: 115-130.

S

Saputra, I., and Jakarta, H. (2008). Theory and example of Variogram. Hampson-Russell A CGGVeritas. París.
https://www.cgg.com/technicalDocuments/699_Variogram_Theory_and_example.pdf

Sarychikhina, O., Glowacka, E., Suárez, F., Mellors, R., Ramírez, J. (2011). *Aplicación de DInSAR a los estudios de subsidencia en el Valle de Mexicali.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 63,1: 1-13.

Sauter, F. (1989). *Fundamentos de Ingeniería Sísmica—Introducción ala sismología: Costa Rica.* Editorial Tecnológica de Costa Rica. Pp. 271.

Schoups, G., Addams, C., Minjares, J., Gorelics, S. (2006). *Sustainable conjunctive water management in irrigated agriculture: model formulation and application to the Yaqui Valley, Mexico.* Water Resour Res 42(10): W10417.

SEDEMA, Secretaria del Medio Ambiente, Ciudad de México. (2018). *CDMX, Sistema de Monitoreo Atmosférico: Calidad del Aire.* México.
<http://www.aire.cdmx.gob.mx/default.php>

Şen, Z. (2009). *Spatial Modeling Principles in Earth Sciences.* Water Qual. Expo. Health 1: 115 – 122.

Siles, G., Alcérreca, J., López, P., Niemeier, W. (2015). *Long Term Subsidence Analysis and Soil Fracturing Zonation Based on InSAR Time Series Modelling in Northern Zona Metropolitana del Valle de Mexico.* Remote Sensing, 7: 6908-6931.

Singh, S., Pardo, M. (1993). *Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico.* Geophysical Research Letters, 20(14): 1483–1486.

Skinner, B. (1996). *Thermal expansion.* Geol. Soc. Am. Memoir, 97: 76–96.

Smith, H. (1943). *Aerial Photographs and Their Applications.* Appleton-Century Crofts, inc., New York.

Sociedad Mexicana de Ingeniería Estructural, A.C. (2017). *Reglamento de construcciones para el Distrito Federal.* México. Recuperado de: <http://www.smie.org.mx/layout/reglamentos-construccion/ciudad-de-mexico-reglamento-construcciones-2016-compilado.pdf>

- SOPEA**, Secretaria de Obras Públicas del Estado de Aguascalientes. (2007). Sistema de Información de Fallas Geológicas y Grietas. Aguascalientes, México: SIFAGG. <http://www.aguascalientes.gob.mx/sop/sifagg/web/documentos/introduccion.pdf>
- Spitz**, K., Moreno, J. (1996). *A Practical Guide to Groundwater and Solute Transport Modelling*, Wiley, New York.
- Suárez**, G., Jaramillo, S., López, P., Sánchez, O. (2018). *Estimation of ground subsidence in the city of Morelia, Mexico using Satellite Interferometry (INSAR)s*. Geofísica Internacional, 57 (1): 41-60.
- Sun**, Y., Shuqing, Z., Wenyuan, Q. (2015). *Quantifying spatiotemporal patterns of urban expansion in three capital cities in Northeast China over the past three decades using satellite data sets*. Environmental Earth Science., 73: 7221-7235.
- Sunye**, I., Lacan, P., Ortuño, M., Villamor, P., Audin, L., Zúñiga, F., Max, R., Aguirre, Gerardo., Lawton, T. (2015). *La falla San Mateo: nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el graben de Acambay, México*. Revista mexicana de ciencias geológicas, 32(3): 361-376.
- Suter**, M., López, M., Quintero, O., Carrillo, M. (2001). *Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt*. Geological Society of America Bulletin, 113 (6): 693-703.
- Suter**, M., Carrillo, M., Quintero, O. (1996). *Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico*. Seismological Soc. Amer. Bull. 86: 6. 1952-1963.
- Suter**, M., Quintero, O., López, M., Aguirre, G., Farrar, E. (1995). *The Acambay graben – active intra-arc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico*. Tectonics, 14: 1245-1262.
- Suter**, M., Quintero, O., Jonhson C. (1992). *Active faults and state of stress in the central part of the Transmexican Volcanic Belt, Mexico*. Venta del Bravo fault. Jour. Geophy. Res. 97 (8b): 11983-11994.
- T**
- TA Instruments**. (2018). *Creep (deformación por fluencia lenta)*. 28/08/19, de Waters Corporation Sitio web: <https://www.tainstruments.com/t/test-types/creep/?lang=es>
- Tagestad**, J. (2000). *Radiometric standarization of adjacent Landsat Thematic Mapper images for multi-scene mosaics*. Tesis de Maestría. Utah State University. Logan, Utah.
- Tarabalka**, Y., Manighetti, I. (2010). *Satellite analysis for measuring rock properties in fault damage zones, a key constraint for earthquake modeling*. GeoAzur, 10: 1-5.
- Tarbuck**, E., Lutgens, F. (2005): *Ciencias de la Tierra*. Capítulo 9: El tiempo geológico. Disponible en: http://www.academia.edu/8473234/TARBUCK_y_LUTGENS_Ciencias_de_la_Tierra_8va_ed.

Teatini, P., Ferronato, M., Gambolati, G. (2006). *Groundwater pumping and land subsidence in the Emilia-Romagna coastland, Italy: modeling the past occurrence and the future trend.* Water Resources, 42: 1–19.

Thombury, W. (1954). *Principles of Geomorphology (21 Tools of the geomorphologists: "Clues to Airphoto Interpretation").* John Wiley & Sons, New York.

Ting, C., Zhou, Y., Vries, J. de., Simmers. (1998). *Development of a preliminary groundwater flow model for water resources management in the Pingtung Plain, Taiwan.* Ground Water 35(6): 20–35.

Trujillo, J. (1991). *Fallamiento de terrenos por efecto de la sobreexplotación de acuíferos en Celaya, Guanajuato, México.* XXIII Congress of the Association of International Hydrologists, Sobreexplotación de acuíferos: España, 175-178.

Trujillo, J. (1985). *Subsidencia de terrenos en la ciudad de Celaya, Gto.* Reunión sobre Asentamientos Regionales, México, D.F. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Asociación Geohidrológica Mexicana. 1: 35-42.

U

UNAM-SOP. (1994). *Monitoreo sísmico y análisis estructural de las grietas en la ciudad de Aguascalientes. Informe técnico preparado por el Instituto de Ingeniería de la UNAM para la Secretaría de Obras Públicas del estado de Aguascalientes.* Internal Project No. 142/93. Unpublished results. Aguascalientes, México.

USGS. (2018a). *Landsat Look viewer.* USA. <https://landsatlook.usgs.gov/>

USGS. (2018b). *Landsat Look viewer.* USA: *SRTM 30 m.* <https://landsatlook.usgs.gov/>

USGS. (1999). *Circular 1182. Land subsidence in the United States.* Department of Interior, Reston, Virginia, U.S.A.

V

Valdez, G., Aguirre, G., López, M. (1998). *El Volcán La Joya, Edos. de Querétaro y Guanajuato. Un estratovolcán antiguo del Cinturón Volcánico Mexicano.* In Tectonic and Magmatic Evolution of México during the Cenozoic, Aguirre, G. (ed.). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15: 181–197.

Vázquez, R., Feyen, J. (2003). *Effect of potential evapotranspiration estimates on effective parameters and performance of the MIKE SHE-code applied to a medium-size catchment.* Journal of Hydrology 270: 309-327.

W

Wackernagel, H. (2010). *Multivariate Geostatistics.* 3rd Edition. Springer-Verlag. Deutch, 2010.

Wang, J., Howarth, P. (1990). *Use of the Hough transform in automated lineament detection.* IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 28 (4): 561-566.

Wansah, J., Udounwa, A., Mee, A., Emah, J. (2014). *Comparison of Sunshine Based Models for Estimating Global Solar Radiation in Uyo, Nigeria.* New York Science Journal, 7, 12.

Wise, D. (1982). *Linesmanship and the practice of Linear Geo-art.* Geological Society of America Bulletin, 93: 886-888.

Y

Yager, R. (1987). *Simulation of groundwater flow near the nuclear fuel reprocessing facility at the Western New York Nuclear Service Center, Cattaraugus County, New York.* USGS Water Resources Investigation Report 85-4308, pp 58.

Yan, Y., Doin, M., López, P., Tupin, F., Fruneau, B., Pine, V., Trouve, E. (2012). *Mexico City subsidence measured by InSAR time series: joint analysis using PS and SBAS Approaches.* IEEE Journal. Digital object identifier: 10.1109/JSTARS.2012.2191146.

Z

Zamarripa, M. (2016). *Apuntes de Topografía.* Ciudad de México, México: Facultad de Estudios Superiores Acatlán, UNAM.

Zermeño, M., Esquivel R., Hernandez, A., Mendoza, E., Arellano, J. (2005). *Influencia de la extracción de agua en la subsidencia y agrietamiento de la ciudad de Aguascalientes.* Investigación y Ciencia 13: 15-22.