

**CAUSAS Y CONSECUENCIAS DE LA SUBSIDENCIA EN LOS CUADRANTES DOS  
(ZONA PONIENTE), TRES Y CUATRO DE LA ZONA CERO DE LA CIUDAD DE  
MÉXICO.**

**DESCRIPCIÓN**

La subsidencia de la Cuenca del valle de México es un fenómeno multifactorial, que se manifiesta con deformación del terreno y daños a la infraestructura superficial y subterránea.

**ESIA-TICOMAN**

Contenido	
Introducción. ....	8
Localización. ....	9
1.1 Fisiografía. ....	12
1.2 Provincias geológicas. ....	13
1.3 Hidrografía. ....	14
2. Marco Teórico.....	15
2.1 Distribución y evolución del antiguo lago.....	15
2.1.1 Distribución.....	15
2.1.2 Evolución.....	16
2.2 Riesgos Geológicos de la Ciudad de México.....	25
2.2.1 Geología de la Ciudad de México.....	25
2.2.2 Fallas.....	26
2.2.3 Fracturas.....	28
2.2.4 Sismos.....	29
2.2.5 Vulcanismo.....	32
2.2.6 Deslizamientos.....	34
2.2.7 Caída libre de material.....	34
2.2.8 Flujos.....	35
2.2.9 Subsistencia.....	35
2.3 Grietas.....	39
2.3.1 Origen.....	40

2.3.2	Clasificación de grietas .....	41
2.3.3	Variación del contenido de agua. ....	41
2.3.4	Asentamiento diferencial provocado por el hundimiento regional.....	41
2.4	Ingeniería antigua y sus efectos en la actualidad. ....	43
3.	Marco Geológico .....	45
3.1	Geología .....	45
3.2	Tectónica .....	46
3.3	Geomorfología .....	49
3.4	Estratigrafía.....	51
4.	Metodología. ....	58
4.1	Geología .....	58
4.2	Plataforma de Trabajo de la Ciudad de México .....	58
4.3	Diseño y elaboración de modelos específicos.....	61
4.4	Topografía.....	67
4.4.1	Método de Nivelación Diferencial.....	68
4.4.3	Comprobación de la nivelación. ....	71
4.4.4.	Doble puesta de estadal. ....	71
4.4.5	Doble puesta de aparato.....	71
4.4.6	Levantamiento topográfico .....	73
4.5	Levantamiento Geofísico .....	77

4.5.1 Geoeléctrica .....	77
4.5.2 Georadar .....	88
4.5.3 Sísmica .....	97
4.5.4 Gravimetría.....	107
Conclusiones y Recomendaciones .....	114
Bibliografía .....	116

## Contenido de Figuras

Figura 1. Localización del Cuadrante II .....	9
Figura 2. Localización del Cuadrante III. ....	10
Figura 3. Localización del Cuadrante IV. ....	11
Figura 4. División de las provincias y subprovincias fisiográficas, conteniendo el área de estudio. ....	12
Figura 5. División de Provincias Geológicas, conteniendo el área de estudio. ....	13
Figura 6. División de Regiones Hidrológicas, conteniendo el área de estudio. ....	14
Figura 7. Distribución de los lagos de agua dulce y salada. (Hernández V., 2011). ....	15
Figura 8. Comparación de la Cuenca de México en la antigüedad y en la actualidad. (Filsinger Tomás, 2005). ....	16
Figura 9. Distribución de la México Tenochtitlan (1330). (Filsinger Tomás, 2005). ....	17
Figura 10. Distribución de México Tenochtitlan (1390) (Filsinger Tomás, 2005). ....	17
Figura 11. Evolución de México Tenochtitlan (1450). (Filsinger Tomás, 2005). ....	18
Figura 12. Distribución de México Tenochtitlan (1420) (Filsinger Tomás, 2005). ....	18
Figura 13. Evolución de México Tenochtitlan (1470). (Filsinger Tomás, 2005). ....	19
Figura 14. Evolución de México Tenochtitlan (1490). (Filsinger Tomás, 2005). ....	19
Figura 15. Ejemplo de dique construido en 1449. (Filsinger Tomás, 2005). ....	20

Figura 16. Evolución del México Tenochtitlan. (Filsinger Tomás, 2005).	20
Figura 17. Evolución de México Tenochtitlan (1750). (Filsinger Tomás, 2005).	21
Figura 18. Evolución de México Tenochtitlan (1850), (Filsinger Tomás, 2005).	22
Figura 19. Evolución de México Tenochtitlan (1950). (Filsinger Tomás, 2005).	22
Figura 20. Sistema de bombeo al Gran Canal de Desagüe (1910-2002).	23
Figura 21. Evolución de México Tenochtitlan (2010) (Filsinger Tomás, 2005).	23
Figura 22. Distribución de pozos profundos	24
Figura 23. Estructuras geológicas citadas como son: (1) Pilar (horst) de Chichinautzin (Siebe et al., 2004b), (2) Sistema de fallas de Xochimilco y Xicomulco (García-Palomo et al., 2008), (3) sistema de Fallas de la Pera (Delgado-Granados et al., 1995; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005), (4) Graben de Santa Catarina (arce et al., 2013a) (5) Falla Mixhuca (Pérez-Cruz, 1988), (6) Sistema de Fallas Tenango (Norini et al., 2006), (7) Falla Contreras (Arce et al., 2015), (8) Sistema de Fallas de Ixtlahuaca y Otomí (García-Palomo et al., 2008), (9) Segmento sur del Sistema de Fallas Apan-Tláloc, (10) Falla Texcoco y (11) Sistema de fallas Tizayuca (García-Palomo et al., 2002).	27
Figura 24. Mapa de fracturamiento de la CDMX. Extraído de <a href="http://www.dgcs.unam.mx/boletin/bdboletin/2017_677.html">http://www.dgcs.unam.mx/boletin/bdboletin/2017_677.html</a> .	28
Figura 25. Regionalización sísmica de la República mexicana (SSM). Manual de diseño de Obras Civiles (Diseño por Sismo) de la Comisión Federal de Electricidad. Extraído de	30
Figura 26. Mapa de Zonificación sísmica.	31
Figura 27. Amplificación del movimiento sísmico en el suelo de la Ciudad de México (Cruz Atienza, 1985).	32
Figura 28. Relieve de la Ciudad de México.	33
Figura 29. Mapa de Inestabilidad de laderas (SPC). Extraído de <a href="http://www.atlas.cdmx.gob.mx/archivo/inestabilidad-laderas.html">http://www.atlas.cdmx.gob.mx/archivo/inestabilidad-laderas.html</a> .	34
Figura 30. Mapa de promedio de subsidencia acumulada de la Ciudad de México mediante interferometría de radar (InSAR) para el periodo 2002-2007 (CENAPRED).	37
Figura 31. Gradiente de subsidencia en la Ciudad de México (2002-2007) con la cartografía del fracturamiento y las fallas regionales principales (CENAPRED).	38

Figura 32. Mapas que muestran la relación espacial entre las fracturas y fallas con la distribución de edificios colapsados en los sismos del 19 de septiembre de 1985 y 2017 (CENAPRED).	39
Figura 33. Lugares susceptibles para la aparición de grietas (modificado por Pacheco, 2007).	39
Figura 34. Grietas generadas por el hundimiento del terreno.	40
Figura 35. Grietas por desecación (W. Griem, 2006).	40
Figura 36. Grieta en la delegación Tláhuac.	42
Figura 37. Plano Tenochtitlan, los acueductos y la protección contra inundaciones que proporcionaba el Dique de Ahuizotl (Santa Cruz A.).	42
Figura 38. Mapa del Valle de México (Arras Lluvia y Aguilar, 2004).	44
Figura 39. Plano geológico del Peñón de los Baños. (Becerril, 1987).	45
Figura 40. Modelo de elevación de la Cuenca de México en la que indican con puntos rojos la ubicación y el nombre de los seis pozos: Copilco-1, Roma-1, Tulyehualco-1, Mixhuca-1, Texcoco-1 y San Lorenzo Tezonco (SLT). Se muestran algunas de las principales estructuras geológicas en la cuenca del valle de México; (1) Pilar (horst) de Chichinautzin (Siebe et al., 2004b), (2) Sistemas de Fallas de Xochimilco y Xicolumco (García-Palomo et al., 2008), (3) Sistema de Fallas de la Pera, (4) Graben de Santa Catarina (Arce et al., 2013 <sup>a</sup> ), (5) Falla Mixhuca (Pérez-Cruz, 1988), (6) Sistema de Fallas Tenango (Norini et al., 2006), (7) Falla Contreras, (8) Sistema de Fallas de Ixtlahuaca y Otomí (García-Palomo et al., 2008), (9) Segmento sur del Sistema de Fallas Apan-Tlálloc, (10) Falla Texcoco y (11) Sistema de Fallas Tizayuca. (Moran-Zenteno, et al., 2005).	48
Figura 41. Correlación Estratigráfica de la Cuenca de México (Vázquez y Palomera, 1989).	56
Figura 42. Levantamiento geológico.	58
Figura 43. Generación de la Plataforma SIG.	59
Figura 44. Mapa de Geología en donde la presencia de depósitos lacustres y andesitas basálticas pertenecientes al peñón de los baños.	60
Figura 45. Mapa de grietas inferidas a partir de la gravimetría y fracturas generadas en el macizo rocoso del Peñón de los Baños.	61
Figura 46. Representación gráfica de las zonas afectadas por grietas.	62

Figura 47. Mapa de densidad de grietas. _____	63
Figura 48. Infraestructura dañada por los sismos del 19 de septiembre de 1985. _____	64
Figura 49. Infraestructura dañada por los sismos del 19 de septiembre del 2017. _____	64
Figura 50. Mapa de alertamiento por riesgo de grietas. _____	66
Figura 51. Operación básica de topografía. _____	68
Figura 52. Cálculo de los desniveles. _____	69
Figura 53. Ejemplificación del método de nivelación. _____	70
Figura 54. Ejemplo de diagrama BN-A BN-B. _____	70
Figura 55. Nivelación por el método de doble puesta de aparato. _____	72
Figura 56. Banco de nivel Atzacualco. _____	72
Figura 57. Perfiles de topografía. _____	73
Figura 58. Placas de nivelación. _____	74
Figura 59. Perfil Calzada de la Viga - San Antonio. _____	75
Figura 60. Boulevard Puerto Aéreo - Tláhuac _____	75
Figura 61. Modelo de subsidencia de la Ciudad de México. _____	76
Figura 62. Tomografía Calzada de la Viga y Eje 6. _____	84
Figura 63. Tomografía eléctrica calle Sorondo-Laura. _____	85
Figura 64. Tomografía eléctrica calle Sorondo-RM Campos. _____	86
Figura 65. Tomografía eléctrica calle Xocongo-RM Bárcenas. _____	86
Figura 66. Tomografía eléctrica UPIICSA eje 4 Sur. _____	87
Figura 67. Tomografía eléctrica A. Rio Churubusco. _____	87
Figura 68. Tomografía eléctrica calle Frutas y Legumbres. _____	88
Figura 69. Tomografía eléctrica Av. Universidad. _____	88
Figura 70. Tomografía eléctrica Av. Dr. Vertiz y Beistegui. _____	88
Figura 71. Línea de GPR 59. _____	92
Figura 72. Línea GPR 60. _____	92

Figura 73. Línea GPR 61.	92
Figura 74. Línea GPR 62.	93
Figura 75. Línea GPR 63.	93
Figura 76. Línea GPR 65.	93
Figura 77. Línea GPR 66.	94
Figura 78. Línea GPR 67.	94
Figura 79. Línea GPR 68.	94
Figura 80. Línea GPR 69.	95
Figura 81. Línea GPR 70.	95
Figura 82. Línea GPR 71.	95
Figura 83. Línea GPR 72.	96
Figura 84. Línea GPR 73.	96
Figura 85. Línea GPR 74.	96
Figura 86. Línea GPR 75.	97
Figura 87. Línea GPR 76.	97
Figura 88. Perfil sísmico 1.	104
Figura 89. Perfil sísmico 2.	104
Figura 90. Perfil sísmico 3.	105
Figura 91. Perfil sísmico 4.	105
Figura 92. Perfil sísmico 5.	106
Figura 93. Perfil sísmico 6.	106
Figura 94. Perfil sísmico 7.	107
Figura 95. Primera ley de Newton.	108
Figura 96. Primera ley de Newton	108
Figura 97. Perfil Gravimétrico 1.	110
Figura 98. Perfil Gravimétrico 2.	110



Figura 99. Perfil Gravimétrico 3. _____	111
Figura 100. Perfil Gravimétrico 4. _____	112
Figura 101. Perfil Gravimétrico 5. _____	112
Figura 102. Perfil Gravimétrico 6. _____	113
Figura 103. Perfil Gravimétrico 7. _____	113

### Contenido de Tablas

Tabla 1. Distribución de las unidades litológicas presentes en la zona de estudio. _____	59
Tabla 2. Cálculo de cotas. _____	69
Tabla 3. Las nivelaciones de primer y segundo orden son de índole geodésica. En cambio, la nivelación de tercer orden se asocia más comúnmente con trabajos de ingeniería Topográfica. _____	73
Tabla 4. Levantamiento de líneas de geofísica (GPR-Tomografía Eléctrica). _____	83

## Introducción.

La Gran Metrópolis de la Ciudad de México se ha transformado a través de los años en una de las zonas con mayor número de pobladores, debido a que su crecimiento ha sido exponencial, según datos del Consejo Nacional de Población (CONAPO) la Ciudad de México, para el 2017 contaba con 8,811,266 habitantes, siendo la segunda más poblada de la República Mexicana.

Décadas atrás se han reportado una variedad de daños a la infraestructura urbana, así como a los sistemas vitales y estratégicos de la ciudad, causados por fenómenos geológicos específicamente (Subsidencia), debido a que con el transcurso del tiempo estos daños se han manifestado en mayor o menor magnitud en algunas áreas de la ciudad, convirtiéndola en una zona vulnerable.

A partir de información previa sobre la composición geológica del subsuelo de la Ciudad de México, se ha determinado que los principales factores de la subsidencia son: el tipo de material presente en el terreno, su heterogeneidad, la sobreexplotación de

los acuíferos y el cambio de uso de suelo entre los principales.

El presente trabajo propone un panorama sobre la situación geológica en el cuadrante Dos (Zona Poniente), Tres y Cuatro de la ciudad, brindando información sobre las zonas de mayor afectación por fracturas en el terreno.

## Localización.

La zona de estudio involucra tres cuadrantes (II, III y IV) delimitados previamente por La Secretaría de Protección Civil del Gobierno de la Ciudad de México, comprende un área total de 122.89 km<sup>2</sup>. Esta área fue delimitada como la zona de mayor afectación tras el sismo del año de 1985.

El cuadrante II se ubica en la porción oriente de la Ciudad de México, abarcando las alcaldías Venustiano Carranza, zona norte de Gustavo A. Madero, la zona este de Cuauhtémoc y una parte de la porción nororiental de Iztacalco. Se localiza dentro de las coordenadas latitud 19°25'58.64" y longitud 99°6'41.95", con un área de 36.34 km<sup>2</sup>.

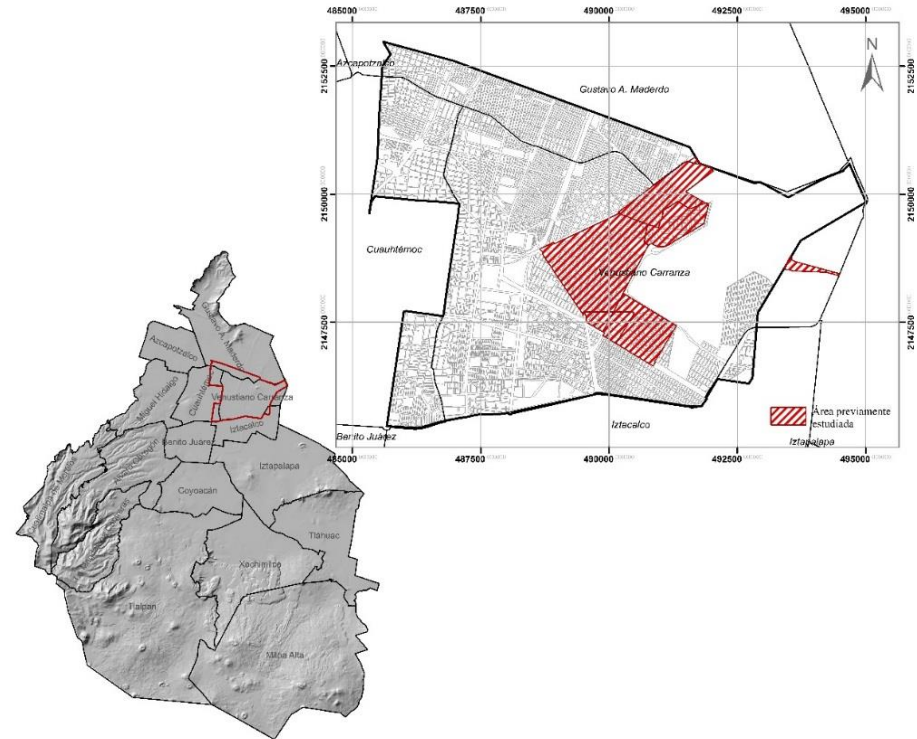


Figura 1. Localización del Cuadrante II

El cuadrante III se ubica en la zona occidente de la Ciudad de México, abarcando la alcaldía Benito Juárez, parte poniente de Álvaro Obregón y una fracción de la zona norte de Coyoacán, se localiza dentro de las coordenadas latitud  $19^{\circ}22'25.87''$  y longitud  $99^{\circ}10'45.32''$ , con un área de  $39.38 \text{ km}^2$ .

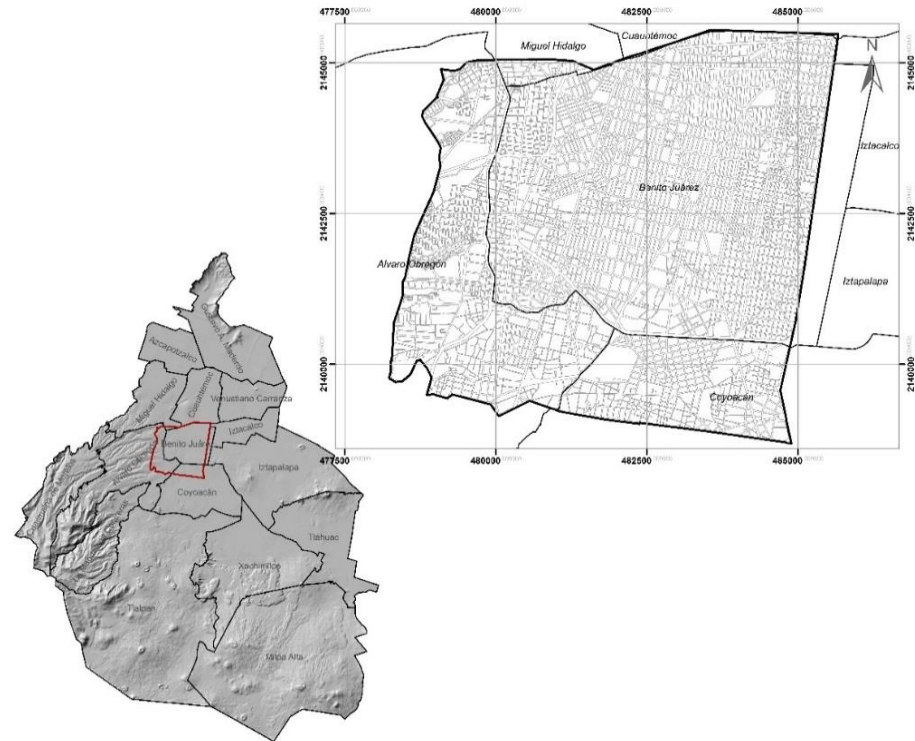


Figura 2. Localización del Cuadrante III.

El cuadrante IV se ubica en la zona oriente de la Ciudad de México, abarcando la alcaldía Iztacalco e Iztapalapa, parte oriente de Benito Juárez y una fracción nororiente de Coyoacán, se localiza dentro de las coordenadas latitud  $19^{\circ}22'23.21''$  y longitud  $99^{\circ}6'35.49''$ , con un área de  $47.15 \text{ km}^2$ .



Figura 3. Localización del Cuadrante IV.

## 1.1 Fisiografía.

La Ciudad de México, se localiza en la provincia fisiográfica No. X que pertenece al Eje Neovolcánico, se extiende de manera transversal del Océano Pacífico al Golfo de México con una longitud aproximada de 800 km, así mismo corresponde a la subprovincia denominada Lagos y Volcanes de Anáhuac.



Sub-Provincias Fisiográficas



Provincias Fisiográficas

Figura 4. División de las provincias y subprovincias fisiográficas, conteniendo el área de estudio.

## 1.2 Provincias geológicas.

La provincia geológica de la Faja Volcánica Transmexicana presenta una distribución E-W en la parte central y oriental y WNW-ESE en su parte occidental, teniendo una longitud aproximada de 1000 km y una amplitud irregular que va de los 80 a los 230 km (Ortega-Gutiérrez et al., 1992) se distribuye en los estados de Veracruz, Puebla, Tlaxcala, Hidalgo, México, Morelos, Querétaro, Guanajuato, Michoacán, Guerrero, Jalisco, Colima, Nayarit y la Ciudad de México.



Provincia Faja Volcánica Transmexicana



Provincias Geológicas

Figura 5. División de Provincias Geológicas, conteniendo el área de estudio.

### 1.3 Hidrografía.

La Ciudad de México, forma parte de la Región Hidrológica No. XIII que esta comprendida dentro de la Región Hidrológica Pánuco y cuenta con 13 cuencas hidrológicas.

Con una superficie de 214,748.3647 hectáreas; la cuenca en cuestión es de tipo exorreica con drenaje detrítico subparalelo, conformado por corrientes perenes y subcolectores intermitentes de segundo y tercer orden, conformada por cuatro ríos: El Río Pánuco, Río Tamesí, Río Tamuín y el Río Moctezuma (encargado de drenar la región del Pánuco) (INEGI, 2001), así mismo, pertenece a la subcuenca Pachuca -Ciudad de México (Gaceta Oficial del Distrito Federal, 2005).



Regiones Hidrológicas



Regiones Económicas Administrativas

Figura 6. División de Regiones Hidrológicas, conteniendo el área de estudio.



## 2. Marco Teórico.

### 2.1 Distribución y evolución del antiguo lago

#### 2.1.1 Distribución

El sistema lacustre de la Ciudad de México, originalmente tenía una extensión de aproximadamente de 2000 km<sup>2</sup>.

En la cuenca se encontraban los lagos de Zumpango y Xaltocan de poca profundidad, ubicados en la parte alta, por lo que en época de lluvias descargaban al lago de Texcoco sus excedentes de agua. Los lagos de Xochimilco y Chalco se ubicaban en la parte baja de la cuenca, constituidos por agua dulce y vegetación flotante.

El lago de Texcoco estaba ubicado en la parte central de la cuenca y presentaba una extensión mayor a la de los otros lagos, aproximadamente entre 700 y 1,000 km<sup>2</sup>, esto se debía a que los lagos contiguos le aportaban agua.

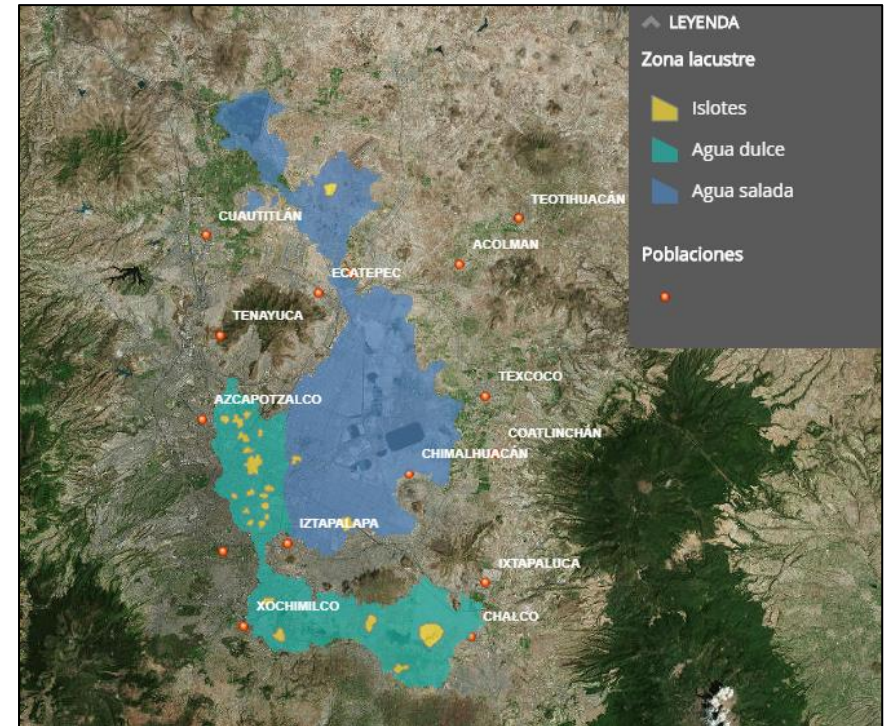


Figura 7. Distribución de los lagos de agua dulce y salada. (Hernández V., 2011).

### 2.1.2 Evolución

El lago se creó a partir de escurrimientos y precipitación. Se tienen registros de islas en la parte central de la cuenca, es decir había zonas topográficamente altas donde se asentó la población (UNAM, 2016). Estos asentamientos disminuyeron el agua de la cuenca durante la conquista, en este tiempo se construyó el Albarradón de San Lázaro y también diversas obras de desagüe.

La cuenca disminuyó su volúmen por la actividad eruptiva de la Sierra de Chichinautzin, además de los macro-sismos éstos factores ocasionaron fracturas en el terreno sobre las que empezaba a filtrarse el agua hacia el sur y hacia el norte. (UNAM, 2016).

Actualmente, se localizan una serie de ríos que bajan de la Sierra Nevada (el Río de la Compañía y el Río de los Remedios) así como de las Sierras de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo, además del Río Magdalena y el Río de La Piedad, que son conductores de aguas negras, el Río de la

Concepción que originalmente proveyó de agua al Lago de Zumpango.

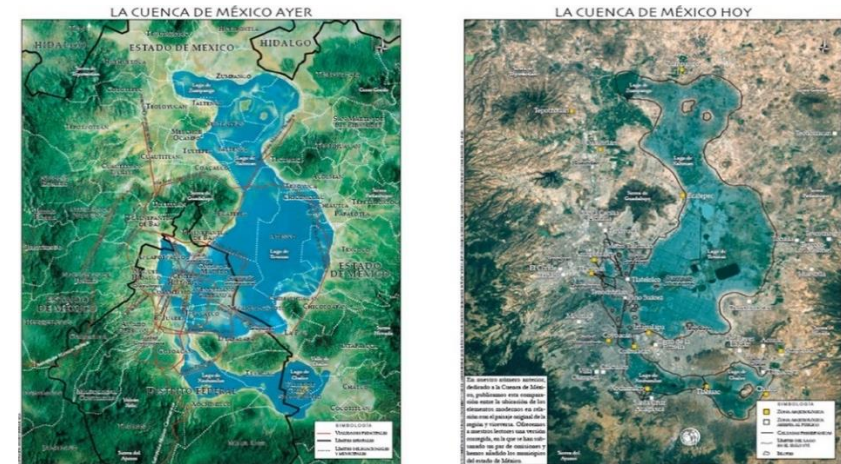


Figura 8. Comparación de la Cuenca de México en la antigüedad y en la actualidad. (Filsinger Tomás, 2005).

Esta figura, señala que en la época prehispánica el nivel del lago era de once metros, fue disminuyendo hasta tener contener cuatro o cinco metros en el año de 1800.

En el año de 1810 se terminó la calzada de Puebla, obra que redujo considerablemente la extensión del lago al dividirlo en dos; una parte se siguió llamando

lago de Texcoco, mientras que la otra se llamó laguna de Santa Marta.



Figura 9. Distribución de la México Tenochtitlan (1330). (Filsinger Tomás, 2005).

La forma de la Cuenca del Valle de México muestra la existencia de un lago profundo, la actividad volcánica en aquella época se ve distribuida por el depósito de cenizas, escorias volcánicas y erosión de las laderas.



Figura 10. Distribución de México Tenochtitlan (1390) (FilsingerTomás,2005).



Figura 11. Evolución de México Tenochtitlan (1450). (Filsinger Tomás, 2005).

Figura 12. Distribución de México Tenochtitlan (1420) (Filsinger Tomás, 2005).



Figura 14. Evolución de México Tenochtitlan (1490). (Filsinger Tomás, 2005).

Figura 13. Evolución de México Tenochtitlan (1470). (Filsinger Tomás, 2005).

En el año de 1449 se construyó un dique el cual tenía como objetivo, crear una zona segura alrededor de la ciudad. Este dique estaba elaborado con un muro de piedra y argamasa, con una longitud aproximada de 16 kilómetros.

Se localizaba al este de la ciudad queriendo contener y separar las aguas saladas y dulces, su distribución era de sur a norte desde el cerro de Atzacualco hasta

Iztapalapa, la combinación de las aguas dulces y saladas causaban un problema de pantanos (lodo) que contaminaban esa zona. Buscando verter las aguas del lago de Texcoco en época de estiaje y contenerlas en época de lluvias (Filsinger Tomás, 2005).

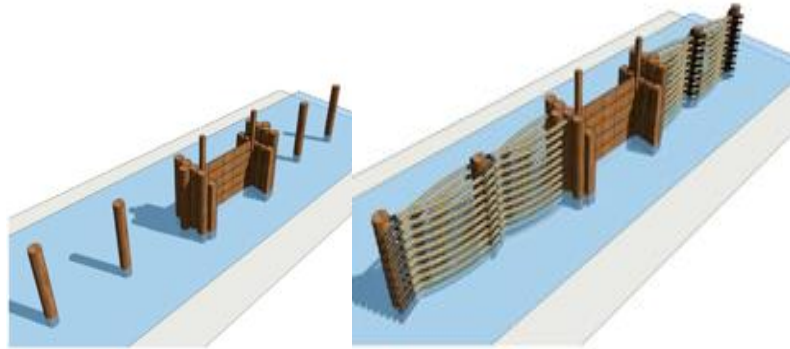


Figura 15. Ejemplo de dique construido en 1449. (Filsinger Tomás, 2005).

Los procesos geológicos la dividieron en cuencas parciales; así que, para el año de 1519 la división de la Cuenca del Valle de México era la siguiente: Zumpango, Xaltocan y San Cristóbal al norte; Chalco y Xochimilco al sur y el centro del lago estaba dividido por un dique.

Existieron inundaciones importantes, la primera inundación severa se dio en el año de 1555, la segunda fue en 1580 y la tercera en 1604, les siguieron a estas 1607 y de 1624 a 1631. El agua era un impedimento para los asentamientos.



Figura 16. Evolución del México Tenochtitlan. (Filsinger Tomás, 2005).

El lago de Zumpango se dreno a través de una galería subterránea en el sitio de Nochistongo en 1607.

“El plan, era construir un túnel a través de las montañas, en la esquina noroeste de la cuenca, cerca de Huehuetoca y así dirigir el exceso de agua en él mediante una serie de canales” (Valek, 2000: 52).

Sin embargo, las inundaciones continuaron y a partir de 1629 las discusiones, propuestas y obras relativas a la forma de desecar los lagos fueron permanentes. Otras acciones tendentes a evitar inundaciones fueron: convertir el túnel de Huehuetoca en tajo abierto (1675), la edificación del albarradón de San Mateo (1747) y la construcción de los canales de Guadalupe (1796) y de San Cristóbal (1798) para drenar los lagos Zumpango y San Cristóbal. Con estas obras, los lagos poco a poco se separaron, reduciendo su extensión y afloraron las orillas de tierra firme.



Figura 17. Evolución de México Tenochtitlan (1750). (Filsinger Tomás, 2005).

Debido a los daños causados por las sucesivas inundaciones que sufría la Ciudad de México, a finales del siglo XIX se emprendió la construcción de grandes obras hidráulicas.

- Túnel de Tequixquiac (1900).
- Gran Canal de Desagüe (1900).
- Viaducto Río la Piedad (1930).



Figura 18. Evolución de México Tenochtitlan (1850), (Filsinger Tomás, 2005).

Desde 1810 aproximadamente el lago de Texcoco se ha reducido a la cuenca, que se encuentra delimitada al oeste por la sierra de Guadalupe, el cerro de Chiconautla al norte, los lomeríos de Texcoco y Chimalhuacán al este y la calzada de Puebla al sur (Castillo, 2007).

El lago de Texcoco era durante la época de sequía una llanura y en época de lluvias era un pantano que estaba cubierto por poca agua.

Para el año de 1893 se terminaron las obras del tajo y del túnel de Tequixquiac.

En 1900 el presidente Porfirio Díaz inauguró la obra hidráulica "El Gran Canal" sin embargo, en los primeros años del siglo XX las obras tuvieron sus fallas, ya que en la época de lluvias el Valle de México volvió a inundarse.

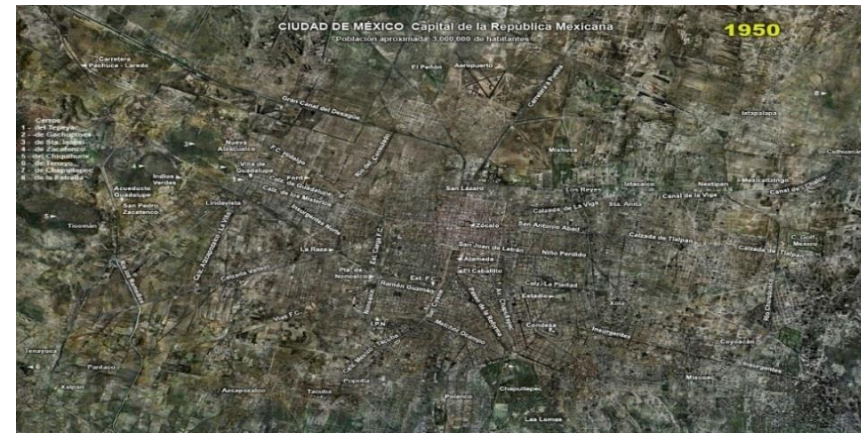


Figura 19. Evolución de México Tenochtitlan (1950). (Filsinger Tomás, 2005).



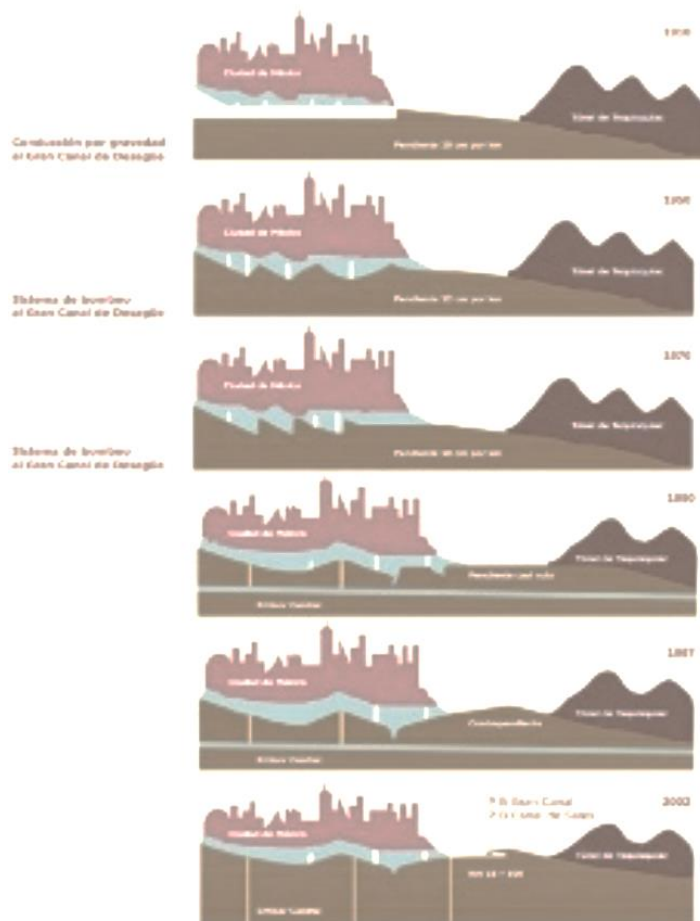


Figura 20. Sistema de bombeo al Gran Canal de Desagüe (1910-2002).

Datos oficiales consignan que el túnel arrojaba fuera del Valle De México la cantidad de 3,800 litros por segundo. En el año de 1904 habían salido algo más de mil millones de metros cúbicos de agua, circunstancia que marcó la desecación final del lago de Texcoco.

Fue en los últimos 50 años cuando los lagos y ríos prácticamente desaparecieron y la extensión del lago de Texcoco fue disminuyendo lentamente.

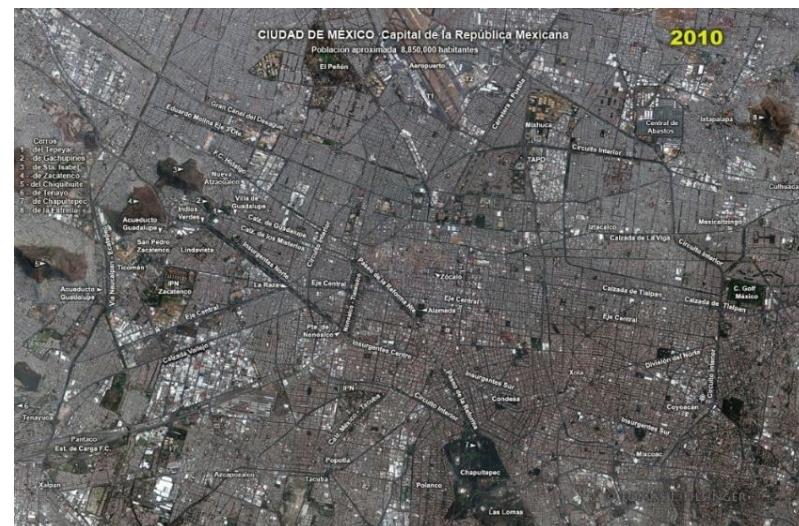


Figura 21. Evolución de México Tenochtitlan (2010) (Filsinger Tomás, 2005).

### 2.1.3.2 Obras hidráulicas en la cuenca del Valle de México.

Como se mencionó anteriormente, tras las graves inundaciones ocurridas en la Ciudad de México en los siglos XV, XVI y principios del XVII, se tomó la decisión de construir un canal a cielo abierto que sacara el agua de la metrópoli durante la época de lluvias.

El Tajo de Nochistongo, fue la obra hidráulica más importante de este siglo y se concluyó once meses después del inicio de su construcción. Esta obra ayudó a controlar los cauces de agua provocadas por las intensas lluvias, mismas que generaban las inundaciones, sin embargo no impidió que dejara de inundarse la cuenca del Valle de México debido a las condiciones geomorfológicas y geohidrológicas de esta (V., 2005).

Otra obra hidráulica importante fue la creación de vasos de captación y regulación de aguas superficiales en la Valle de México, con el objetivo de frenar la sobreexplotación de los mantos acuíferos, así como reducir los costos de conservación en viaductos, colectores, ya que la Ciudad de México empezó a

presentar hundimientos del terreno, especialmente en la zona urbana. (Perccero, 2016).

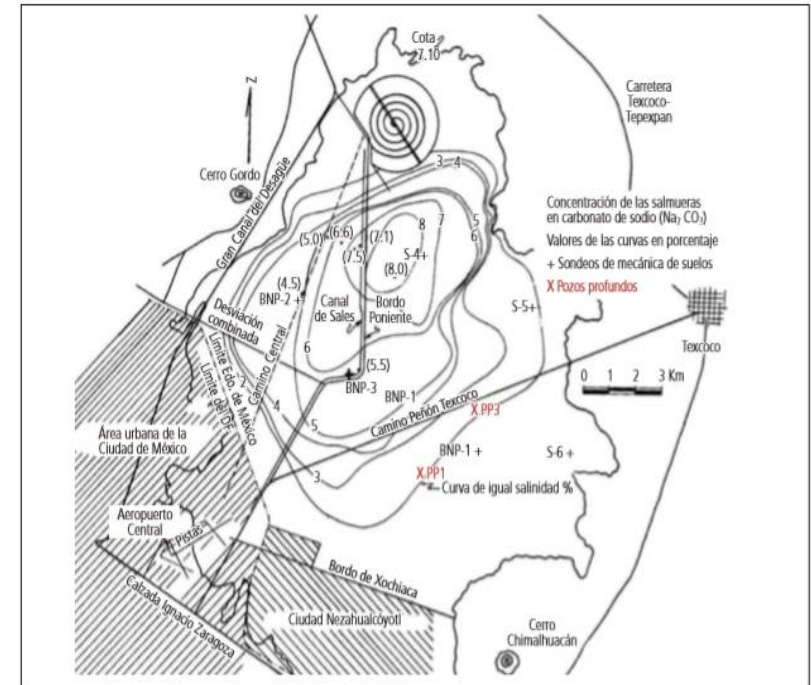


Figura 22. Distribución de pozos profundos

En su momento se estudiaron métodos para la realización de la infraestructura hidráulica que ayudara al control y aprovechamiento de las aguas que convergen en el lago de Texcoco.

Con la ejecución de estos la Comisión del Lago de Texcoco (CLT) se construyeron vasos de regulación horaria y diaria como: el lago Churubusco, el lago de almacenamiento Nabor Carrillo, las conducciones Dren General, colector de ríos del oriente, otras canalizaciones secundarias y vasos como los drenes Chimalhuacán I y II, los lagos Recreativo, Norte, Xalapango, el Fusible y Laguna Colorada. Se rectificaron los cauces y se construyeron innumerables presas de control de avenidas y azolves en los once ríos del oriente de la Ciudad de México (Proyecto Texcoco, 1969; Carrillo, 1969).

#### 2.1.3.3 Sellado y relleno de grietas

La urbanización en las zonas próximas al lago de Texcoco, se vieron afectadas por grietas en el terreno, por lo que se han desarrollado como son: El relleno de grietas con material compactado y reforzado con geomallas, así como el uso de trincheras colineales para un control más eficiente.

## 2.2 Riesgos Geológicos de la Ciudad de México

La Ciudad de México es una de las ciudades más pobladas del mundo, sin embargo, el entorno geológico en la que se encuentra ha traído desde hace tiempo problemas. Existen fenómenos perturbadores de origen natural que afectan el funcionamiento urbano (subsistencia del terreno, fracturamiento del subsuelo, deslizamientos de laderas, zonas susceptibles a inundaciones, etc.) por estos motivos se pretende dimensionar las problemáticas geológicas como un conjunto de peligros o amenazas que requieren atención especial ya que el identificar los efectos potenciales y/o pérdidas que se pudieran presentar ante la ocurrencia de fenómenos de origen natural, permite que dentro de los programas de desarrollo y los planes de inversión se puedan definir medidas de mitigación que eviten o atenúen las consecuencias de los futuros desastres.

### 2.2.1 Geología de la Ciudad de México

La Ciudad de México pertenece a la Cuenca de México en la Provincia Fisiográfica denominada Faja Volcánica Mexicana, es una cuenca endorreica que,

se encuentra asentada sobre una planicie aluvial que en la antigüedad era un sistema de lagos, su litología es básicamente de rocas volcánicas y sedimentos lacustres.

Las rocas volcánicas se encuentran como secuencias alternadas de derrames lávicos, piroclastos y cenizas alrededor de las sierras, mientras que los sedimentos lacustres están distribuidos principalmente en la parte central de la cuenca.

Algunas de las características de las sierras de origen volcánico que delimitan a la ciudad son las siguientes: la Sierra de las Cruces (límite occidental) tiene una longitud de 110 Km, un ancho variable entre 47 km en su parte norte, así como 27 km en su parte sur (García-Palomo et al., 2008; Arce et al., 2008); con edades que varían entre 3.7 y 0.7 millones de años, por lo que es la sierra más antigua de la ciudad. En el campo volcánico Chichinautzin (límite meridional) las edades más antiguas varían entre 1.2 y 0.9 millones de años en su porción oeste y sur, son menores de 0.04 millones de años en su mayor parte (Siebe et al., 2004<sup>a</sup>; Arce et al., 2013b). La Sierra Nevada (límite occidental) tiene

una longitud de 45 km y una altura máxima de 5,454m en el volcán Popocatepetl (Macías et al., 2012); sus edades varían de 1.8 millones de años al reciente (Macías et al., 2012).

### 2.2.2 Fallas

Existen sistemas de fallas que muestran orientaciones preferenciales E-W y NE-SW. La zona sur de la Cuenca de México está limitada por los sistemas de fallas normales Xochimilco y Xicomulco, con orientación E-W. Se ha sugerido que dichas fallas se vinculan hacia el poniente con el sistema de fallas Tenango (Norini et al., 2006). Al sur el sistema Xochimilco, de forma aproximadamente paralela se ubica el sistema de fallas normales de La Pera, cuyo bloque de techo ubicado hacia Cuernavaca, Morelos (Delgado-Granados et al., 1995; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005), define el pilar tectónico del Chichinautzin (Siebe et al., 2004b; Colín-Rodríguez, 2006).

La Sierra de las Cruces está compuesta por tres bloques, delimitados por fallas con dirección aproximada E-W: las fallas de Ixtlahuaca y Otomí restringen el bloque norte y central, la falla Contreras con dirección NE-SW forma parte del bloque central, mientras que la falla Xochimilco podría demarcar el bloque meridional. Desde un aspecto estructural el límite norte de la CDMX está definido por un sistema de fallas con orientación NE-SW, que son las fallas de Tizayuca y Texcoco, así como la falla Apan.

En la zona interna de la CDMX se ha documentado una falla normal con dirección preferencial NW-SE que cruza la Ciudad de México, a la que se ha denominado Falla de Mixhuca, cuyo bloque caído corresponde al segmento poniente, un sistema de fallas y lineamientos regionales con orientación NE-SW denominado zona de cizallamiento Tenochtitlan del que forma parte del graben de Santa Catarina, según (González Torres, 2015).

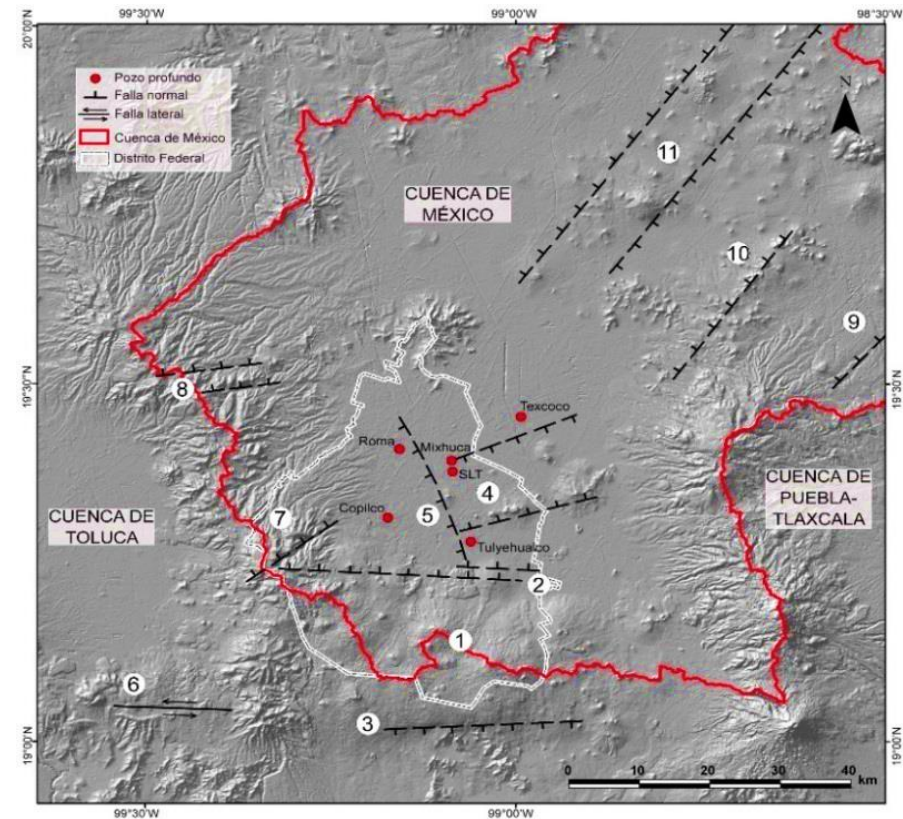


Figura 23. Estructuras geológicas citadas como son: (1) Pilar (horst) de Chichinautzin (Siebe et al., 2004b), (2) Sistema de fallas de Xochimilco y Xicomulco (García-Palomo et al., 2008), (3) sistema de Fallas de la Pera (Delgado-Granados et al., 1995; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005), (4) Graben de Santa Catarina (Arce et al., 2013a), (5) Falla Mixhuca (Pérez-Cruz, 1988), (6) Sistema de Fallas Tenango (Norini et al., 2006), (7) Falla Contreras (Arce et al., 2015), (8) Sistema de Fallas de Ixtlahuaca y Otomí (García-Palomo et al., 2008), (9) Segmento sur del Sistema de Fallas Apan-Tláloc, (10) Falla Texcoco y (11) Sistema de fallas Tizayuca (García-Palomo et al., 2002).

El sistema de bloques delimitados por las fallas en La Cuenca de México forma estructuras geológicas las cuales presentan un mayor riesgo a las construcciones como en caso de un posible sismo, así como el asentamiento diferencial de los sedimentos.

### 2.2.3 Fracturas

Conocer la distribución espacial de las fracturas en la Ciudad de México es esencial para identificar la vulnerabilidad física del suelo en la ciudad y definir zonas de riesgo.

El Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) en colaboración con la UNAM, en el año 2017 publicaron la cartografía de fracturas que afecta a 15 de las 16 demarcaciones de la Ciudad de México. Cabe resaltar que las alcaldías más susceptibles a este fenómeno son Benito Juárez, Cuauhtémoc, Iztapalapa, Tláhuac y Xochimilco.

Comparando los mapas de fracturas con los sitios dañados por los sismos de 1985 y 2017, se observó que los edificios colapsados se sitúan en las zonas donde se presentan con mayor frecuencia las grietas, especialmente en las demarcaciones Benito

Juárez y Cuauhtémoc, ya que ambas se encuentran en una zona delimitada por dos sistemas de fallas. Así mismo, Iztapalapa y Tláhuac.

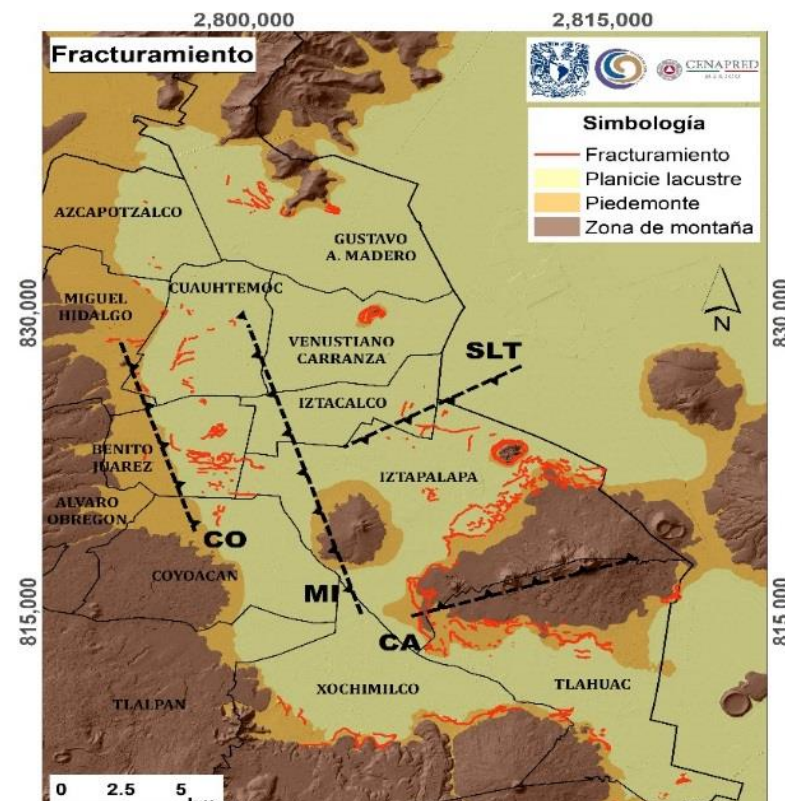


Figura 24. Mapa de fracturamiento de la CDMX. Extraído de [http://www.dgcs.unam.mx/boletin/bdboletin/2017\\_677.html](http://www.dgcs.unam.mx/boletin/bdboletin/2017_677.html).

#### 2.2.4 Sismos

México es un país predominantemente sísmico ya que forma parte del Cinturón de Fuego del Pacífico y constituye la porción sur de la Placa Norteamericana (Continental) bajo la que se subduce la Placa de Cocos (Oceánica) y definen la zona de trinchera o subducción en el litoral del Pacífico, por esta razón hay alrededor de 1850 sismos por año en promedio, dentro del territorio nacional además de sismos corticales asociados a esfuerzos de tensión.

La Ciudad de México se encuentra ubicada en la zona B (SSN, Figura 31), de acuerdo con la regionalización sísmica de México. La zona B junto con la C, se consideran zonas intermedias en ellas se registran sismos de forma regular, son zonas afectadas por altas aceleraciones, pero que no sobrepasan el 70% de la aceleración del suelo (SGM,2017).

Aunado a lo anterior, debido a las condiciones del subsuelo del Valle de México, el cual ha sido afectado por sismos de diferentes tipos, con diversas intensidades.

Las principales fuentes sísmicas que lo afectan pueden clasificarse en cuatro grupos (Rosenblueth et al., 1987): (1) locales ( $M < 5.5$ ), originados dentro o cerca de la cuenca; (2) corticales, tipo Acambay ( $M < 7.0$ ), que se originan en el resto de la placa de Norteamérica; (3) de profundidad intermedia de falla normal, causados por rompimientos de la placa de Cocos, pudiendo llegar hasta  $M = 6.5$  debajo del Valle de México; y (4) de subducción ( $M > 8.0$ ).

Los sedimentos lacustres y de origen volcánico en la CDMX presentan propiedades singulares que no se ajustan a los patrones de comportamiento de la mayoría de los suelos. Su comportamiento mecánico, tanto estático como dinámico es complejo (Díaz, 2006). Debido a esto y a pesar de la gran distancia epicentral a la que ocurren los sismos de subducción (280 a 600 km), la CDMX es particularmente vulnerable ya que el tipo de ondas que llegan presentan abundantes periodos largos que sufren menos atenuación y experimentan gran amplificación al atravesar las arcillas del lago (SGM,2017).

La Ciudad de México está conformada por tres zonas de acuerdo al tipo de suelo.

Zona I firme o de lomas: localizada en las partes más altas de la cuenca del valle. Está formada por suelos de alta resistencia y poco compresibles.

Zona II o de transición: presenta características intermedias entre la zona I y III.

Zona III o de lago: localizada en las regiones donde antiguamente se encontraban lagos (Texcoco, Xochimilco). El tipo de suelo consiste en depósitos lacustres muy blandos y compresibles con alto contenido de agua, lo que favorece la amplificación de las ondas sísmicas y el fenómeno de licuación de arenas (SGM,2017).



Figura 25. Regionalización sísmica de la República mexicana (SSM). Manual de diseño de Obras Civiles (Diseño por Sismo) de la Comisión Federal de Electricidad. Extraído de [http://www2.ssn.unam.mx/website/jsp/region\\_sismica\\_mx.jsp](http://www2.ssn.unam.mx/website/jsp/region_sismica_mx.jsp), 2018.



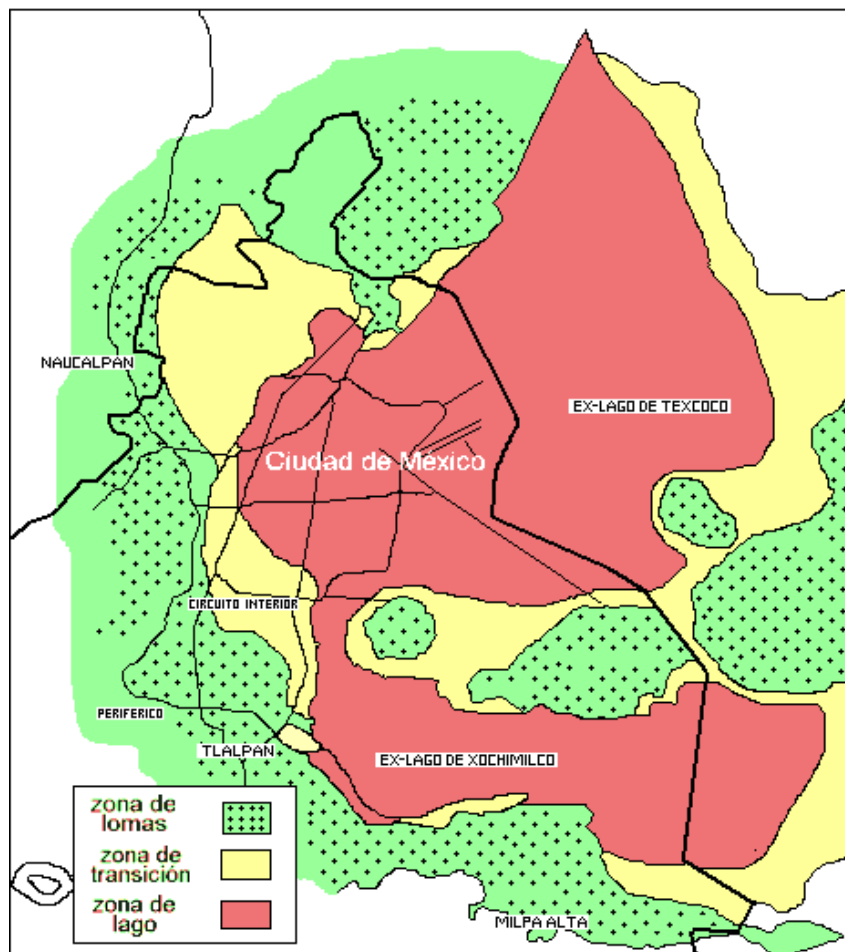


Figura 26. Mapa de Zonificación sísmica.

Los distintos suelos del Valle de México no responden de la misma forma ante un sismo. El hundimiento regional, el agrietamiento, la presencia de cavidades o socavaciones, así como los rellenos no controlados, son algunos aspectos que aumentan la vulnerabilidad de la ciudad en caso de una acción de esa naturaleza.

Los sismos más fuertes han puesto en evidencia la amplificación y el incremento sustancial en la duración de los movimientos en el área de sedimentos lacustres, comparados con los registrados en roca o terreno firme. Dentro de la cuenca se han trazado fronteras, zonificaciones y mapeos que permiten explorar datos y de algún modo, establecer futuros comportamientos. (Boletín UNAM-DGCS-606, CU, 2015).

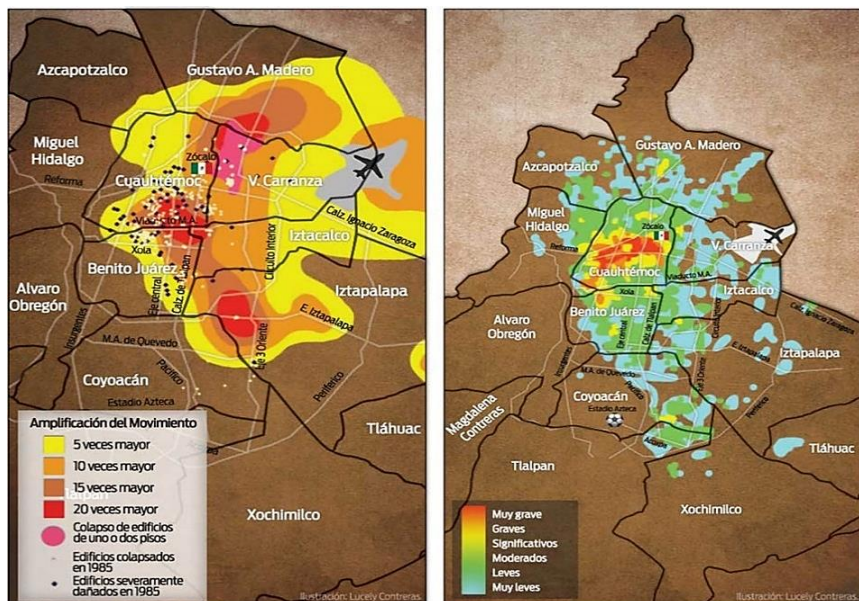


Figura 27. Amplificación del movimiento sísmico en el suelo de la Ciudad de México (Cruz Atienza, 1985).

### 2.2.5 Vulcanismo

Como se mencionó anteriormente el relieve de la CDMX es el resultado de una intensa actividad volcánica y tectónica. Las sierras que limitan el Valle de México, tuvieron su origen gracias a grandes volcanes durante el periodo Cenozoico se formaron: La Sierra Nevada al oriente; La Sierra del Ajusco-Chichinautzin al sur; las Sierras Monte Bajo, Monte

Alto y Las Cruces al poniente; y las Sierras de Tezontlalpan y de Pachuca al norte. El vulcanismo en esta zona fue de intensidad baja formando varias sierras pequeñas o volcanes aislados de escasa altura como la Sierra de los Pitos, Cerro Gordo, Chiconautla, Sierra de Guadalupe, Cerro de Chapultepec, Peñón de los Baños, Peñón del Marqués, Cerro de Chimalhuacán, Cerro de la Estrella, Sierra de Santa Catarina, La Caldera, Cerro del Pino y Cerro del Xico.

Sin embargo, conforme a los resultados del monitoreo sísmico permanente que realiza el Servicio Sismológico Nacional, no se prevé actividad volcánica de éstos a corto plazo, motivo por el que se considera que el peligro en la zona es de bajo a moderado y que podrá cambiar paulatinamente a alto en función de la reactivación del vulcanismo en la Sierra del Chichinautzin.

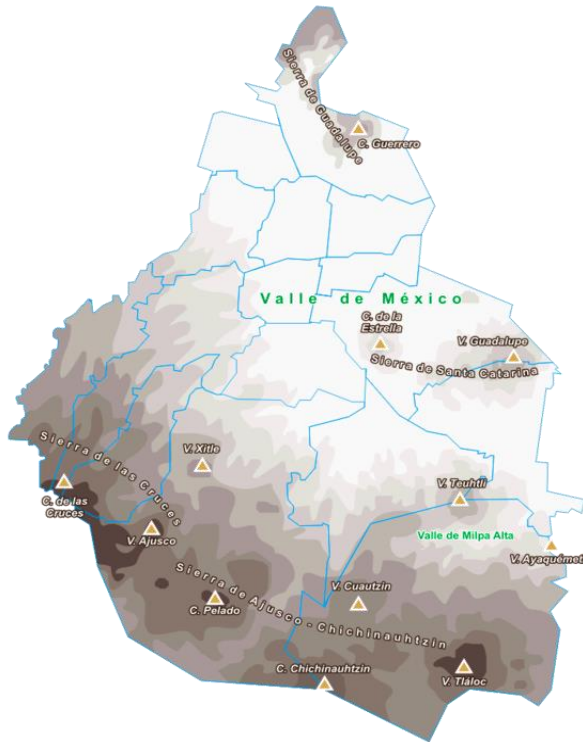


Figura 28. Relieve de la Ciudad de México.

Otro factor importante en cuanto al peligro volcánico es la cercanía al Volcán Popocatepetl, aparato activo más próximo a la Ciudad de México, a una distancia de 60 Km. Se han registrado exhalaciones y caída de cenizas en la ciudad (1993 – 2004).

Las cenizas son transportadas por medio aéreo por lo que la afectación está condicionada a la dirección y velocidad de los vientos. Bajo estas consideraciones, se estima que en caso de una erupción extraordinaria el peligro en la ciudad sería de bajo a moderado y tan solo implicaría la acumulación de unos cuantos centímetros de sus productos, con probable afectación a sistemas de drenaje en caso de que las cenizas no se barran, así como contaminación de depósitos de agua que no se encuentren cubiertos. El peligro alrededor de un volcán se puede representar de varias formas, un volcán activo es capaz de repetir o exceder lo que ha hecho en el pasado. Para ello es necesario un estudio geológico de los depósitos de materiales arrojados en erupciones previas). Esto se puede representar en un mapa geológico donde se muestran las dimensiones y los alcances más probables de las diferentes manifestaciones volcánicas.

### 2.2.6 Deslizamientos

Un deslizamiento se define como un desplazamiento rápido de una masa de roca, suelo residual o sedimentos de una ladera, en el cual el centro de gravedad de la masa que se desplaza, se mueve hacia abajo y hacia el exterior (Terzaghi, 1950).

En el mapa se muestran las demarcaciones susceptibles a los procesos de remoción de masas, estos sitios comparten similitudes como lo son: áreas montañosas con pendientes mayores a los 20° así como una litología reciente y con altas condiciones para su remoción. Aunado a esto, el elemento humano, representado por el crecimiento urbano hacia las laderas, forma parte también de los elementos o factores que condicionan la inestabilidad de las laderas, esto a través de los cortes y formación de terrazas para la construcción de viviendas, es necesario mencionar que la ocupación de las laderas por parte de la población es un factor que tiende a incrementar las condiciones de vulnerabilidad, producto del peso de las viviendas y la falta de un sistema de drenaje adecuado y eficiente.

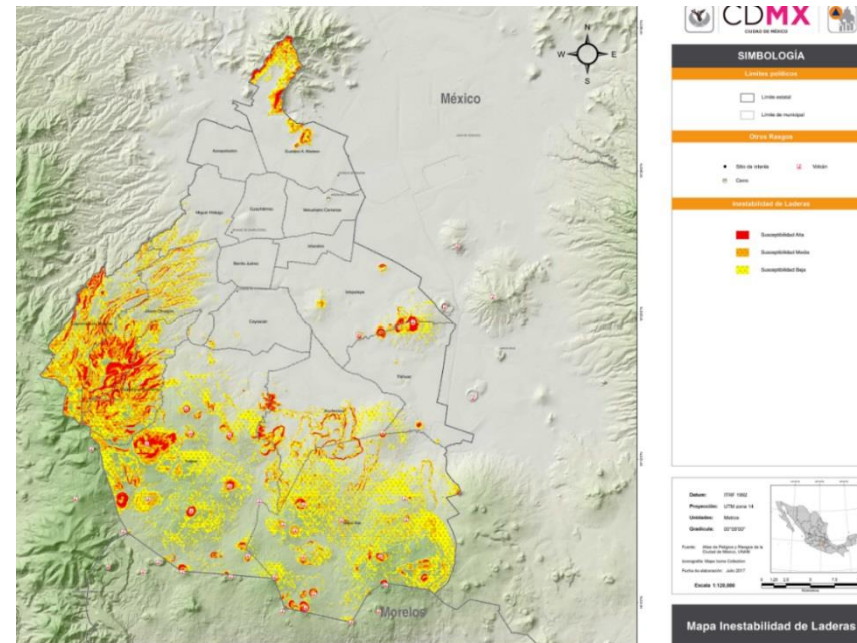


Figura 29. Mapa de Inestabilidad de laderas (SPC). Extraído de <http://www.atlas.cdmx.gob.mx/archivo/inestabilidad-laderas.html>.

### 2.2.7 Caída libre de material

Bajo este concepto se pueden englobar procesos de caída y volteo de rocas en zonas escarpadas, se generan por la pérdida de soporte en la base, el crecimiento de raíces en las juntas o discontinuidades, entre otros, son factores que provocan el desplome del material, pudiendo

proyectarse en caída libre, rebotando y rodando sobre la ladera.

### 2.2.8 Flujos

Los flujos son un caso particular de los deslizamientos, se presentan en zonas de pendiente poco pronunciada (entre 2° y 15°), son desencadenados cuando los materiales finos se encuentran sobresaturados con agua, dando lugar a corrientes de material fluido, generalmente en forma de lodos. Con estos valores de pendiente, el ángulo de reposo de los materiales secos no daría lugar a un deslizamiento, pero al saturarse pueden fluir y desplazarse distancias considerables sobre las laderas y cauces, incluidos los formados por calles y avenidas urbanas (Irasema Alcántara Ayala, 2000).

### 2.2.9 Subsistencia

En la Ciudad de México la necesidad de agua potable para las diferentes actividades de la población se ha logrado mediante el aprovechamiento de cientos de pozos perforados a distintas profundidades. La demanda de agua ha incrementado debido al crecimiento de la zona urbana; esto ha ocasionado

que en la zona montañosa se infiltre menos agua de la que se extrae y que en la zona lacustre los sedimentos arcillosos pierdan agua y se compacten. La compactación se traduce en hundimientos, fracturamientos y agrietamientos del terreno, que varían de acuerdo a la intensidad de la extracción de agua y de las condiciones del subsuelo. Esta situación ha incrementado la subsidencia progresiva de la superficie con respecto a un nivel de referencia estable.

El hundimiento progresivo y generalizado de la superficie se presenta de manera irregular, asociada con el fracturamiento del subsuelo y en consecuencia con la afectación a la infraestructura urbana. Como es sabido, el vacío creado por una gran extracción subterránea de agua motiva el desplazamiento de la masa del suelo. Esto se traduce, inicialmente en los problemas de sustentación y se refleja en la subsidencia del terreno. Esta deformación de la superficie puede producir daños en las estructuras de (edificios, obras e instalaciones en general).

De acuerdo con los límites reconstruidos del lago por González Aparicio (1968), se estima que al menos el 24% de la superficie actual de la CDMX corresponde con el lecho del antiguo Lago de México, la zona de mayor dinámica de hundimiento.

Las demarcaciones que presentan afectación parcial y/o completamente asociadas a la subsidencia son: Azcapotzalco, Gustavo A. Madero, Miguel Hidalgo, Cuauhtémoc, Venustiano Carranza, Benito Juárez, Iztacalco, Coyoacán, Iztapalapa, Tlalpan, Xochimilco y Tláhuac. Considerando la zona de transición entre el pie de monte y la planicie lacustre, aunque se puede incluir también una parte de la delegación Milpa Alta.

En el mapa de subsidencia media calculado en el periodo de 2002-2007 se observa que los máximos valores de subsidencia alcanzan los 39 cm/año en Nezahualcoyotl y alrededor de 32 cm/año en Tláhuac (López-Quiroz et al., 2009; Cerca et al., 2012).

Los patrones espaciales de subsidencia se han mantenido casi constantes en toda la serie de tiempo. La contribución de la compactación

diferencial es evidente en los flancos de las sierras de Santa Catarina y Chichinautzin.

La deformación del terreno es irregular ésta es controlada principalmente por el espesor de la secuencia arcillosa y la interestratificación de las rocas volcánicas.

Las rocas volcánicas incluyen lavas y cenizas asociadas a los edificios volcánicos de las Sierras de Guadalupe, Santa Catarina, de las Cruces y Ajusco-Chichinautzin, además de algunos edificios volcánicos más pequeños ubicados en la zona central del valle como el Peñón del Marqués y el Peñón de los Baños.

Los efectos combinados de la subsidencia regional y los sismos pueden incrementar la vulnerabilidad de la infraestructura urbana en la CDMX (Cerca et al., 2012).

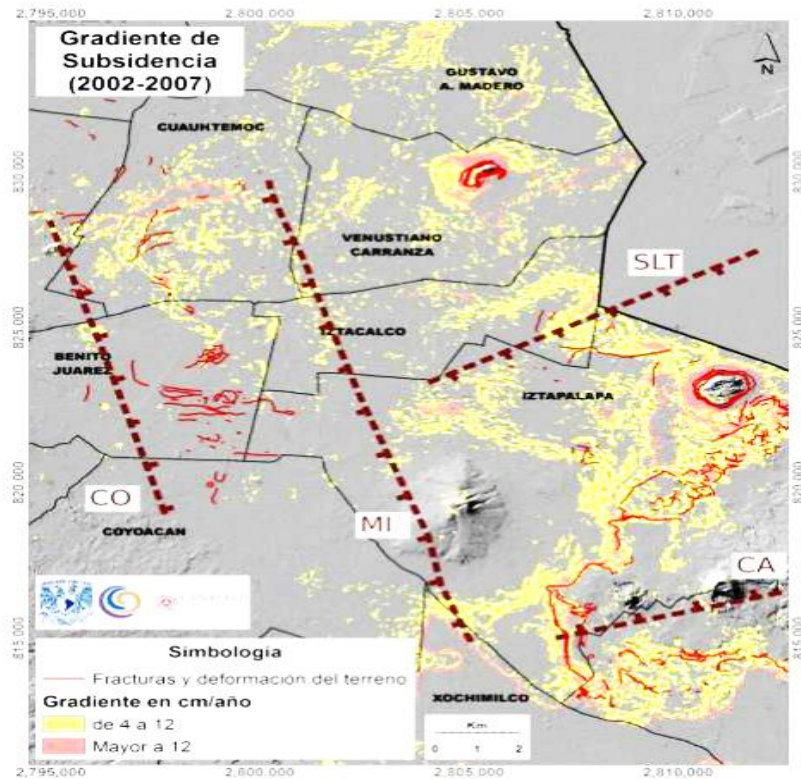


Figura 30. Mapa de promedio de subsidencia acumulada de la Ciudad de México mediante interferometría de radar (InSAR) para el periodo 2002-2007 (CENAPRED).

El mapa muestra el fracturamiento y lineamientos regionales sobrepuesto al mapa de gradiente de subsidencia para los años del periodo comprendido 2002-2007.

El gradiente de subsidencia indica donde ocurre la mayor deformación diferencial del terreno (Carreón-Freyre D. et al., 2017).

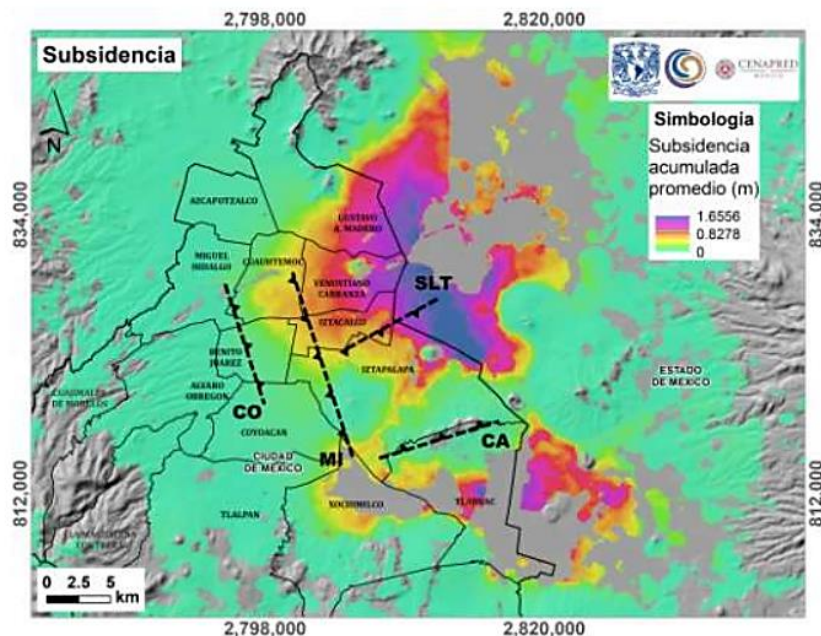


Figura 31. Gradiente de subsidencia en la Ciudad de México (2002-2007) con la cartografía del fracturamiento y las fallas regionales principales (CENAPRED).

El mapa de gradiente de subsidencia para el periodo de 2002 a 2007 con el mapa fracturamiento y se proyectaron: (a) la ubicación de los edificios que colapsaron durante el sismo del 19 de septiembre de 1985, obtenidos de Tovar de Teresa (1992) y (b) la ubicación de los edificios que colapsaron durante el sismo del 19 de septiembre de 2017, tomada de la base de datos preliminar del mapa colaborativo 19s de Google (Carreón-Freyre, D. et. al, 2017).



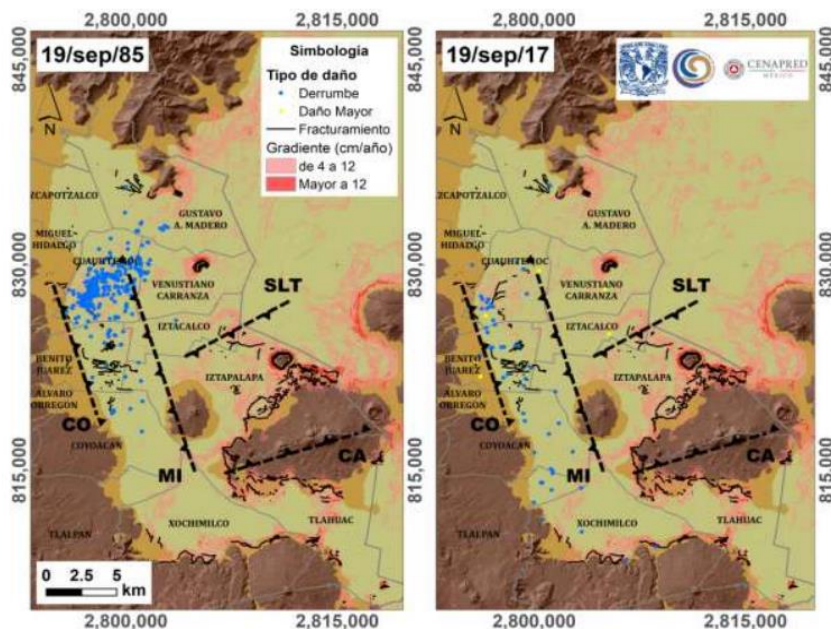


Figura 32. Mapas que muestran la relación espacial entre las fracturas y fallas con la distribución de edificios colapsados en los sismos del 19 de septiembre de 1985 y 2017 (CENAPRED).

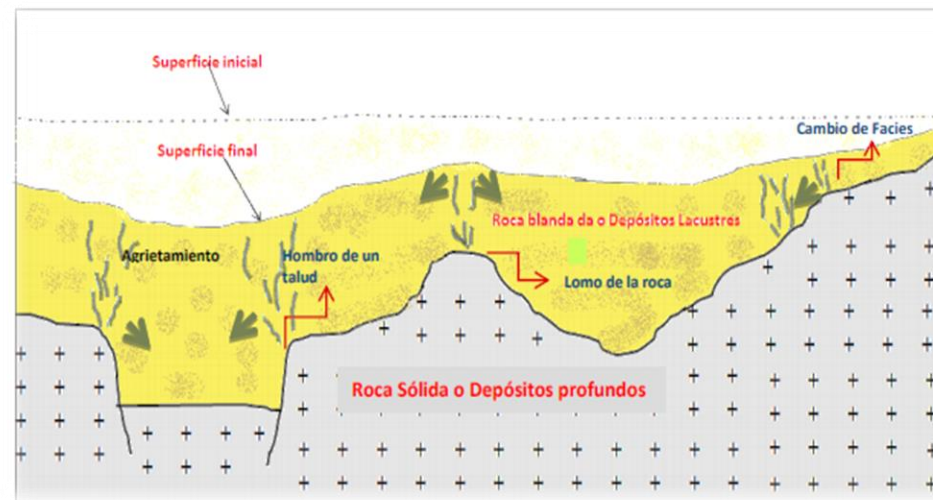


Figura 33. Lugares susceptibles para la aparición de grietas (modificado por Pacheco, 2007).

### 2.3 Grietas

Las grietas son planos de separación o rotura que pueden variar desde unos cuantos centímetros hasta varios metros, están relacionadas con procesos tectónicos o con procesos de hundimiento diferencial del suelo. Cualquier cuerpo sólido puede experimentar una deformación que genera grietas cuando se somete a fuerzas externas y pierde continuidad entre dos o más de sus partes (Pacheco, 2017).

Los principales factores que determinan la propagación de grietas son el desequilibrio mecánico producido por sobrecarga estática y dinámica, así como la despresurización del medio geológico debido a la extracción de los recursos naturales del subsuelo (agua, petróleo o gas).

### 2.3.1 Origen

La subsidencia del terreno es causada principalmente por la extracción excesiva de aguas subterráneas, las diferencias en las características del subsuelo hacen que el suelo experimente una sedimentación diferencial a medida que el agua se bombea fuera del acuífero. Esto causa tensión en la superficie del suelo que da como resultado la formación de una grieta.

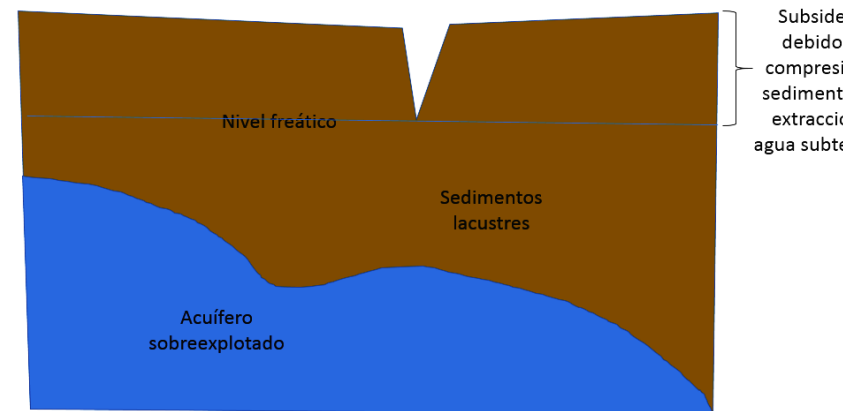


Figura 34. Grietas generadas por el hundimiento del terreno.



Figura 35. Grietas por desecación (W. Griem, 2006).

Larson (1983) propuso una lista de lugares en donde comúnmente la aparición de grietas es más susceptible debido a la extracción.

- Sobre el eje del lomo de un talud.
- En la orilla de un talud o un frente móvil de hundimientos.
- Sobre el lomo de un talud sepultado.
- Sobre el contacto de dos facies sedimentarias de distinta compresibilidad.

Estas grietas superficiales inicialmente se abren lentamente, sin embargo, durante eventos de grandes precipitaciones o fugas de agua, estas tienden a abrirse mucho más rápido debido al arrastre de materiales finos.

### 2.3.2 Clasificación de grietas

Uno de los principales factores generadores de grietas en sedimentos lacustres es el desequilibrio mecánico causado por la alteración de las propiedades físicas del sistema en tiempos muy cortos.

### 2.3.3 Variación del contenido de agua.

El agrietamiento comienza cuando una variación del contenido de agua produce un cambio en forma

rápida en el estado de esfuerzos en las formaciones arcillosas, las fuerzas de tensión son provocadas por la evaporación. En el primer ciclo de secado del suelo se generan fracturas provocando grietas muy cercanas entre sí y en un ciclo posterior se genera otro agrietamiento con separaciones mayores e irregulares. Este tipo de grietas generalmente se encuentran rellenas por material fino o por arena con incrustaciones de caliche y tequesquite, estas grietas no atraviesan construcciones importantes ya que generalmente solo se aproximan a las construcciones y desaparecen cerca de estas.

### 2.3.4 Asentamiento diferencial provocado por el hundimiento regional.

Debido al hundimiento regional se manifiestan grietas generadas por la tensión que se produce, generalmente este tipo de grietas sigue trayectorias semejantes a las curvas del nivel topográfico o el contorno de alguna formación subterránea con mayor rigidez que las formaciones arcillosas. Su longitud es superior a 100 metros, generalmente existe un desnivel entre las grietas, quedando el más alto hacia la zona en que aumenta la elevación del

terreno. Se presentan en cualquier época del año, aunque las lluvias favorecen su aparición y en ocasiones se manifiestan periódicamente en la misma zona.

También se producen por la rápida variación de esfuerzos horizontales provocados por excavación o por la aplicación de cargas horizontales:

- las excavaciones requeridas por plantas de tratamiento.
- Construcción de estructuras de concreto para tanques de 30 o 40 m de diámetro y profundidades de 4.5 m aproximadamente.
- Perforación de pozos.
- Hincado de pilotes, etc.



Figura 36. Grieta en la delegación Tláhuac.

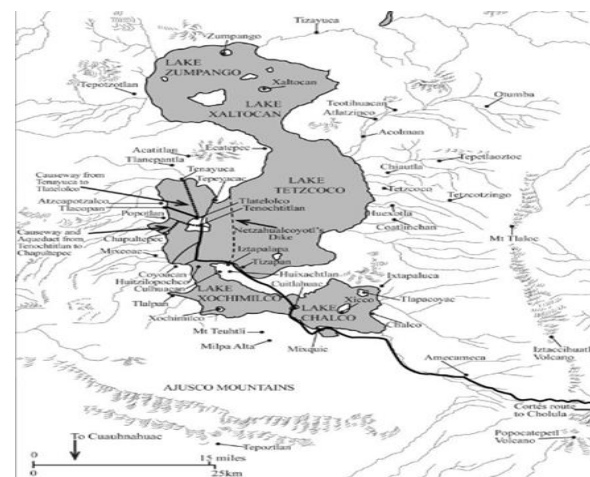


Figura 37. Plano Tenochtitlan, los acueductos y la protección contra inundaciones que proporcionaba el Dique de Ahuizotl (Santa Cruz A.).

## 2.4 Ingeniería antigua y sus efectos en la actualidad.

Los Mexicas fueron conocidos por su gran habilidad en la ingeniería hidráulica y civil, la ciudad de Tenochtitlan fue edificada sobre una plataforma artificial con forma de isla flotante, de acuerdo con (López, A. 2015), "Fundada en un islote, la antigua Tenochtitlan sobrevivió en el agua gracias a la ingeniería hidráulica prehispánica". Dentro de esta cultura, Netzahualcóyotl se encargó de diseñar y mandar a construir "El Acueducto", obra que transportaba el agua dulce mediante canales.

Las ciudades de Tenochtitlan y Tlatelolco fueron edificadas sobre islas pantanosas de poca extensión, situadas a lo largo del Lago de Texcoco, dichas islas fangosas contaban con una escasa cantidad de agua potable, lo cual propició la construcción de acueductos en la zona para la transportación de agua dulce; agua proveniente de manantiales ubicados en tierra firme, tal fue el caso del cerro de Chapultepec (Aguilar, M. 2004).

Al construir la gran Tenochtitlan, de igual manera se construyeron diques, que tenían como función

controlar el flujo del agua para prevenir inundaciones, separar el agua dulce de la salada, proveniente de los lagos de Zumpango, Xaltocan y Texcoco (Aguilar M., 2004 & López, A., 2015).

La construcción de dichas obras tuvo efectos en la distribución de los sedimentos debido a la alteración provocada por la división de las aguas dulces y saladas en las corrientes del lago; además la edificación causó cambios en las corrientes de aire, repercutiendo en la dirección debido a un efecto conocido como espiral de Ekman (Anónimo, 2013), efecto que permite comprender los cambios de las corrientes superficiales y sub profundas que se ven afectadas por la dirección de los vientos, cambiando el régimen de depósito de sedimentos en la cuenca y con ello el comportamiento mecánico, el cual es tomado en cuenta en la actualidad para la selección de zonas y métodos de construcción.

En los mapas virreinales y códigos prehispánicos de la cuenca de México, en dirección hacia el oriente se observa un cerro, a corta distancia de México-Tenochtitlan, el cual desde el pleistoceno ha sido un punto central en la cuenca de México.

El sitio solía ser lacustre rodeado por pantanos, en la época antigua, los Mexicas le dieron el nombre de Tepetzinco en náhuatl (cerrito) pero a la llegada de los españoles, se le cambio el nombre a Peñón de los Baños.

Este sitio de origen volcánico era un pequeño islote situado en el centro de la cuenca de México, al suroeste del lago de Texcoco (Gobierno de la Ciudad de México, 2016 & González, A. 2008).

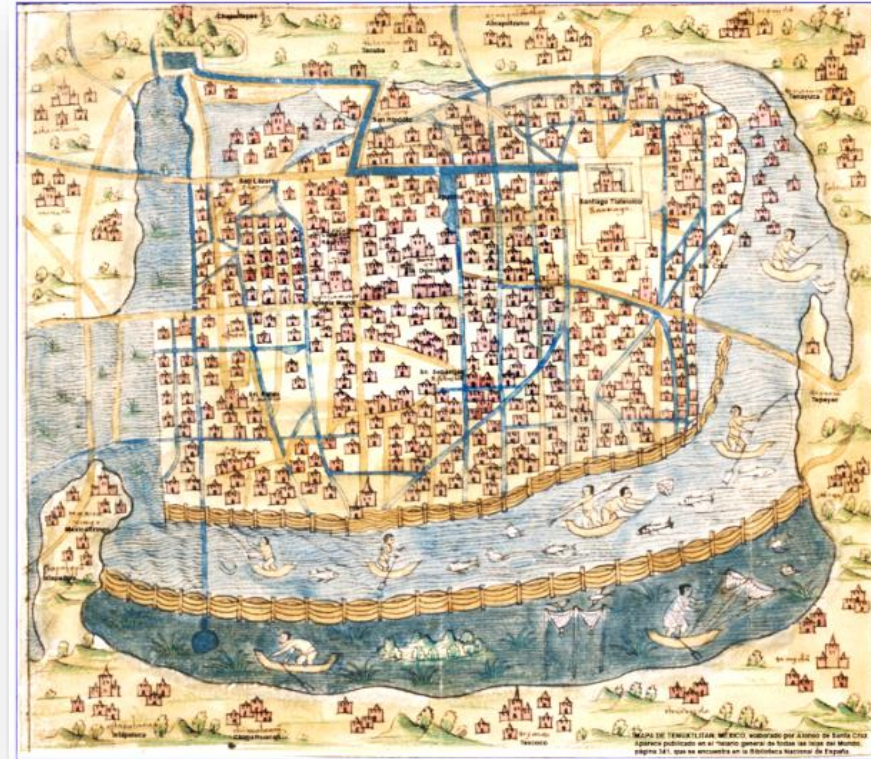


Figura 38. Mapa del Valle de México (Arras Lluvia y Aguilar, 2004).

### 3. Marco Geológico

#### 3.1 Geología

El área de estudio se encuentra en la Cuenca del Valle de México; en donde se observa una gran diversidad de depósitos sedimentarios de tipo lacustre, basaltos, depósitos aluviales, brecha volcánica básica, andesita y toba andesítica (INEGI, 1997).

La cuenca del Valle de México es una cuenca endorreica de carácter lacustre, dichos depósitos son el producto de los lagos que quedaron al final de la época glaciár. Durante el cuaternario superior se llevó a cabo el cierre de la cuenca, dejando entonces a las aguas pluviales encajonadas y generando así un conjunto de lagos someros.

La litología se conforma por calizas del Cretácico, rocas del mioceno tales como derrames volcánicos intercalados, tobas, tobas andesíticas, brecha volcánica, arcilla, conglomerados, tobas arenosas depósito aluviales y arcillas lacustres (INEGI, 1997).

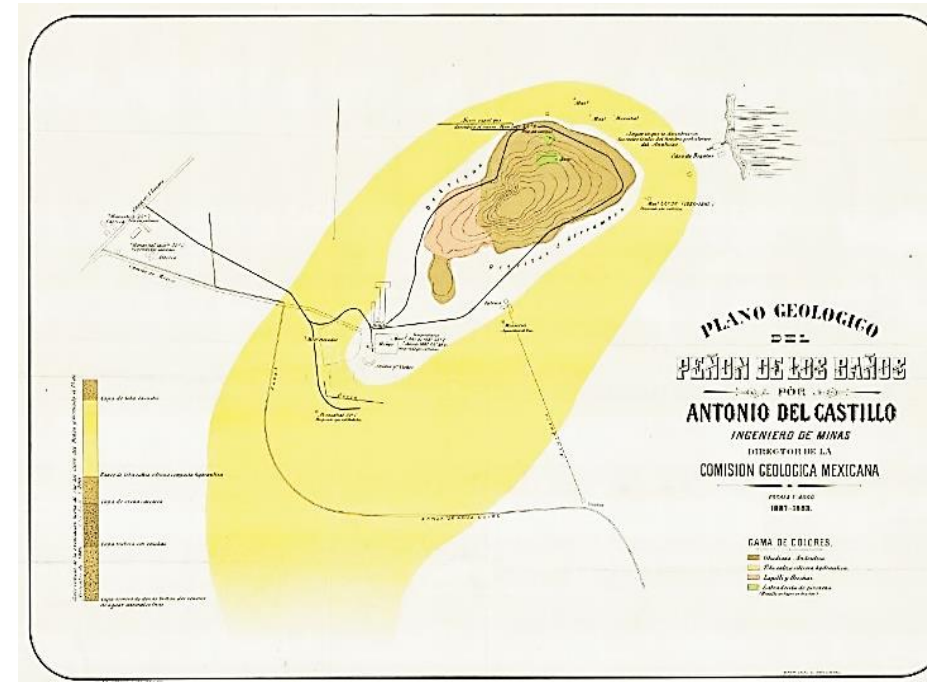


Figura 39. Plano geológico del Peñón de los Baños. (Becerril, 1987).

### 3.2 Tectónica

La faja Volcánica Transmexicana (FVTM) está dividida de acuerdo a características estructurales, geológicas y geomorfológicas, los tres principales sectores son: occidental, centro y oriental: El sector occidental presenta un sistema de fallas con orientación NW-SE; el sector centro corresponde a un conjunto de bloques fallados y basculados con orientación SSW-NNE; el sector oriental consiste en un sistema de fallas que cuenta con una orientación N-S (Pasquaré et al., 1987).

La cuenca del Valle de México está ubicada de manera regional dentro de la provincia fisiográfica de la faja Volcánica Transmexicana y parte de sus características son procedentes de eventos volcánicos y tectónicos asociados a la formación de esta provincia y a un proceso orogénico (Cretácico) conocido como orogenia laramídica (Fries, 1960; Fries 1962) al que se han asociado los diferentes rasgos estructurales con orientación preferencial NW-SE. Las características estructurales de edad terciaria corresponden a la formación de la FVTM,

que fueron generadas debido a un cambio en el ángulo de subducción de la placa de Cocos.

Dicho cambio generó esfuerzos distensivos perpendiculares a la FVTM (Ferrari, 2011), en la zona central de la República Mexicana de tal manera, que se presentan fallas con orientación W-E cortando fallas antiguas con orientación NW-SE y NE-SW (Siebe et al., 2004).

Siguiendo estos tres sistemas preferenciales de fallas se han situado las diferentes sierras volcánicas que delimitan la cuenca del Valle de México teniendo las siguientes características:

la Sierra de las Cruces (al occidente de la ciudad) se encuentra dividida en tres bloques, separados al norte del bloque central por las fallas Ixtlahuaca y Otomí con orientación W-E (García-Palomo et al., 2008); sus edades varían entre 3.7 y 0.7 Ma (Moran-Zenteno et al., 2015), con la edad más antigua de las sierras que rodean la cuenca del valle de México.



En la sierra volcánica Chichinautzin (al sur de la ciudad), las estructuras presentan una orientación W-E y corresponden a un pilar tectónico (Siebe et al., 2004) delimitado al norte por el sistema de fallas normales Xochimilco y Xicomulco (García-Palomo et al., 2008), las edades más antiguas van de entre 1.2 y 0.9 Ma en su porción oeste y sur, presentan edades menores de 0.04 Ma en su mayoría (Moran-Zenteno et al., 2015).

La Sierra Nevada (límite oriental) presenta una orientación preferencial N-S característica asociada al bloque oriental (Pasquaré et al., 1987).

Al interior de la cuenca se presentan algunas otras estructuras, relacionadas a los eventos geológicos que caracterizan esta provincia, entre ellas la falla Mixhuca con orientación NW-SE cuyo bloque caído se encuentra hacia el occidente (Moran-zenteno et al., 2015) además del sistema de fallas Tenochtitlan que presenta una orientación NE-SW de acuerdo con (Arce et al., 2013), está ligado el graben de Santa Catarina.

Para el caso de la zona de estudio, el Peñón de los Baños corresponde a un volcán monogenético

ubicado en el bloque de piso que delimita la falla Mixhuca, de acuerdo con las estructuras presentes en la zona, la formación del volcán podría estar asociada a la zona de debilidad formada por el sistema de fallas Tenochtitlan (Carreón Freyre et al., 2017).

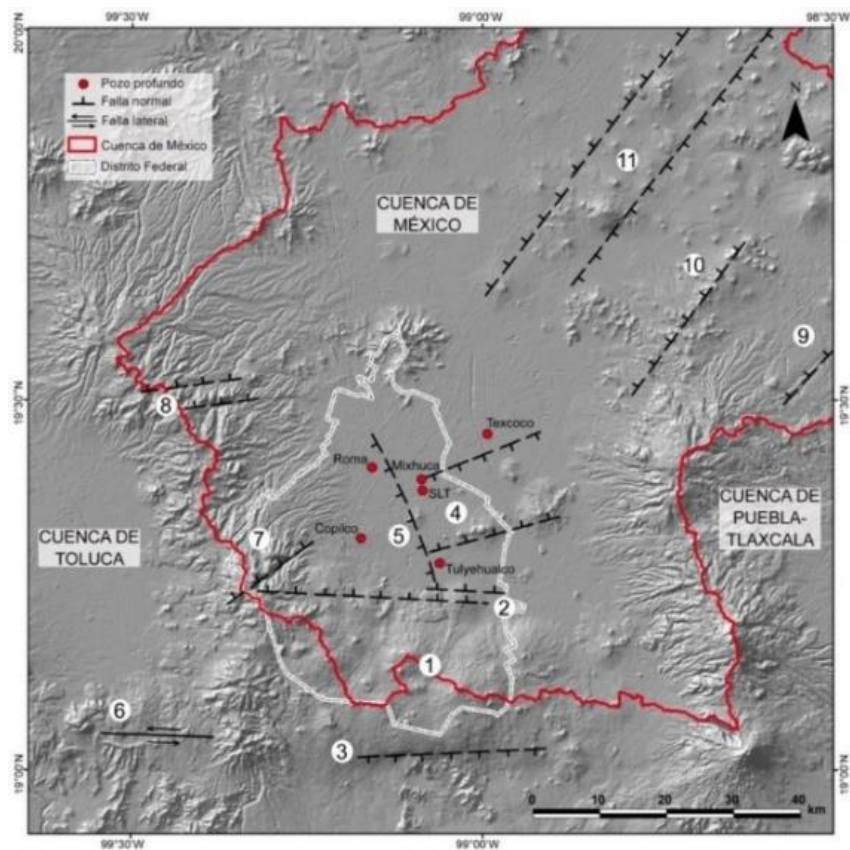


Figura 40. Modelo de elevación de la Cuenca de México en la que indican con puntos rojos la ubicación y el nombre de los seis pozos: Copilco-1, Roma-1, Tulyehualco-1, Mixhuca-1, Texcoco-1 y San Lorenzo Tezonco (SLT). Se muestran algunas de las principales estructuras geológicas en la cuenca del valle de México; (1) Pilar (horst) de Chichinautzin (Siebe et al., 2004b), (2) Sistemas de Fallas de Xochimilco y Xicolusco (García-Palomo et al., 2008), (3) Sistema de Fallas de la Pera, (4) Graben de Santa Catarina (Arce et al., 2013<sup>a</sup>), (5) Falla Mixhuca (Pérez-Cruz, 1988), (6) Sistema de Fallas Tenango (Norini et al., 2006), (7) Falla Contreras, (8) Sistema de Fallas de Ixtlahuaca y Otomí (García-Palomo et al., 2008), (9) Segmento sur del Sistema de Fallas Apan-Tláloc, (10) Falla Texcoco y (11) Sistema de Fallas Tizayuca. (Moran-Zenteno, et al., 2005).

### 3.3 Geomorfología

El Valle de México se encuentra rodeado por diversos cuerpos montañosos, dentro de la Sierra Nevada (localizada al SW) destacan los volcanes Popocatepetl (5430 msnm) e Iztaccíhuatl (5286 msnm); la Sierra del Chichinautzin representa el límite S de la cuenca, uniéndose al SW con la Sierra de Zempoala. Los límites NW están representados por la Sierra de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo; estos mismos límites son definidos por las sierras de Tepotzotlán-Tezontlalpan y finalmente Pachuca, Chiconautla y Tepozán definen los límites N y NE (Moreno, C., 1992, Gutiérrez, M. et al., 2005).

La cuenca se originó con el bloqueo del antiguo Valle en su porción sur, por la actividad volcánica, que formó la Sierra de Chichinautzin. Para Gutiérrez, M. et al. (2005) este conjunto montañoso interrumpió el drenaje existente, la acumulación de materiales vulcanoclásticos trajeron como consecuencia la formación de una represa natural; lo que permitió la formación de lagos y el eventual depósito paulatino de sedimentos.

En la cuenca del Valle de México los detritos acarreados de origen fluvial, volcánico y lacustre fungieron como "relleno" por debajo de los detritos quedó una topografía irregular, razón por la que se tienen variaciones de espesor. (Gutiérrez, M. et al. 2005, Heller, R. & Sola, O. 1967).

Las etapas vulcano-sedimentarias se asocian a la actividad volcánica y sus productos, toda vez que las secuencias sedimentarias exógenas se ven interrumpidas por secuencias de coladas de lava, materiales de caída, flujos piroclásticos, de bloques y cenizas, dando como resultado lomeríos. (Gutiérrez, M. et al. 2005).

En el Plioceno, después de una etapa de actividad volcánica caracterizada por la emisión de lavas ácidas, dacíticas y riolíticas; aparecen los derrames andesíticos de la Sierra Nevada y de las Cruces, que posteriormente fueron cubiertos por lava andesítica del Iztaccíhuatl y del Ajusco. Dentro de esta serie andesítica se encuentran los restos de volcanes monogenéticos, como el Peñón de los Baños, compuesto por andesitas oscuras (Marsal & Mazari, 1959).

De acuerdo con Gutiérrez, M. et al. (2005) y Heller, R. & Sola, O. (1967) los distintos depósitos sedimentarios forman rampas, mantos, abanicos aluviales y coluviales; en conjunto, todas estas formas dan origen a estructuras de piedemonte. El desarrollo del pie de monte en el Valle de México está relacionado con:

1. La acumulación de sedimentos glaciares, originados por el movimiento de bloques de hielo, que fueron depositados en ríos de altitudes menores.
2. La acumulación de sedimentos de tipo aluvial, transportados por ríos permanentes proluviales, ríos estacionales y coluviales.
3. Fragmentos de roca asociados a caídas, provenientes de laderas.

El piedemonte de mayor desarrollo se asocia a sierras que iniciaron su formación en el terciario inferior, tal es el caso de Las Cruces y Nevada (Gutiérrez, M. et al. 2005).

Finalmente tenemos la formación de planicies por acumulación fluvial, dicha acumulación ocurre cuando el agua pierde su capacidad de transporte. (Moreno, C., 1992).

Las planicies proluviales-lacustres se caracterizan por tener una pendiente no mayor a 5 grados de inclinación, constituidas por materiales proluviales transportados por ríos y acarreados principalmente desde el piedemonte; estos materiales son depositados en cuerpos de agua y llanuras de inundación temporal. A medida que los depósitos pluviales son vertidos en las zonas inundadas, estas comienzan a rellenarse convirtiéndose en porciones de tierra con humedad constante y en algunos casos a la formación de ambientes pantanosos de agua dulce. La expresión morfológica de las planicies proluviales-lacustres en la Cuenca de México es muy sutil en la actualidad. (Gutiérrez, M. et al. 2005).

La planicie lacustre se encuentra en las altitudes menores de la Cuenca, se trata de una superficie casi horizontal con pendiente menor a 4 grados de inclinación, cuenta con una altitud promedio de 2,240 msnm (Mooser, 1975). Su origen se explica a

partir de una sedimentación continua de material proveniente de la sierra volcánica del Chichinautzin, que al verse afectada por el intemperismo genera arcilla altamente compresible. Las nuevas características hidrológicas favorecieron la formación de los siguientes cuerpos lacustres: Zumpango, Xaltocan, San Cristóbal-Texcoco y Xochimilco-Chalco (Gutiérrez, M. et al. 2005).

### 3.4 Estratigrafía

En el trabajo realizado por López (2016) acerca de la Cuenca del Valle de México, se encuentra la correlación de varios pozos perforados durante el año 1988 por PEMEX, en esta correlación se incluye el pozo Mixhuca-1, el cual por su cercanía con el Peñón de los Baños es el que mayor información estratigráfica pudo aportar en este trabajo.

El pozo Mixhuca-1 cuenta con una profundidad total de 2,452 m, la parte inferior está constituida por una unidad de *mudstone* con fracturas delgadas rellenas de bentonita, pirita, calcita; *mudstone* arcilloso con abundantes fracturas verticales y horizontales, y caliza *wackstone* con fragmentos de moluscos y placas de equinodermos. (López, 2016).

La parte media del pozo Mixhuca presenta unidades de toba en color gris claro, verde esmeralda, basalto pardo rojizo, basalto de color pardo y gris oscuro compactas, algunas trazas de toba arenosa gris claro, toba gris verdoso claro, suave y plástica de aspecto arenoso, intercalaciones de basalto y toba. Por último, en la parte superior se identificó brecha volcánica con fragmentos de basalto gris, intercalaciones de tobas y conglomerados volcánicos con fragmentos de basalto gris oscuro, intercalaciones de tobas, basaltos y arcillas de color pardo claro, tobas y conglomerados.

Dicho contenido litológico fue asociado estratigráficamente a las Formaciones:

Morelos. (Frías, 1960)

EONOTEMA: Fanerozoico

ERATEMA: Mesozoico

SISTEMA: Cretácico

SERIE: Cretácico Temprano

PISO: Albiano-Cenomaniano

La Formación Morelos fue descrita por Frías en 1960, la describió como una sucesión sedimentaria con estratificación de caliza y dolomía con nódulos y

fragmentos de pedernal, con la presencia de fósiles silicificados, presentando también anhidrita laminada la cual varía de blanco a gris oscuro, la parte basal está comprendida por capas de caliza, calcarenita pero puede variar de calcilutita a calcirudita con una estratificación mediana a gruesa.

La Formación Morelos fue datada del Cretácico Temprano, aunque varía dependiendo de varios autores, pues se muestra en algunas zonas como Albiano medio-Turoniano temprano, utilizando fósiles tales como de foraminíferos bentónicos para datar esta Formación.

Paleontológicamente y de acuerdo con (SGM, 2008) se encontraron fósiles de tipos equinoideos, esponjas, corales, gasterópodos, ostras, biostromas de rudistas así mismo la Formación Morelos es correlacionable en edad a la formación El Doctor, la Formación El Abra, Tamaulipas Superior y Taninul que también son equivalentes litológicamente.

Mexcala (Frías, 1960)

EONOTEMA: Fanerozoico

ERATEMA: Mesozoico

SISTEMA: Cretácico

SERIE: Cretácico Tardío

PISO: Maestritichiano

Esta unidad se ha definido como una secuencia de ambiente marino compuesta principalmente de arenisca, limolita, y lutitas calcáreas con intercalaciones de conglomerados y estratos de caliza, fue descrita por Fries en 1960. Existe también una cantidad de sedimentos carbonatados y un mayor aporte de sedimentos silicilásticos y se ha reportado con edades de Albiano Tardío en la zona de Teloloapan y edades de Maestritichiano Inferior en la zona de Temalac.

En la zona de Atenango la Formación Mexcala presenta margas de color pardo claro, con algunos estratos de areniscas calcáreas de grano fino, de alrededor de 30 a 50 cm de espesor. La litología cambia gradualmente a arena hacia la cima de la sección. En el área de Temalac y Mitepec.

Cuautla. (Frías, 1960)

EONOTEMA: Fanerozoico

ERATEMA: Mesozoico

SISTEMA: Cretacico

SERIE: Cretacico Temprano

PISO: Cenomaniano-Coniaciano

Fue descrita por Frías en 1960 y se encuentra en Cuautla, Morelos, la describe como tres facies principales; la primera presenta una sucesión gruesa de capas de caliza de estratificación mediana a gruesa de tipo banco calcáreo, la segunda consta de una sucesión más delgada a mediana y la tercera está constituida por una sucesión muy delgada de capas de caliza clástica de estratificación delgada a mediana. Las facies pasan gradualmente de una otra en sentido lateral, en algunas secciones se encuentran conglomerados calcáreos, en su base las calizas presentan textura calcarenita.

A la Formación Cuautla se le asigna una edad de Turoniano, sin embargo la calcarenita basal sugiere que podría ser de edad Cenomaniano Tardío. (SGM, 2011).

Presenta un contenido litológico de rudistas, pelecípodos, equinodermos y algunos cefalópodos como macrofauna y de microfauna, presenta algunos *calciesphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*, *Pithonella trejoi*, *Hedbergella sp.* Esta Formación puede correlacionarse cronológicamente con la Formación Malpaso, así como con la Formación Petlalcingo. (SGM, 2011).

Roca volcánica del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. (Frías, 1960).

EONOTEMA: Fanerozoico

ERATEMA: Mesozoico

SISTEMA: Cuaternario

SERIE: Oligoceno

PISO: ¿?

De acuerdo con (Vázquez et., 1989), las rocas volcánicas del oligoceno tardío se diferencian en edad de las rocas extrusivas del grupo Balsas y del mioceno medio tardío. Vázquez la describe como un conjunto de rocas volcánicas donde incluye por su posición estratigráfica a la Riolita Tilzapotla del extremo sudoccidental, dicha roca se encuentra fuertemente erosionada y fracturada en la sierra de

Xochitepec, en los cerros Picacho y Púlpero del diablo y están constituidos por secuencias de tobas líticas cristalinas y vítreas, brechas tobáceas y aglomerados, estos depósitos piroclásticos están en la parte superior interestratificados y cubiertos por derrames lávicos, estas secuencias volcánicas contienen capas de clastos aluviales de espesores en promedio de 6 metros lo que indica un tiempo de reposo de la actividad volcánica; los flujos lávicos son de grano fino a medio y algunos de ellos tienen una buena estructura fluidal y xenolitos serpentinizados, la riolita Tilzapotla tiene un espesor máximo de 250 metros y está constituida principalmente por ignimbritas pero localmente se presentan derrames lávicos y brechas de flujo en el subsuelo de la Cuenca de México, estas rocas volcánicas cubren localmente en forma discordante a unidades cretácicas; tal como se mencionó, son discordantes al grupo Balsas y subyacen cubiertas discordantemente por rocas volcánicas del mioceno medio y tardío y localmente por Formaciones del cuaternario.

Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío. (Vázquez, 1989).

EONOTEMA: Fanerozoico

ERATEMA: Cenozoico

SISTEMA: Cuaternario

SERIE: Mioceno Medio-Tardío

PISO: ¿?

De acuerdo con el trabajo de (Vázquez et., 1989) estas rocas extrusivas son rocas volcánicas que difieren en composición litológica y posición estratigráfica con respecto a las rocas volcánicas del oligoceno tardío, las cuales se distribuyen por toda la cuenca en áreas pequeñas y comúnmente se encuentran cubiertas por materiales volcánicos más recientes y se encuentran constituidas por secuencias de tobas, brechas volcánicas y lavas que en algunos lugares se encuentran interestratificadas con brechas volcánicas. Las lavas observadas son andesitas de lamprobolita o de augita, de textura principalmente porfirítica y monocristalina entre otras, hay presencia de andesina, lamprobolita, feldespatos, augita, piroxenos, anfíboles y magnetita ilmenita, fluorita, calcita, cuarzo, y apatito.



Depósitos Aluviales. (Vázquez, 1989).

EONOTEMA: Fanerozoico

ERATEMA: Cenozoico

SISTEMA: Cuaternario

SERIE: Plioceno

PISO: ¿?

Los depósitos aluviales que describe (Vázquez et., 1989) son un conjunto de sedimentos lacustres y depósitos volcánicos del cuaternario que se encuentran aflorando y formando llanuras aluviales al norte y al sur de la región, con depósitos piroclásticos en la zona norte y sur que incluye material poco consolidado, compuesto por fragmentos de grava, arena, limo y arcilla, con presencia de marga localmente, turba y travertino. (Vázquez et., 1989).

Depósitos Lacustres. (Vázquez, 1989).

EONOTEMA: Fanerozoico

ERATEMA: Cenozoico

SISTEMA: Cuaternario

SERIE: Pleistoceno Tardío-Holoceno

PISO: ¿?

Se describe como sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del estratovolcán Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin, depositados en un ambiente de tipo lacustre, los cuales formaron una altiplanicie lacustre, con una altitud promedio de 2200 m, desde Zumpango hasta Chalco y desde Texcoco hasta el cerro de Chapultepec de acuerdo con (Vázquez et., 1989).

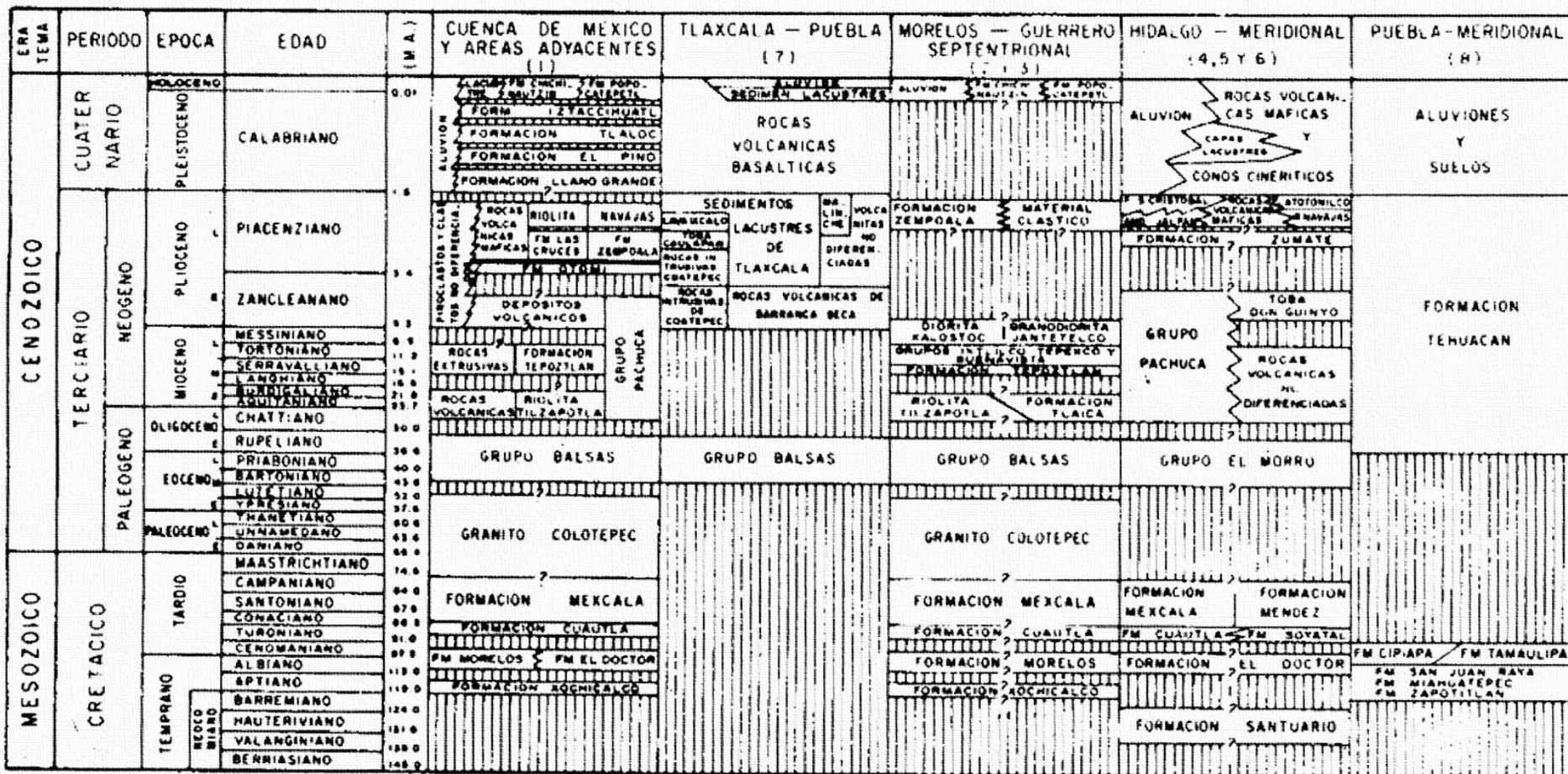
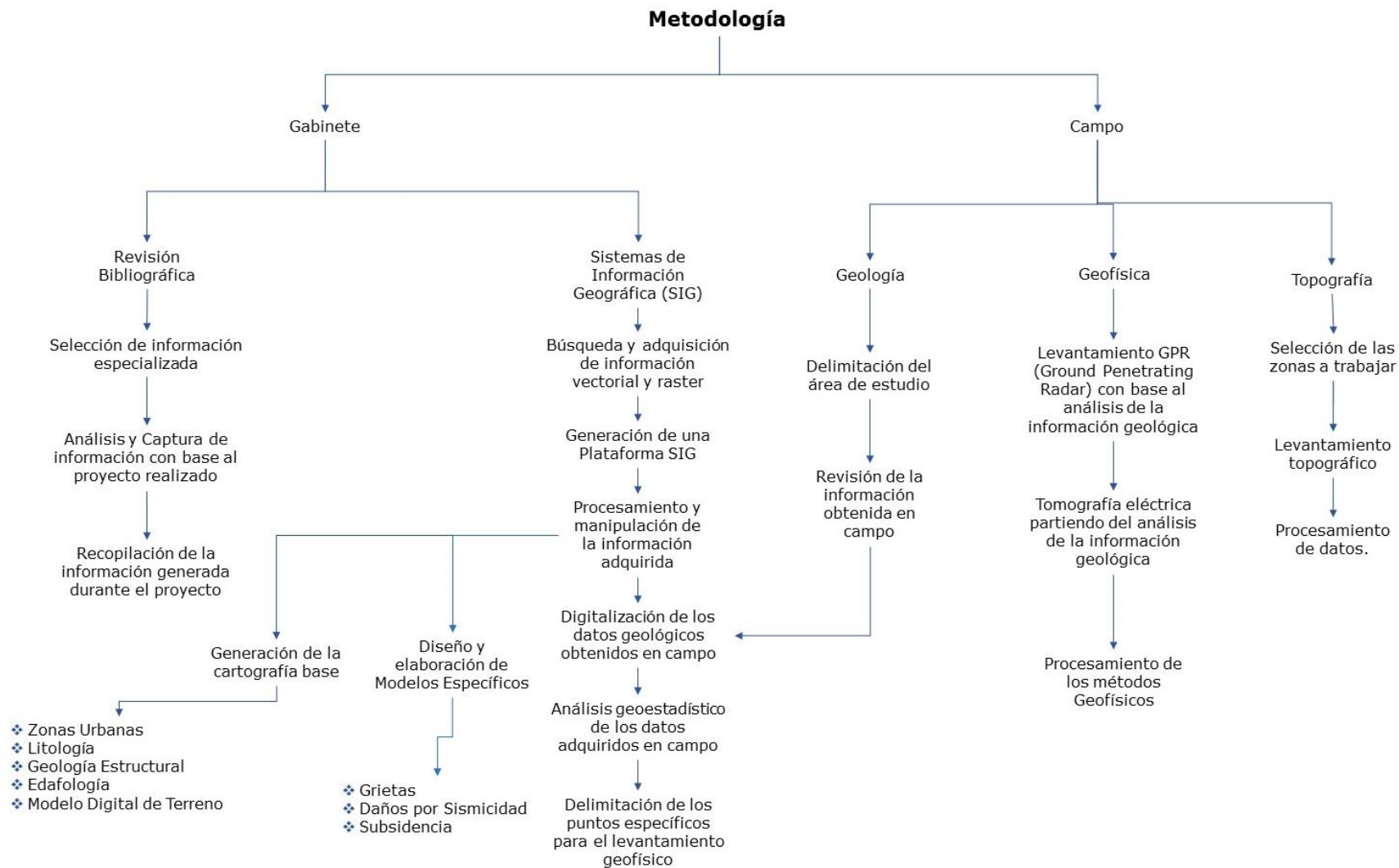


Figura 41. Correlación Estratigráfica de la Cuenca de México (Vázquez y Palomera, 1989).



#### 4. Metodología.

El presente trabajo comenzó con la búsqueda, recopilación y revisión de información bibliográfica de la Ciudad de México, con la finalidad de conocer aspectos técnicos sobre el área de estudio, de igual forma, se realizó la búsqueda y adquisición de información en formato vectorial y raster de las dependencias de gobierno nacionales e internacionales como son: Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), Servicio Geológico Mexicano (SGM), Comisión Nacional del Agua (CNA), *Alaska Satellite Facility (ASF)* y *United States Geological Survey (USGS)*.

##### 4.1 Geología

La geología de campo se ejecutó a partir de la revisión e identificación de grietas en el área de estudio, levantando datos de lineamientos superficiales, diferenciando geológicas de aquellas de procesos constructivos o de infraestructura en mal estado.



Figura 42. Levantamiento geológico.

##### 4.2 Plataforma de Trabajo de la Ciudad de México

Partiendo de la adquisición de la información vectorial y raster se prosiguió a la generación de una plataforma para el procesamiento y manipulación de los datos espaciales, generando la cartografía base que delimitó la zona de estudio.

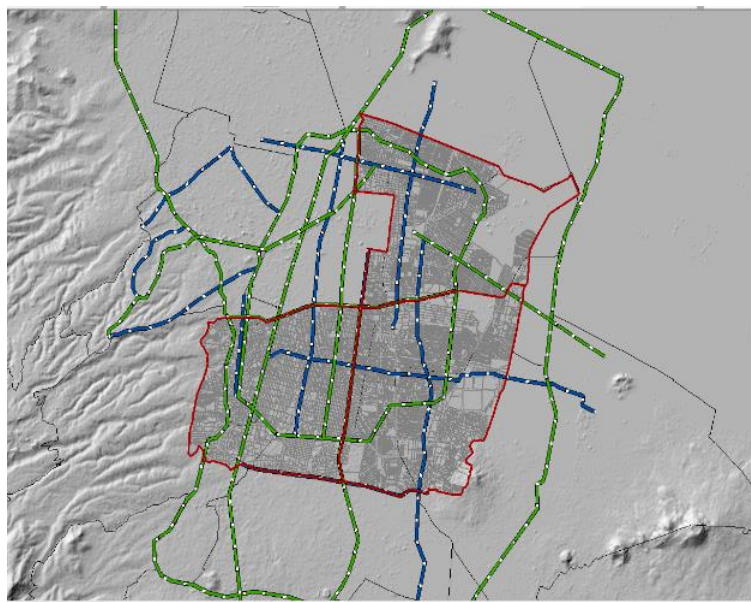


Figura 43. Generación de la Plataforma SIG.

La geología de la zona se elaboró a partir del manejo de los datos vectoriales proporcionados por el Servicio Geológico Mexicano (SGM), que fueron modificados a partir de imágenes satelitales y documentación histórica de la Ciudad de México.

Con la información obtenida se generaron archivos (\*.shp y \*.kmz), de los cuales se obtuvo como resultado las siguientes unidades litológicas, ubicadas dentro del área de estudio (tabla 1).

Tabla 1. Distribución de las unidades litológicas presentes en la zona de estudio.

Unidad Litológica	Área (km <sup>2</sup> )
Deposito Aluvial	39.46
Deposito Lacustre	81.66
Vulcano clásticos	4.86
Andesita Basáltica	3.56

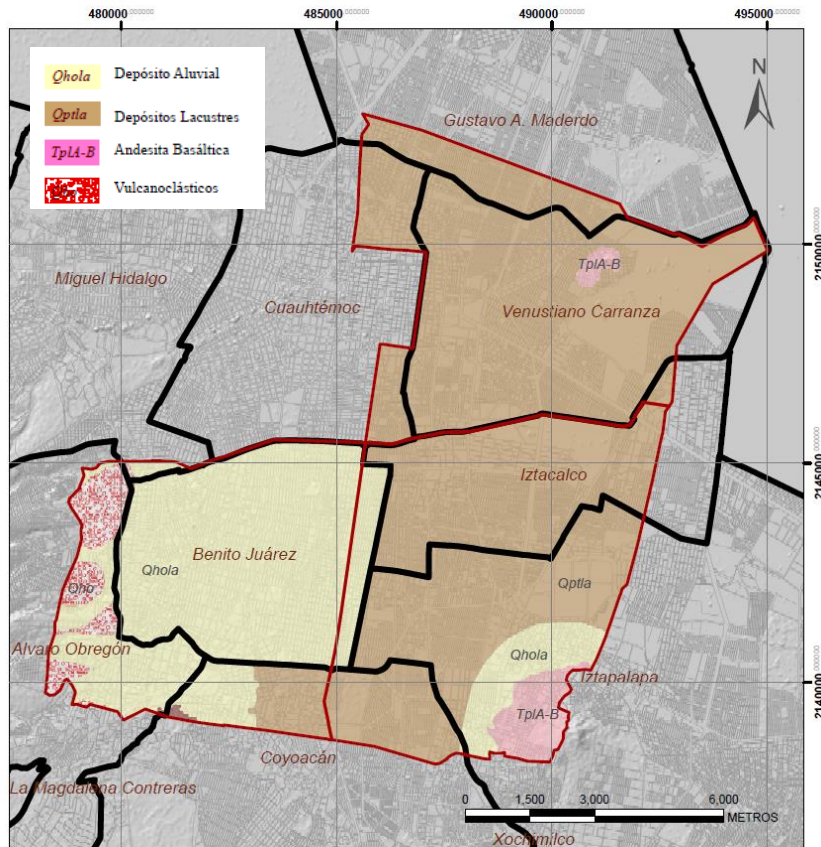


Figura 44. Mapa de Geología en donde la presencia de depósitos lacustres y andesitas basálticas pertenecientes al peñón de los baños.

El área está cubierta en su totalidad por depósitos sedimentarios recientes (lacustre y aluvial) así como, derrames andesíticos y basálticos además de depósitos vulcanoclásticos originados a partir de eventos volcánicos.

El mapa geológico estructural se creó a partir de la revisión bibliográfica y el análisis de fotografías aéreas, de lo cual se obtuvieron los lineamientos correspondientes a fallas inferidas y fracturas.

Las fallas inferidas se adquirieron a partir del estudio gravimétrico realizado por Servicios Geofísicos, S. A. donde se observa una serie de lineamientos con tendencias NE-SW, así mismo, las fracturas se obtuvieron a partir de un estudio fotogeológico, donde se observa las discontinuidades generadas en las estribaciones del cuerpo volcánico del Peñón de los Baños, con tendencias coincidentes con la geomorfología de la estructura principal.

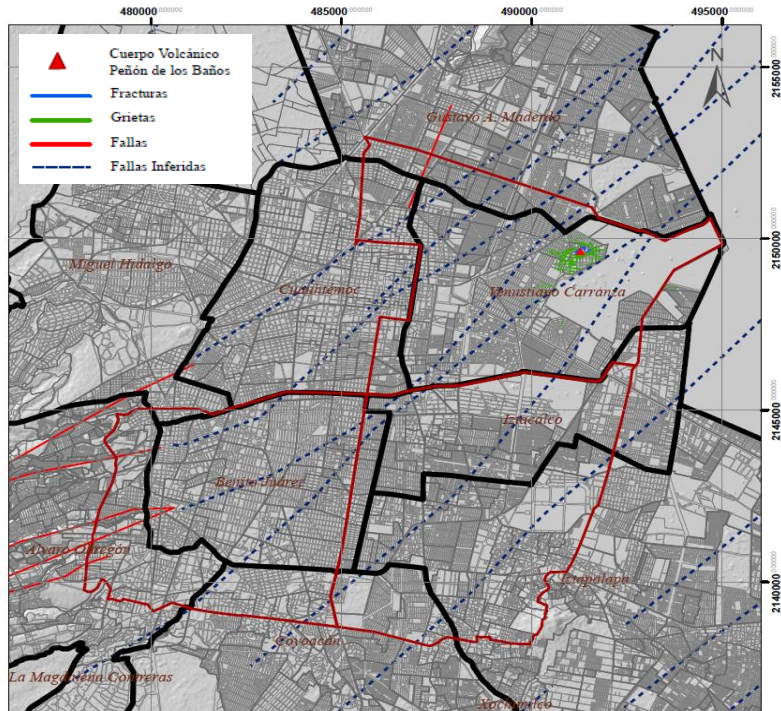


Figura 45. Mapa de grietas inferidas a partir de la gravimetría y fracturas generadas en el macizo rocoso del Peñón de los Baños.

### 4.3 Diseño y elaboración de modelos específicos

A partir de los datos adquiridos en campo y su respectiva digitalización se generaron archivos (\*.kmz, \*.geotiff y \*.shp), donde de manera gráfica se representa las zonas afectadas por grietas de origen geológico, así mismo, se recopiló información del Atlas de Peligros y Riesgos de la Ciudad de México, para un análisis y valoración del posible riesgo en la zona.

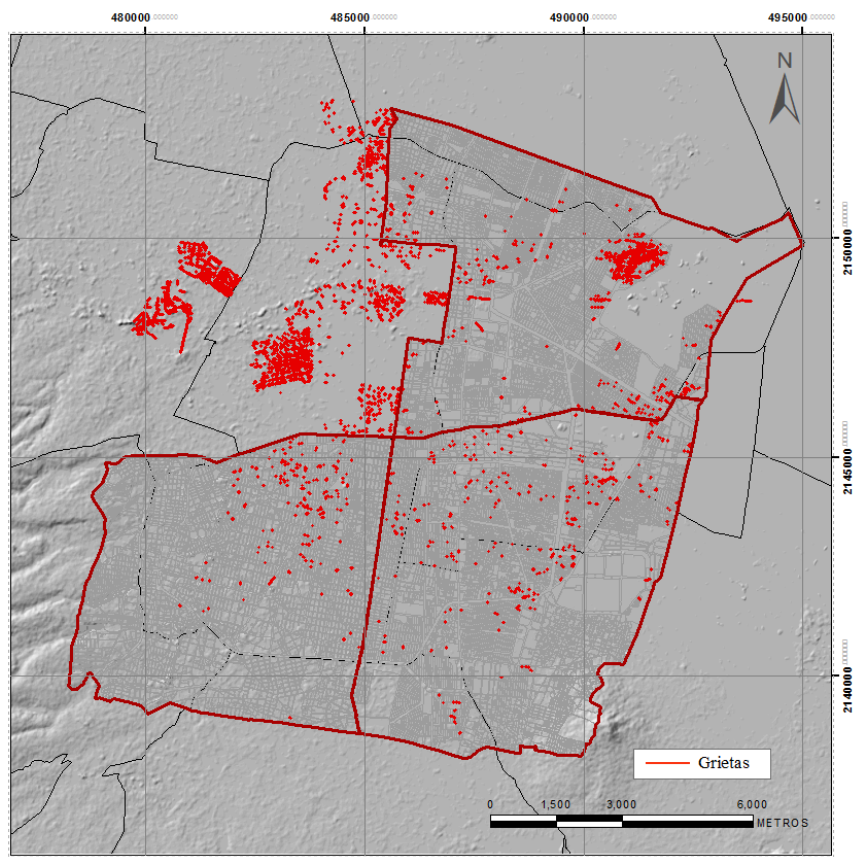


Figura 46. Representación gráfica de las zonas afectadas por grietas.

La densidad de grietas se realizó a partir de la intersección del mapa de grietas y un mallado de la zona de estudio (1000m x 1000m), para así realizar el cálculo de la longitud de líneas por unidad de área, de lo cual se generó un archivo vectorial basado en la clasificación de la zona de acuerdo a la longitud total presente en una unidad de área.

Posteriormente se realizó un análisis geoestadístico de la densidad de grietas por unidad de área, utilizando un método de interpolación (Kriging), para localizar las zonas de mayor riesgo por agrietamiento.



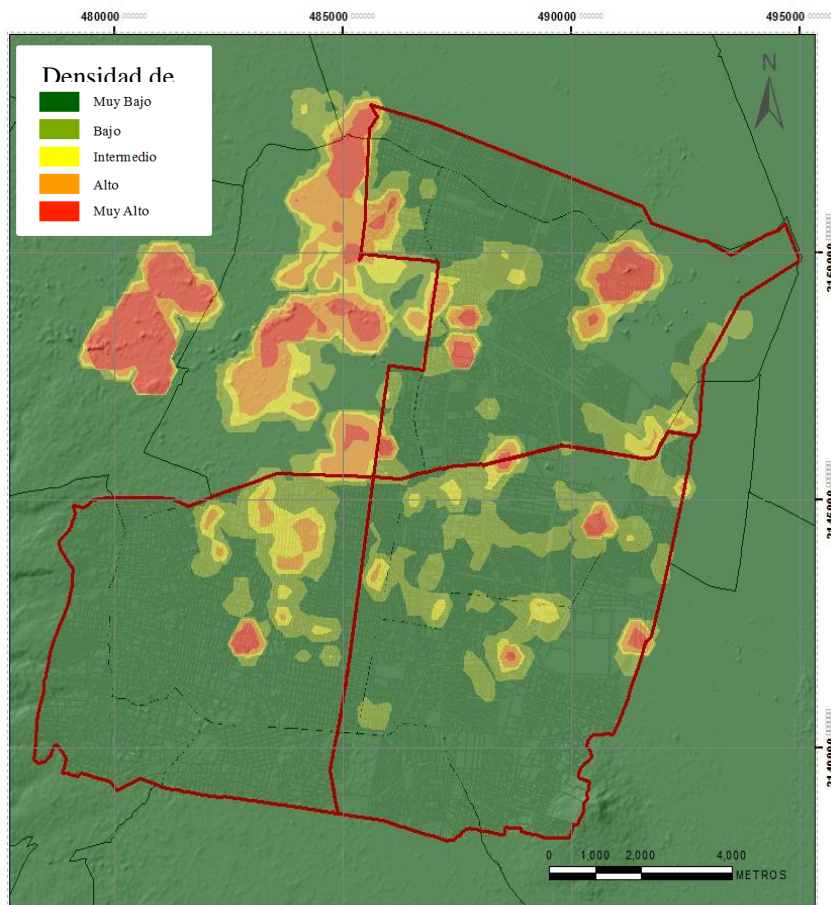


Figura 47. Mapa de densidad de grietas.

La generación del mapa de construcciones dañadas por los sismos que tuvieron lugar el 19 de septiembre del año de 1985 (Figura. 47) y 2017 (Figura. 48) fueron realizados con los mapas previamente adquiridos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), los cuales fueron procesados y complementados con trabajo de campo para el caso del sismo del 2017, generando un cumulo de puntos que muestra las zonas de mayor afectación de construcciones tras el evento sísmico.

Posteriormente se hizo un análisis geoestadístico de la densidad de puntos por unidad de área a partir de un método de interpolación (Kernel), para localizar las zonas en donde se concentró la mayor afectación a edificaciones.

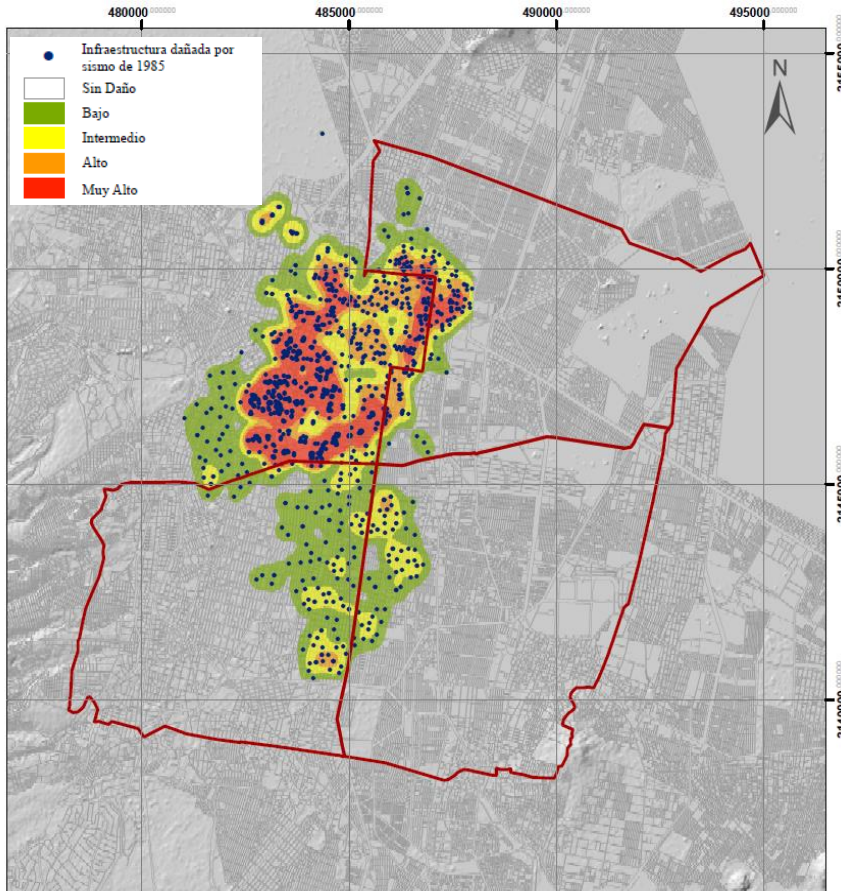


Figura 48. Infraestructura dañada por los sismos del 19 de septiembre de 1985.

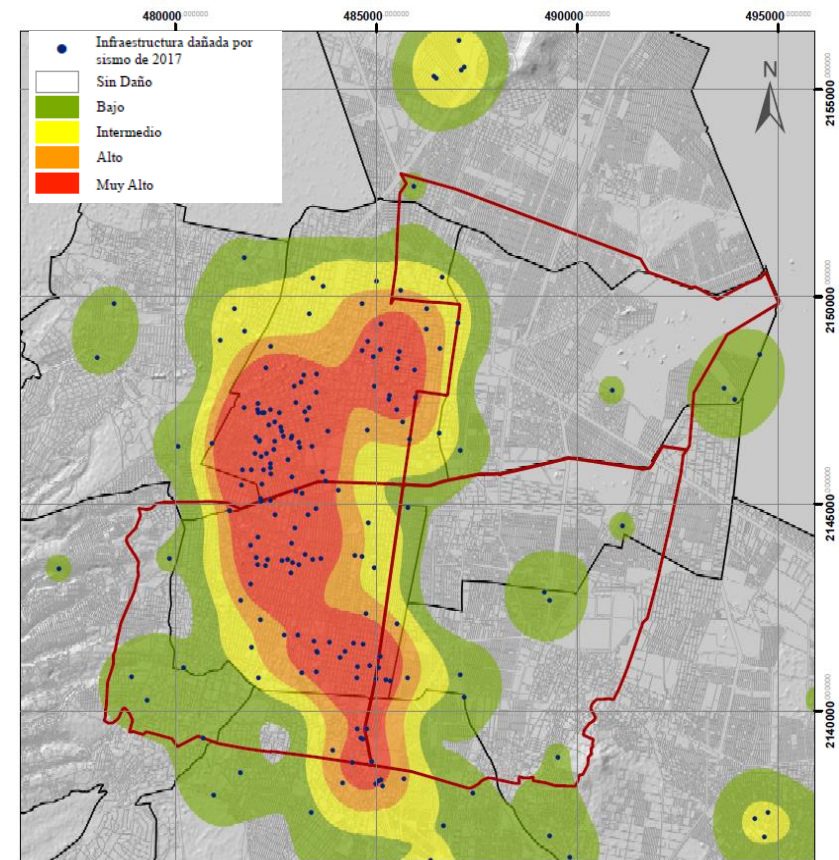


Figura 49. Infraestructura dañada por los sismos del 19 de septiembre del 2017.

El mapa de riesgo se generó a partir del análisis multicriterio, con la integración de diversos factores, de acuerdo con la opinión de un especialista del IPN Unidad Ticomán, en un marco de análisis.

Cada uno de estos factores fueron tomados en cuenta con base a decisiones finitas denominadas problemas de Decisión Multicriterio Discreta, que involucra la discriminación de posibles alternativas, el perfeccionamiento de diversas funciones, un agente decisor y operaciones de estimaciones racionales y consistentes.

A partir del análisis de los factores involucrados para un estudio de riesgo en la Ciudad de México, se otorgó a cada uno de estos un valor de ponderación, el cual indica la importancia que presenta frente a los demás factores que intervienen.

Posteriormente se realizaron las capas temáticas de dichos factores (epicentros someros, densidad de grietas y construcciones dañadas por los sismos de 1985 y 2017) reclasificando cada capa y asignándoles los valores resultantes de la ponderación.

Lo anterior, con la intención de realizar algebra de mapas, que calcula pixel a pixel los valores otorgados a cada rasgo cualitativo, generando un raster de salida que refleja las regiones susceptibles a dichos fenómenos y su grado de influencia en las zonas urbanas.

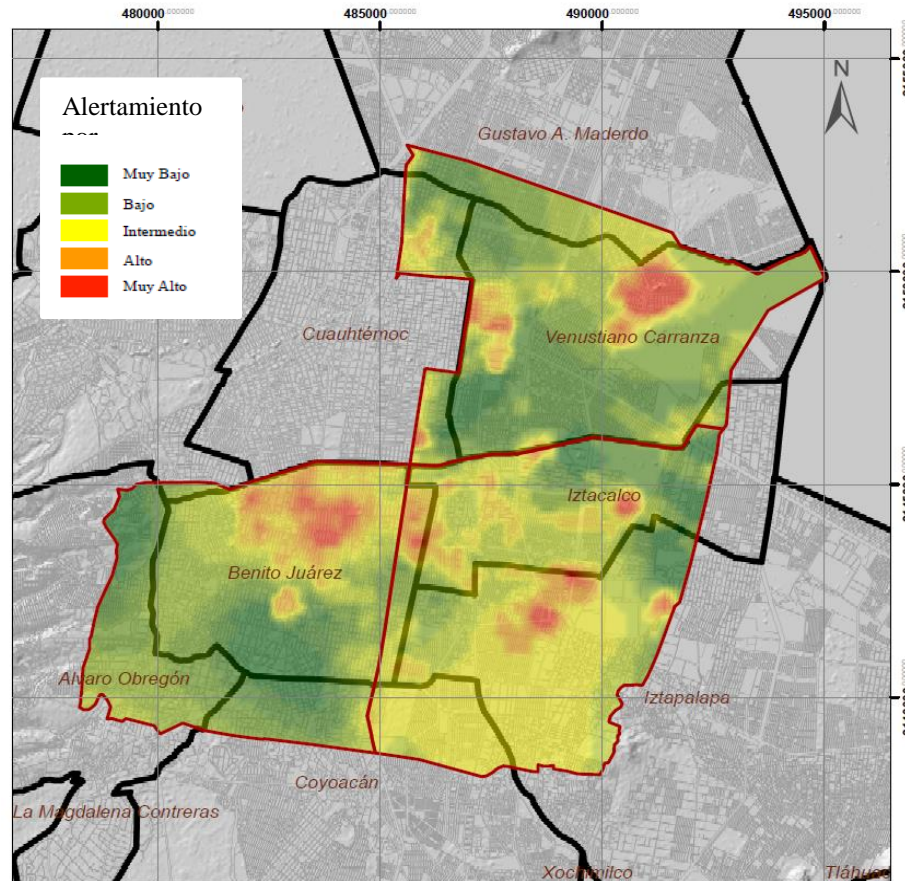
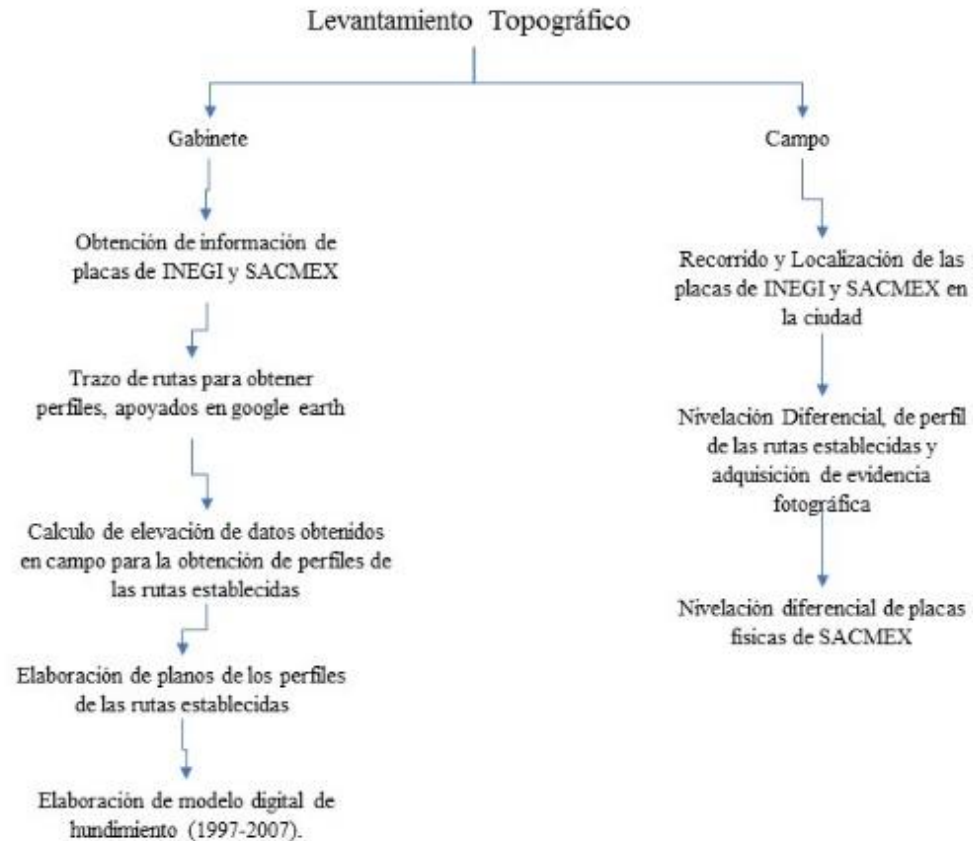


Figura 50. Mapa de alertamiento por riesgo de grietas.

#### 4.4 Topografía.



#### 4.4.1 Método de Nivelación Diferencial

Su objetivo es establecer la diferencia de altura que existe entre dos puntos que generalmente son Bancos de Nivel o Puntos de Referencia.

Se realizan nivelaciones de precisión para determinar su altura con respecto a una superficie de referencia (Dátum Vertical).

El Nivel Medio del Mar (NMM) es la superficie de referencia que se adopta como dátum, la altura de cada banco de nivel se define como la distancia vertical entre ésta y la superficie de referencia.

El banco de nivel se determina con respecto a otros puntos conocidos, o se le asigna una elevación cualquiera según sea el caso, determinado para establecer el control vertical de un trabajo.

Los bancos de nivel son construidos de concreto, siendo pequeñas mojoneras, así como una varilla o una saliente que defina el punto y también pueden utilizarse placas de aluminio o de algún otro material que permita que cuando se use un estadal para tomar lecturas, que esta se apoye en un punto único

definido y no en una superficie que pueda tener irregularidades que hagan variar la altura.

Operación Básica: Llamaremos así a la medición simple y directa del desnivel entre dos puntos.

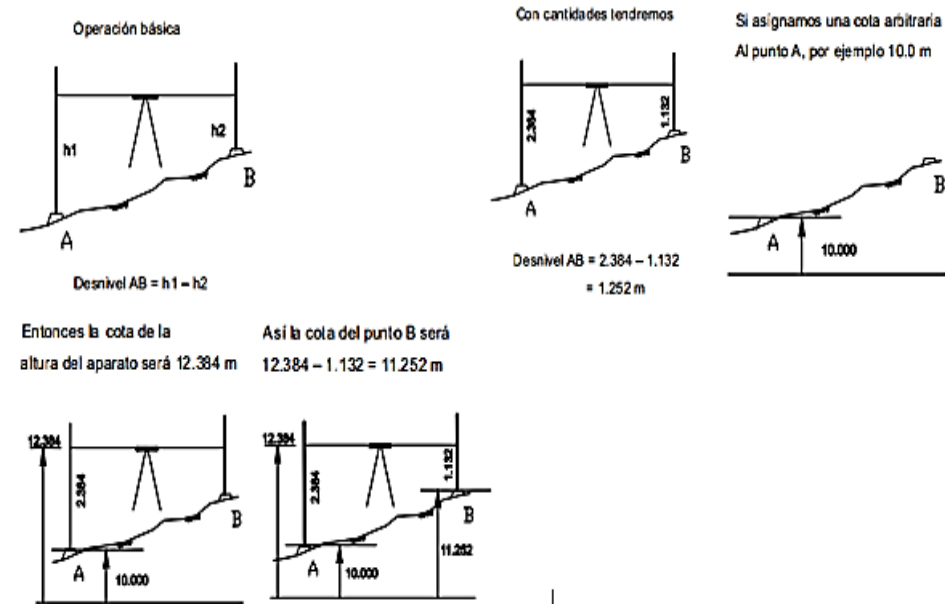


Figura 51. Operación básica de topografía.

Este método, se tiene que repetir tantas veces como sea necesario hasta abarcar la longitud deseada. Tal es el caso cuando dos bancos de nivel están alejados y el desnivel no se puede obtener con una sola puesta de aparato. Entonces se ocupan Punto de Liga (PL) una vez que se ha calculado la elevación de B, en caso de ser mayor la longitud se calcula la elevación de C y a partir de ésta se calcula la elevación de D y así sucesivamente hasta llegar al punto final Fi.

Tabla 2. Cálculo de cotas.

P.O.	+	∩	-	Cota
BNA	1.432			
0+000			1.92	
0+020			2.25	
0+040			2.41	
0+060			2.57	
PL1	1.942		2.693	
0+080			1.90	
0+100			2.24	
0+120			2.15	
0+140			2.40	
0+160			2.45	
PL2	1.682		2.548	
0+180			1.63	
0+200			1.78	
0+220			1.66	
0+240			2.14	
0+251.24			2.22	
BNB			1.163	

P.O.	+	∩	-	Cota
BNA	1.432	21.432		20.000
0+000			1.92	19.512
0+020			2.25	19.182
0+040			2.41	19.022
0+060			2.57	18.862
PL1	1.942	20.681	2.693	18.739
0+080			1.90	18.781
0+100			2.24	18.441
0+120			2.15	18.531
0+140			2.40	18.281
0+160			2.45	18.231
PL2	1.682	19.815	2.548	18.133
0+180			1.63	18.185
0+200			1.78	18.035
0+220			1.66	18.155
0+240			2.14	17.675
0+251.24			2.22	17.595
BNB			1.163	18.652

Registro de campo

PO	+	∩	-	Cota
A	2.384			
B			1.132	

Cálculo de cotas

PO	+	∩	-	Cota
A	2.384	12.384		10.000
B			1.132	11.252

Como el desnivel entre los puntos es la diferencia de sus cotas

$$\text{Desnivel AB} = 11.352 - 10.000 = 1.252 \text{ m}$$

Figura 52. Cálculo de los desniveles.

#### 4.4.2 Método de Nivelación de Perfil

La nivelación de perfil consiste en obtener datos en el campo mediante los cuales podamos construir la gráfica del perfil del terreno a lo largo de una trayectoria previamente establecida. Generalmente se procede a ubicar un conjunto de puntos sobre el trazo establecido a distancias fijas. Es decir, la equidistancia entre punto y punto puede ser 5, 10, 20, 25 o 50m.

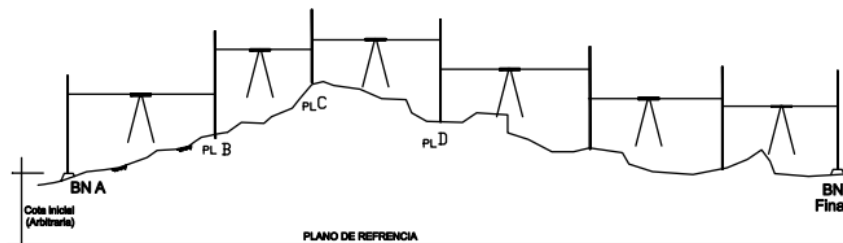


Figura 53. Ejemplificación del método de nivelación.

La nivelación de perfil se apoya en una nivelación diferencial, cuyos bancos de nivel y puntos de liga siempre es conveniente se localicen fuera de la trayectoria del perfil.

Se puede observar que si asignamos el BN-A una elevación de 20.000m entonces la elevación de la altura del aparato que es el plano de referencia horizontal, será 21.432. De este valor habrá que restarle las medidas que hayamos hecho en los puntos 0, 20, 40, 60 y PL1 para obtener sus cotas respectivas que serán, 19.512, 19.182, 19.022, 18.862, y finalmente 18.739, para el PL1.

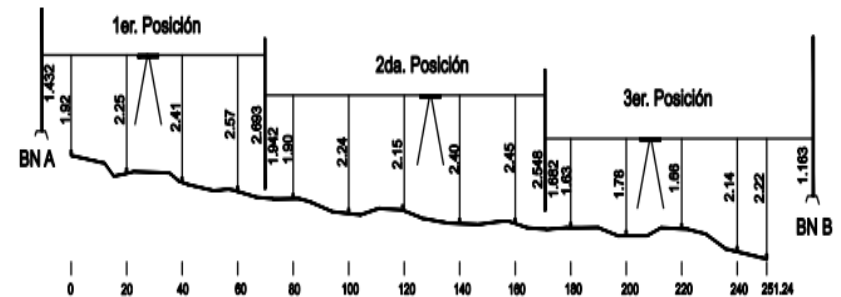


Figura 54. Ejemplo de diagrama BN-A BN-B.

En la segunda posición nuestro dato de partida será la cota del PL1, (18.739), por lo que sumados los 1.942 que observamos nos dará una elevación de altura de aparato de 20.681, de la que tenemos que restar las medidas que hayamos hecho a los puntos



80, 100, 120, 140, 160 y PL2, dando por resultado para cada uno, 18.781, 18.441, 18.531, 18.281, 18.231, y finalmente 18.133, para el PL2.

Ahora en la tercera posición nuestro punto de partida será la cota del PL2, y así sucesivamente hasta llegar al último punto del trazo (que siempre será una cantidad fraccionaria) y cerrar en el banco de nivel final.

#### 6.4.3 Comprobación de la nivelación.

En las nivelaciones como en cualquier tipo de trabajo topográfico es necesario que los resultados tengan una debida comprobación. Con el objetivo de detectar cualquier equivocación cometida y de poder controlar los errores propios del proceso natural del trabajo.

Para comprobar el resultado de una nivelación diferencial, solo se puede hacer con otra nivelación, por lo que se acostumbra a hacer de "ida y vuelta". Y como habrá una diferencia entre las dos, ésta deberá quedar debajo de la tolerancia.

$$T = 1.2cm\sqrt{K}$$

Donde:

T= tolerancia

K= número total de kilómetros recorridos ida y vuelta.

La diferencia se distribuye proporcionalmente en los puntos de liga en función de las distancias que haya entre ellos.

Hay dos tipos de nivelación que se realizan para cerciorarse que no exista un error en las lecturas del estadal en cada una de las posiciones del aparato.

#### 4.4.4. Doble puesta de estadal.

Consiste, en realizar la lectura de dos Puntos de Liga hacia atrás y dos Puntos de Liga hacia adelante, cada vez que se coloca el aparato.

#### 4.4.5 Doble puesta de aparato

El aparato se mueve de lugar, a fin de realizar dos lecturas sobre los estadales colocados en los Puntos de Liga, de atrás y de adelante, en este procedimiento las nivelaciones que se llevan quedan totalmente independientes, y se van comprobando las diferencias de lecturas entre Puntos de Liga consecutivos. También se puede trabajar con triple

altura de aparato como se representa con línea segmentada en el diagrama cuando la diferencia entre las dos primeras es superior a 2mm.



Figura 55. Nivelación por el método de doble puesta de aparato.

El método empleado para la ejecución de este proyecto fue "doble puesta de aparato", partiendo del banco de nivel de Atzacocalco.



Figura 56. Banco de nivel Atzacocalco.

Ubicado en calle Cabo Finisterre casi esq. Av. General Martin Carrera, colonia Gabriel Hernández, en la alcaldía Gustavo A. Madero. Ciudad de México. Con elevación 2, 245,008.000 msnm.

La clasificación de los bancos de nivel de acuerdo a su calidad se hace considerando tres órdenes de exactitud. La calidad de la nivelación se juzga por los errores de cierre de línea o de circuito o por la diferencia máxima permisible entre las corridas hacia delante y hacia atrás de un tramo de una línea nivelada. (Ver Tabla 3)

Tabla 3. Las nivelaciones de primer y segundo orden son de índole geodésica. En cambio, la nivelación de tercer orden se asocia más comúnmente con trabajos de ingeniería Topográfica.

Orden	Clase	Error de cierre máximo permisible
Primero	I	4 mm $\sqrt{K}$
	II	5 mm $\sqrt{K}$
Segundo	I	6 mm $\sqrt{K}$
	II	8 mm $\sqrt{K}$
Tercero		12 mm $\sqrt{K}$

#### 4.4.6 Levantamiento topográfico

A partir de los datos geológicos y el análisis de estos, se realizaron tres perfiles de topografía para su levantamiento.

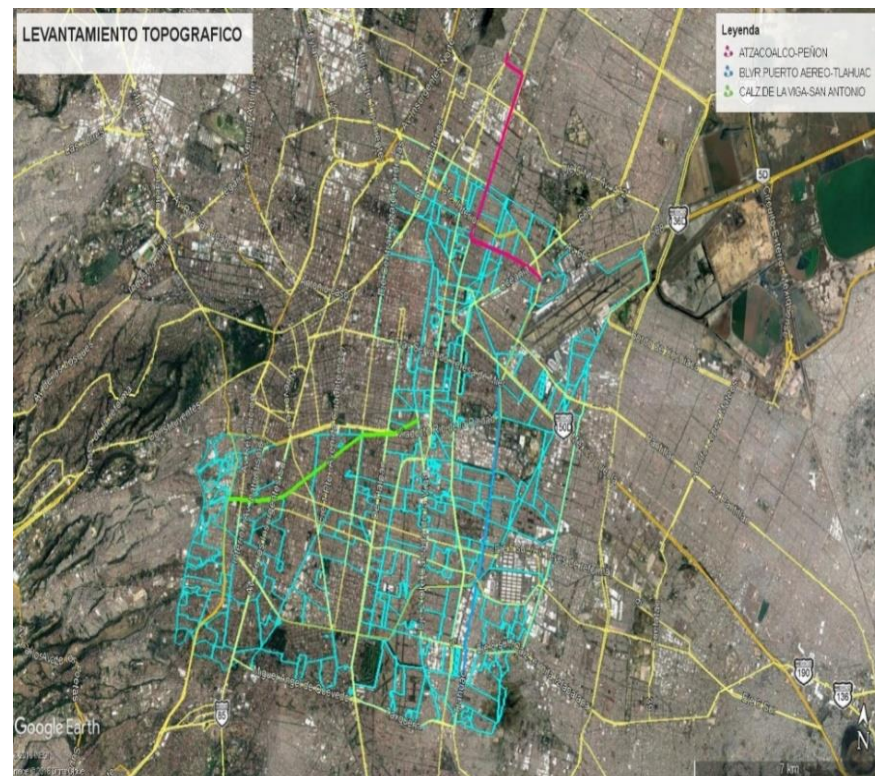


Figura 57. Perfiles de topografía.

Con los datos y perfiles trazados se procedió a recabar información de los bancos de nivel del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) y del Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACMEX) para realizar el levantamiento topográfico de las secciones.

Con los datos adquiridos en campo se procedió a la captura de información (ver anexos K, L, M N, O y P)

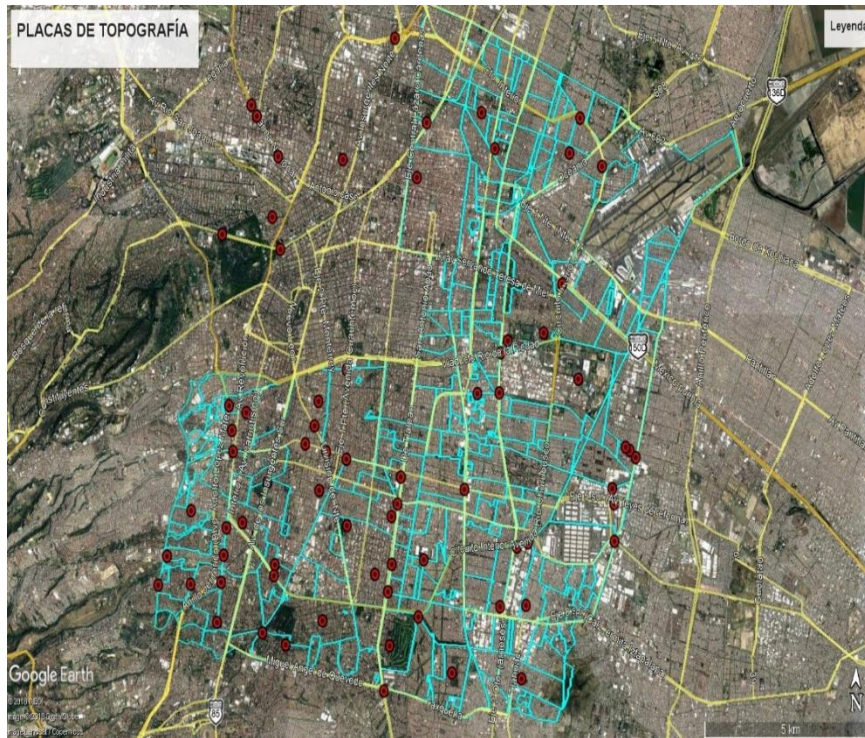


Figura 58. Placas de nivelación.

Con los datos procesados se comenzó a realizar el modelado de los perfiles en un software especializado, donde se obtuvieron los siguientes perfiles.

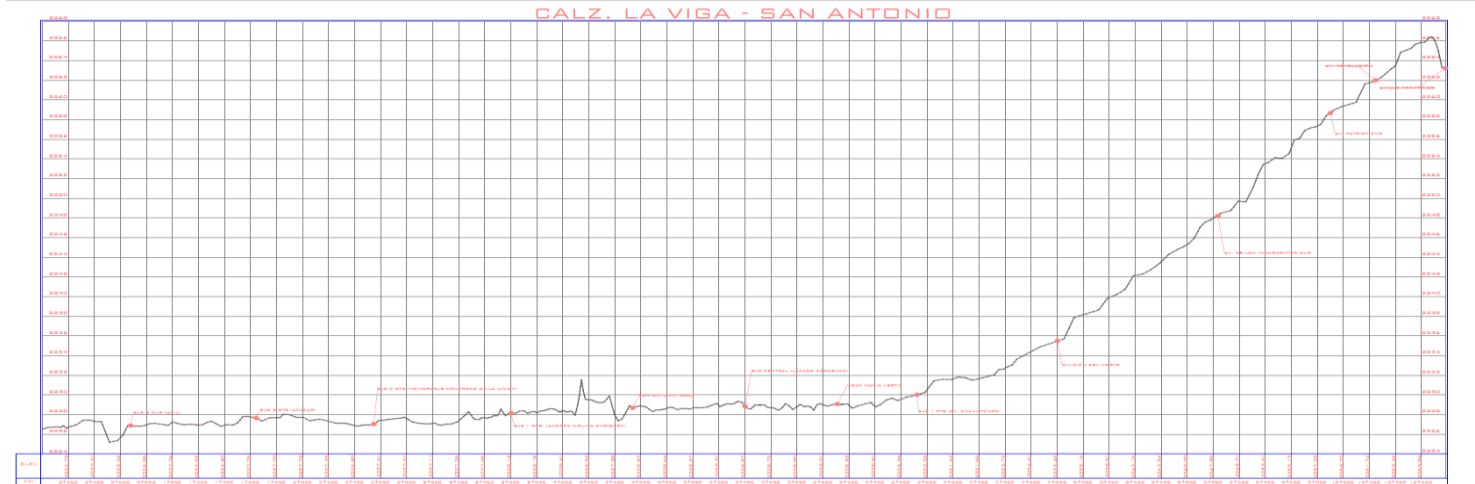


Figura 60. Perfil Calzada de la Viga - San Antonio.

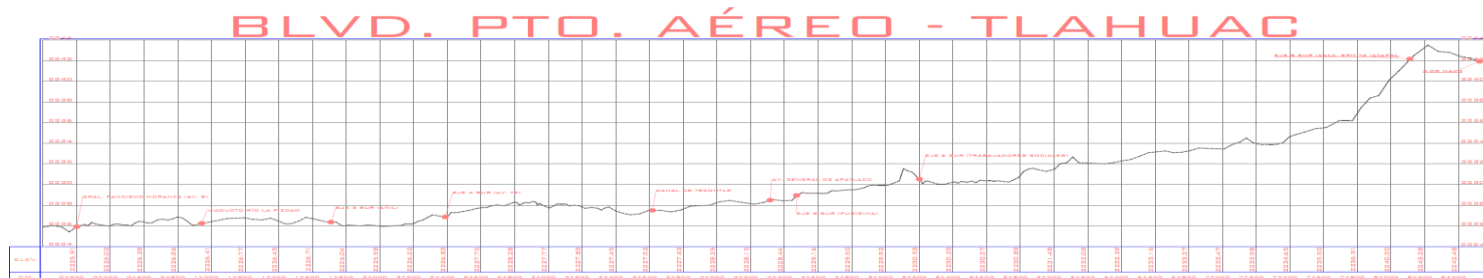


Figura 59. Boulevard Puerto Aéreo - Tláhuac

Con los datos de los bancos de nivel y de algunos pozos de SACMEX y CNA se hizo una diferenciación de nivelación, adquiriendo un modelo preliminar de subsidencia para la zona, dicho modelo se complementó con un análisis de diferenciación de modelos de terreno para diferentes fechas. Estos modelos preliminares se conjuntaron para la generación de un modelo de subsidencia, el cual marca en tonalidades rojas las zonas con mayor subsidencia.

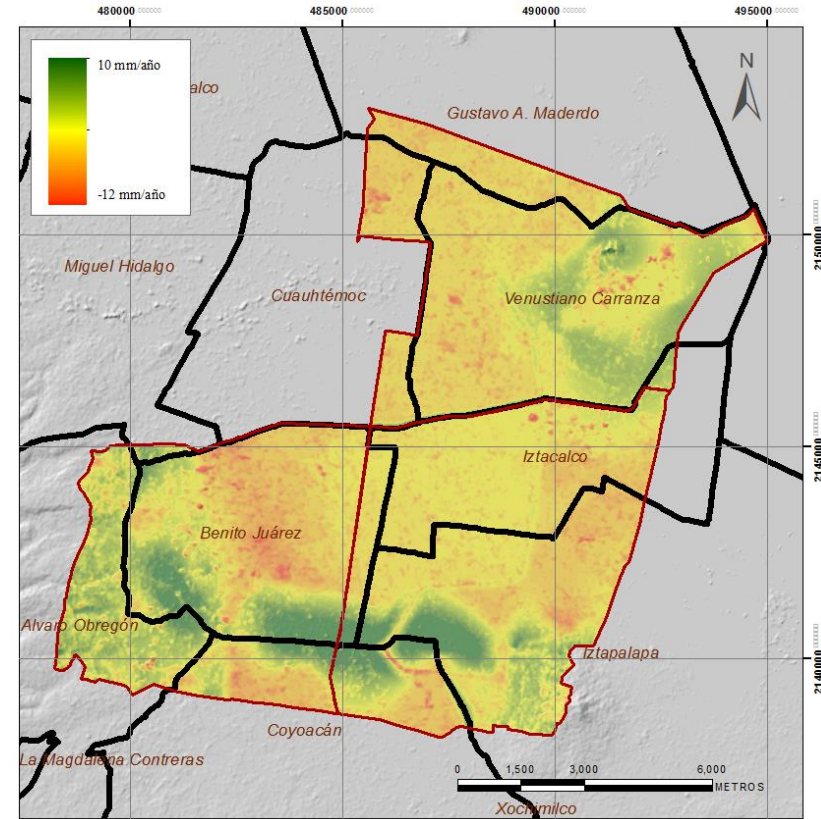


Figura 61. Modelo de subsidencia de la Ciudad de México.

## 4.5 Levantamiento Geofísico

### 4.5.1 Geoeléctrica

#### a) Fundamentos Teóricos

Todas las técnicas geofísicas intentan distinguir o reconocer las formaciones geológicas que se encuentran en profundidad mediante un parámetro físico, en prospección eléctrica por la resistividad.

Existen diversas técnicas geofísicas eléctricas o electromagnéticas que miden la resistividad de los materiales, o en algún caso su inverso, la Conductividad. Los Sondeos Eléctricos Verticales se siguen utilizando por su sencillez y la relativa economía del equipo necesario. El objetivo en nuestro caso será delimitar varias capas en el subsuelo, obteniendo sus espesores y resistividades e identificar la litología de acuerdo a su valor de resistividad.

#### b) Fundamentos de Electricidad

Una carga eléctrica (positiva o negativa), genera a su alrededor un campo eléctrico que atrae a otras cargas de signo contrario y repele a las cargas de su mismo signo. La fuerza con que el campo repele o

atrae una carga unitaria se denomina Intensidad de Campo.

Si existen varias cargas eléctricas, la fuerza con que una carga "q" es atraída o repelida se obtendrá sumando los vectores debidos a cada uno de los campos existentes. La unidad de carga eléctrica es el Coulomb.

El Potencial eléctrico es el trabajo que realiza el campo para repeler una carga de 1 Coulomb hasta el infinito.

La Diferencia de potencial es el trabajo que hay que realizar para mover una carga de 1 culombio de un punto a otro contra las fuerzas del campo (o el trabajo que hace el campo para mover una carga de un punto a otro)

Voltio. Entre dos puntos de un campo eléctrico hay una diferencia de potencial de 1 voltio cuando hay que efectuar un trabajo de 1 Joule para mover 1 culombio de un punto a otro (o el trabajo que efectúa el campo para mover dicha carga).

Las superficies equipotenciales son lugares geométricos de los puntos que tienen el mismo potencial. Aunque se trata de superficies tridimensionales, cuando hacemos una presentación en un papel (simplificamos la realidad tridimensional a las dos dimensiones del dibujo), traza de la superficie equipotencial sobre el papel es lo que llamamos línea equipotencial.

**Flujo eléctrico:** Intensidad Si existen cargas eléctricas libres en un campo eléctrico, se moverán empujadas por las fuerzas del campo. La medida de este flujo de cargas eléctricas es la intensidad.

**Amper.** Se dice que por una sección está circulando una intensidad de un amperio cuando está pasando un culombio por segundo.

**Resistencia eléctrica. Resistividad. Ley de Ohm**  
Experimentalmente se demuestra que la intensidad de corriente que atraviesa un cuerpo por unidad de sección es linealmente proporcional al gradiente del potencial  $(\Delta V / \Delta l)$  <sup>1</sup> Por tanto, para sección cualquiera será:

$$\text{Intensidad} = C \cdot \text{Sección} \cdot \Delta V / \Delta l \quad (1)$$

Donde la constante de proporcionalidad C, es la conductividad del material.

Por otra parte, la resistencia (R) que opone un cuerpo al paso de la corriente eléctrica es directamente proporcional a la longitud e inversamente proporcional a la sección. La constante de proporcionalidad lineal  $\rho$  (ro) es la resistividad un parámetro característico de cada material.

$$R = \rho \text{ longitud} / \text{sección} = (2)$$

Como la Conductividad (C) es el inverso de la resistividad ( $\rho$ ):

$$R = 1 / C \cdot \Delta l / \text{Sección} = (3)$$

Sustituyendo la parte derecha de (3) en (1), obtenemos:

$$\text{Intensidad} = \Delta V / R = (4)$$

Ohm ( $\Omega$ ). Un cuerpo ofrece una resistencia de 1 ohmio cuando sometido a una diferencia de potencial de 1 voltio circula a través de él una intensidad de corriente de 1 amperio.

c) Resistividad de los materiales naturales



Los valores de la resistividad en una roca están determinados más que por su composición mineralógica, por el agua que contienen fundamentalmente por la porosidad y por la salinidad del agua (más salinidad implica mayor conductividad).

En general, en el campo encontramos valores de este orden:

- Rocas ígneas y metamórficas inalteradas: 1000  $\Omega\text{m}$
- Rocas ígneas y metamórficas alteradas, o fuertemente fracturadas: 100 a 1000  $\Omega\text{m}$
- Calizas y areniscas: 100 a más de 1000  $\Omega\text{m}$
- Arcillas: 1 a 10  $\Omega\text{m}$
- Limos: 10 a 100  $\Omega\text{m}$
- Arenas: 100 a 1000  $\Omega\text{m}$
- Gravas: 200 a más de 1000  $\Omega\text{m}$

En materiales detríticos la resistividad aumenta con el tamaño de grano.

#### d) Métodos de Corriente Continua

Los métodos eléctricos de corriente continua se dividen en dos: los que usan como fuente las corrientes naturales que circulan en la corteza terrestre y los que requieren fuentes artificiales de corrientes introducidas al subsuelo. Del primer tipo sólo existe el método de potencial espontáneo.

Los métodos eléctricos de corriente continua con fuente artificial son los sondeos que miden la variación vertical y las calicatas que cuantifican variaciones horizontales, estos se enfocan a la detección de dos propiedades de los materiales del subsuelo; la resistividad eléctrica (sondeos y calicatas eléctricas) y la cargabilidad (capacidad que tienen los materiales para retener carga eléctrica durante un periodo de suministro de corriente para posteriormente deshacerse).

#### e) Sondeo Eléctrico Vertical y Polarización Inducida

Los sondeos eléctricos verticales (SEV) y los sondeos de polarización inducida (PI) se realizan en campo mediante cuatro electrodos, separados a una cierta distancia, dos electrodos midiendo variaciones de

potencial eléctrico originados en el terreno por corriente inyectada a través de los otros dos electrodos. Entre más distancias exista entre éstos, mayor será la profundidad de exploración en el terreno. El sondeo eléctrico vertical es el método eléctrico más común.

#### f) Calicatas y Métodos de corriente continúa

El segundo tipo se conoce como calicatas, aunque esencialmente es el mismo tipo de medición la forma en la que se realiza el trabajo permite conocer principalmente la distribución espacial, de las variaciones de la resistividad eléctrica (CE) o de la polarización inducida (PI) a lo largo de la línea que está levantando, manteniendo casi constante la profundidad de investigación.

Las calicatas consisten principalmente en mantener fijas las distancias entre los electrodos de corrientes y de potencial de tal forma que en el principio se mantiene la profundidad de investigación, después el arreglo de electrodos se mueve para hacer la medición en el próximo sitio (que normalmente está sobre una línea fijada previamente); se repite el

proceso en los puntos subsiguientes hasta completar el perfil que se desea investigar.

#### g) Métodos de Corriente Continua

Cuando se emplean métodos geoelectricos propiedad que está midiendo de los materiales del subsuelo es la resistividad eléctrica y que esta puede ser evaluada de formas diferentes, todas ellas emanadas de los principios básicos de la teoría electromagnética y las ecuaciones de Maxwell., utilizando las propiedades de los campos electromagnéticos generados al utilizar la corriente alterna.

#### h) Método Utilizado

Se utilizó el método de prospección geoelectrica en su técnica de dipolo-dipolo. Con la técnica dipolo-dipolo, se pretende definir geoelectricamente la ubicación de anomalías altamente resistivas (cavidades, rellenos, etc.) que pudieran encontrarse en el lugar de estudio.

#### i) Equipo a Utilizar

El equipo empleado fue el SYSCAL R1 PLUS (IRIS) de 200W o 800Vpp de voltaje de salida y el receptor

de 2 canales en una sola unidad, con capacidad de medir resistencias comprendidas entre los  $0.01 \Omega$  y los  $10000 \Omega$ . La resolución es de 1%. Los electrodos que se utilizaron son impolarizables y reducen el efecto electromagnético circundante. La información adquirida se procesó con el software RES2DINV para Win XP en PC de 2 Gb en RAM y disco duro de 120 Mb.

j) Obtención de datos de campo.

Se realizaron 17 (diecisiete) líneas de prospección eléctrica de longitud variable de acuerdo con el espacio disponible en las zonas de interés señaladas por el estudio geológico previo; las características de las líneas (longitud, orientación y profundidad) se definieron con base en lo siguiente (Tabla 10):

- Se definió el arreglo geométrico para determinar la profundidad media de investigación, esto suele realizarse en base a la Función de sensibilidad de Frechet (valora el grado en el cual un cambio de resistividad del terreno del subsuelo provoca una variación en el potencial medido en los electrodos del dispositivo geoelectrico).

- Obtenida la profundidad del estudio en términos de cada nivel (n) se realizó un esquema de pseudosecciones o pseudoperfiles, en él, se grafican los puntos con coordenadas (x, y), donde "x" es la distancia del estudio, "y" son los niveles en la medición (n), de esta forma se obtiene el orden del recorrido de los electrodos con el fin de tener mayor exactitud en la toma de datos.

- Se procedió a la marcación de las distancias entre electrodos. Se marcaron las distancias entre electrodos, distancias que varían según la línea de estudio en función de las limitaciones del área.

- Los datos arrojados en la medición se recabaron en un formato realizado por el Ing. Geofísico para su uso, el cual contiene la separación de los electrodos de corriente (AB) y potencial (MN), la intensidad de la corriente eléctrica (I), la diferencia de potencial medida ( $\Delta V$ ) y el cálculo de las resistividades aparentes ( $\rho_a$ ).

k) Procesamiento, Inversión e Interpretación

Para el estudio del subsuelo mediante métodos geoelectricos, se recurre habitualmente a representar el terreno mediante modelos

unidimensionales, bidimensionales y tridimensionales. Para el presente estudio se utilizaron los modelos bidimensionales. Estos modelos son los más aplicados en la práctica geoelectrica para el estudio de túneles, cimentaciones, detección de cuevas, determinación de contactos litológicos, etc. Se suelen emplear con dispositivos Dipolo-Dipolo y tienen una obtención de entre 100 y 1000 lecturas lo que aporta una gran cantidad de valiosa información. Una vez obtenidos los valores de resistividad medida de las zonas de estudio, ambos métodos se procesaron en dos etapas.

#### Etapa 1: datos crudos

La determinación de la resistividad del subsuelo requiere medir la respuesta de éste a una perturbación eléctrica conocida que podemos controlar a voluntad. Esto se consigue inyectando corriente al medio y midiendo en forma independiente el campo eléctrico que ella genera a través de diferencias de potencial (voltaje) entre diversos puntos en el subsuelo, llamados puntos de atribución.

Un punto de atribución es la ubicación aproximada en el subsuelo donde se realizó la medida de resistividad. Un perfil de resistividad vs profundidad se construye uniendo distintos puntos de atribución adquiridos en una misma prospección, espaciados regularmente con datos que varían en profundidad. Calculada la resistividad aparente de cada adquisición se grafican en un plano coordenado (x, y, z) donde "X" es la ubicación del punto en superficie, "Y" la profundidad y "Z" la resistividad aparente.

#### Etapa 2: inversión de datos

Como se planteó con anterioridad, el valor de resistividad aparente es un promedio de la resistividad en entorno al punto de atribución, por lo que difiere mucho de la distribución real de resistividad en el medio. Un error que se comete comúnmente es considerar el valor de resistividad del punto de atribución como el valor real del subsuelo, ya que solo es una convención gráfica de los datos obtenidos en campo.

### l) Filtros utilizados.

Filtro pasa altas. Atenúa las componentes de baja frecuencia, pero no las de alta, las cuales incluso se pueden amplificar, en este caso se utilizó para atenuar las componentes de la red eléctrica en la zona, así como los ruidos que se encuentren entorno de los 60 hrz.

Filtro pasa bajas. De manera inversa al anterior, solo permite el paso de las frecuencias bajas y elimina los efectos de las altas frecuencias, como señales de radiotransmisores y de telecomunicaciones.

Levantamiento de líneas de Geofísica (GPR-Tomografía Eléctrica)		
Calle	Entre	
Dr. José María Vertiz	Xola	Cumbres de Acultzingo
Dr. José María Vertiz	Torres Adalid	Concepción Beistegui
Av. Universidad	Concepción Beistegui	Eje 5 Sur (A. Eugenia)
Parque de las Arboledas	Matías Romero	Pilares
José Antonio Torres Xocongo	José María Roa Bárcenas	Juan A. Mateos
Javier Sorondo	Luis G. Inclán	Rubén M. Campos
Javier Sorondo	Francisco Fernández Del Castillo	Laura
Eje 2 Ote Calzada de la Viga	Playa encantada	Eje 6 Sur (playa pie de la cuesta)
Eje 4 Sur (av. Te)	Sur 177	Sur 185
Av. Rio Churubusco	Cda. Lenguas indígenas	Av. Canal de Apatlaco
Abarrotes y Víveres	Esq. Frutas y Legumbres	
F. C. Interoceánico	Penitenciaria	Héroes de Nacozari
Deportivo Venustiano Carranza	Sidar y Rovirosa	Cecilio Róbelo
Eje 3 Sur (Av. Morelos)	Fernando Iglesias Calderón	Redames Treviño
Ignacio Zaragoza	Alberto Braniff	
Talleres Gráficos	Esq. Eje 4 Ote. (Av. Rio Churubusco)	
Eje 2 Ote. Honorable Congreso de la Unión	Esq. Emiliano Zapato	

Tabla 4. Levantamiento de líneas de geofísica (GPR-Tomografía Eléctrica).

El ancho de banda y filtros para promediar, fueron empleados para selecciones los datos representativos de nuestro muestreo con la finalidad de suprimir aquellos datos que se dispararan de la realidad física al adquirir los datos.

#### m) Muestreo e interpolación (Kriging)

Es un método estadístico de estimación de puntos que utiliza un modelo de vario-grama para la obtención de datos. Se calculan el peso que se darán a cada punto de referencias usadas en la valoración. Esta técnica de interpolación se basa en la premisa de que la variación espacial continúa con el mismo patrón. Dicho algoritmo se utilizó para el modelado espacial de los datos, ya que como se planteó al inicio la adquisición esta igualmente espaciada a 5 m lográndose determinar espacialmente la información, permitiendo así la construcción de las secciones de resistividad.

#### n) Resultados e interpretación

Se realizaron diecisiete secciones de tomografía eléctrica en lugares designados por los estudios previos de geología, de longitud y profundidad variable según el espacio disponible. Los resultados obtenidos se muestran en las imágenes descritas a continuación; se tratan de graficas bidimensionales que representan la distribución de las propiedades eléctricas del subsuelo (resistividad) en un espectro de colores que según el rango de la anomalía permite interpretar las estructuras presentes.

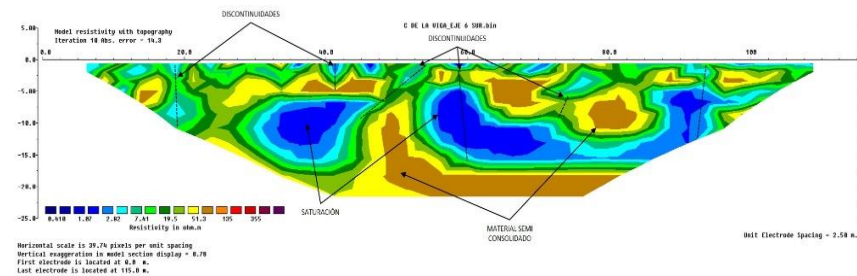


Figura 62. Tomografía Calzada de la Viga y Eje 6.

La figura 62 muestra la distribución de la resistividad del subsuelo en calle de la viga eje 6 sur, se observan anomalías en color pardo-anaranjado correspondientes a un suelo alterado parcialmente saturado, se aprecia de forma somera acumulación de fluido lo cual puede ser debido a la vegetación principalmente árboles, a los 6m de profundidad podemos ver la zona de material semi consolidado también se observan discontinuidades cercanas a la zona más saturada, a profundidad se aprecia un aumento en la saturación del subsuelo hacia el fin de la línea.

En la figura 63 se muestra la tomografía en la calle Sorondo esquina con Laura, las anomalías resistivas tonos pardo y rojo se interpretan como material consolidado, podemos apreciar el dominio de zona mayormente saturada a profundidad a partir de aproximadamente 5m las discontinuidades presentes se encuentran asociadas a las zonas de saturación, el color azul muestra el material saturado.

Sección de 115m de longitud y 22m de profundidad efectiva, muestra la distribución de la resistividad del subsuelo en la calle Sorondo esquina Rubén M. Campos (Figura 64), se observan anomalías en tonos pardos correspondientes a un material alterado semi consolidado, a profundidad se aprecia un aumento en la saturación del subsuelo (tonos azules), se observa saturación superficial de 55-70m debido a la posible acumulación de fluido lo cual puede ser debido a la vegetación abundante en esta zona. Asociada a la saturación, se aprecian discontinuidades superficiales que pudieran afectar la zona.

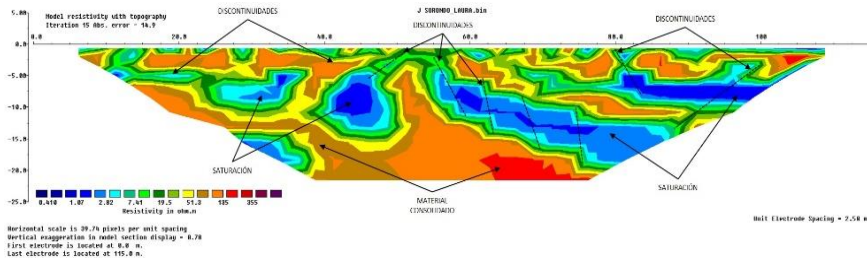


Figura 63. Tomografía eléctrica calle Sorondo-Laura.

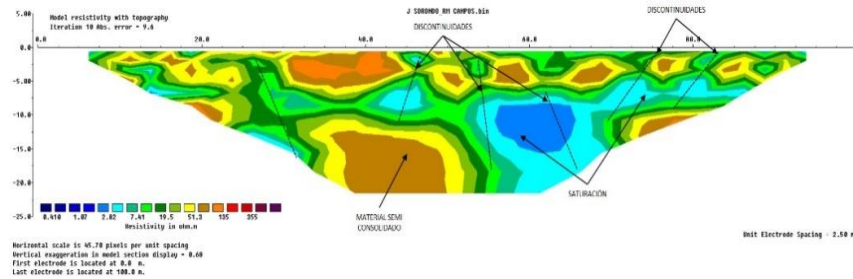


Figura 64. Tomografía eléctrica calle Sorondo-RM Campos.

La figura 65 muestra la distribución de la resistividad en el subsuelo en calle Xocongo, las anomalías resistivas en tonos morado, rojo y pardo se interpretan como suelo consolidado, en color azul se observa el suelo saturado, la mayor zona saturada va de 15-20m, se puede apreciar una disminución de saturación a profundidad, podemos observar algunas discontinuidades asociadas al tipo de suelo, cerca del metro 60 a una profundidad entre 6-14m podemos observar una porción no saturada del material.

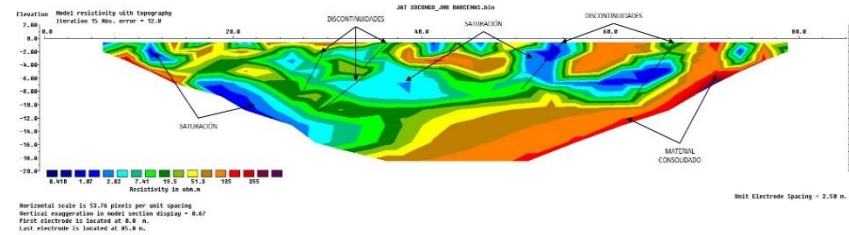


Figura 65. Tomografía eléctrica calle Xocongo-RM Bárcenas.

Se muestra la distribución de la resistividad donde las anomalías de baja resistividad (azul) corresponde a un suelo posiblemente saturado con la presencia de discontinuidades aproximadamente a los 30m, 47m y 75m que son las que permitan la percolación del agua al subsuelo y se confirman en superficie. En la parte inferior se aprecian anomalías amarillas que se asocian a un material semi consolidado que evita que el agua siga migrando a mayor profundidad. (Figura 66).



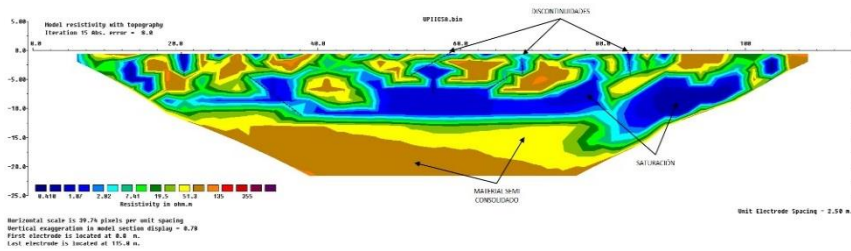


Figura 66. Tomografía eléctrica UPIICSA eje 4 Sur.

Se muestra la distribución de las resistividades del subsuelo. Las anomalías de color azul se asocian a un material saturado. Se observa del lado izquierdo presencia de anomalías verdes y del lado derecho anomalías amarillas las cuales se asocian a un material semi compacto, aunque con discontinuidades debido a la compactación del terreno, y son las anomalías que se proyectan a profundidad. (Figura 67).

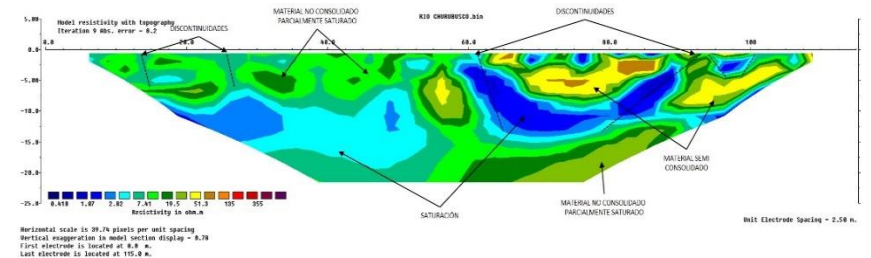


Figura 67. Tomografía eléctrica A. Rio Churubusco.

Se muestra línea de 115m de longitud y 22 m de profundidad efectiva en la que se aprecia la distribución de las resistividades en el subsuelo, se puede observar resistividades verdes en los primeros 5 metros más someros de la sección que se asocian al material de relleno de la sección, mientras que la parte inferior de la sección se asocia al suelo natural saturado. Se observan discontinuidades a los 37m, 56m, 83m y 99m respectivamente a los cuales se les asocia con la percolación de agua que permite una mayor saturación. Así como también una discontinuidad inferida 5m en profundidad que se encuentra en suelo natural. (Figura 68).

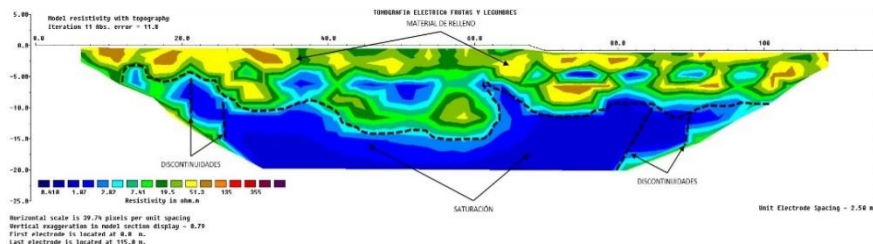


Figura 68. Tomografía eléctrica calle Frutas y Legumbres.

Se muestra la distribución de la resistividad del subsuelo en Av. Universidad y Beistegui, se muestran anomalías en color rojo correspondientes a un suelo consolidado, en color azul se presenta material saturado que abarca zonas cercanas a la superficie y también a profundidad (alrededor de los 8.5 m y en adelante se puede observar que aumenta la saturación). Se pueden observar algunas discontinuidades presentes en el subsuelo. (Figura 69).

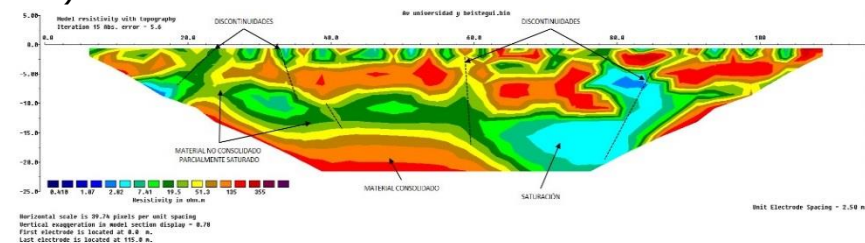


Figura 69. Tomografía eléctrica Av. Universidad.

Se muestra la distribución de la resistividad en el subsuelo en Av. Doctor Vertiz y Beistegui, en color rojo se presentan las anomalías correspondientes a material consolidado. Saturado de forma parcial, indicado en color azul; este material es semi consolidado al que se asocian varias discontinuidades. (Figura 70).

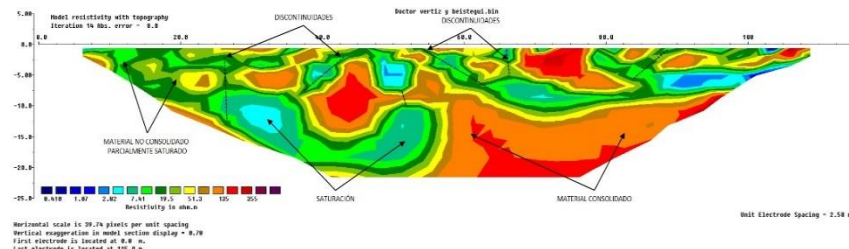


Figura 70. Tomografía eléctrica Av. Dr. Vertiz y Beistegui.

#### 4.5.2 Georadar

##### a) Fundamentos Teóricos

El radar de penetración terrestre, también llamado georadar (GPR), es un método de prospección geofísica, que se basa en la propagación de la onda electromagnética en la banda de microondas (UHF/VHF) del espectro radioeléctrico y por medio

de su inducción al subsuelo, detecta las señales que refleja la estructura física del mismo.

Este tipo de metodología tiene la resolución más alta en la proyección de la imagen del subsuelo respecto a cualquier otro método geofísico, en los primeros estratos logrando precisiones de algunos centímetros bajo condiciones apropiadas.

Los instrumentos se pueden dividir en dos categorías dependiendo de la frecuencia de las antenas de transmisión y recepción. Si la antena emite señales iguales a los 400 MHz o inferiores (hasta 50 MHz) se tendrá un buen nivel de penetración que en ocasiones rebasa los 20 metros, sin embargo, la resolución desciende considerablemente. De la misma forma, si la antena opera con señales mayores a los 400 MHz, llegando hasta 1GHz se tiene muy alta resolución, pero una penetración menor variable desde 3 metros hasta unos centímetros.

El *Ground penetration radar* (GPR) cuenta con un generador de señales, es decir, una antena de transmisión (Tx) y una de recepción (Rx). La antena trasmisora genera un tren de ondas el cual viaja en

el subsuelo y es reflejado a la superficie siendo así detectada por la antena transmisora. El sistema por manufactura es de una sola antena emitiendo una sola frecuencia a la vez, no existen antenas de generación variable de frecuencias.

El tiempo de viaje de la onda radioeléctrica de la antena transmisora a la antena receptora es del orden de unos diez a varios miles de nanosegundos. Las antenas pueden utilizarse de dos maneras. La primera en la forma monoestática, que es cuando una misma antena se utiliza como receptora y transmisora. La segunda opción es la biestática, cuando se utilizan dos antenas, una actuando como receptora y otra como transmisora. Esta modalidad se utiliza de acuerdo con las necesidades que se presenten en campo y las opciones de configuración del equipo. Básicamente el transmisor generará pulsos de onda de radio a una frecuencia determinada y el receptor deberá estar configurado de tal manera que pueda barrer y recibir la señal. Los datos que se obtienen son de tipo puntual y son representados en un radargrama, que son registros de señales continuas.

En los radargramas de tiempo, el interés es mayor en la búsqueda de señales o trazas de amplitudes mayores, ya que estas representan las reflexiones en el terreno ocasionadas por cambios en las interfases del subsuelo.

Las propiedades electromagnéticas de los suelos están íntimamente relacionadas con su composición y contenido de agua. La velocidad de la onda de radio en cualquier medio depende de la velocidad de la luz en el vacío  $c = 0.2998 \text{ m/ns}$ , se sabe que la velocidad de las ondas estará dada por la siguiente ecuación:

$$V_m = \frac{c}{\left\{ \left( \frac{\epsilon_r \mu_r}{2} \right) [(1 + P^2) + 1] \right\}^{1/2}}$$

$V_m$ , es la velocidad del medio

$c$ , es la velocidad de la luz en el vacío

$\epsilon_r$ , es la constante dieléctrica relativa

$\mu_r$ , es la permeabilidad magnética relativa

$P$ , es un factor de pérdida o absorción de energía

$P$  puede ser expresado como:

$$P = \frac{\sigma}{\omega \epsilon}$$

Donde  $\sigma$ , es la conductividad del material si

$$\omega = 2\pi f$$

Donde  $f$ , es la frecuencia.

$\epsilon$  es la permisividad la cual está dada por:

$$\epsilon = \epsilon_r \epsilon_o$$

$\epsilon_o$ , es la permisividad en el vacío,  $8.854 \times 10^{-12} \text{ Fm}$

Cabe mencionar que cuando  $P \approx 0$ , la ecuación se podrá determinar de la siguiente forma, para la velocidad del medio es:

$$V_m = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} = \frac{0.3}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

Algunos materiales son prácticamente transparentes a las ondas de radio como los suelos congelados. Otros materiales como el agua de mar y el agua saturada salobre de la arcilla absorben o reflejan la onda de radio que esto se vuelve una zona opaca.

El estudio del subsuelo consiste en determinar velocidades medias de propagación, junto con los tiempos registrados para cada evento, se localiza la discontinuidad en la que se ha producido la reflexión, determinando tanto su posición horizontal, así como la profundidad a la que se encuentra. La profundidad que se puede alcanzar depende tanto de las condiciones del medio analizado, así como del equipo utilizado. Dentro de este estudio las profundidades máximas alcanzadas fueron de 13.44 metros.

#### b) Equipo

Se empleó una unidad central de georadar comercial de la casa Geophysical Survey System Inc. (GSSI), modelo SIR 3000, montado en un carro transportador. Las antenas que complementan el equipo son de frecuencias de 400MHz y 270MHz. El software que se utilizó para el procesado de la información fue el RADAN 6.5.3.

El procedimiento de registro es la medición continua de líneas a lo largo del transector. El instrumento de registro fue armado, calibrado y se procedió a indicar los puntos de partida fijándolos con pintura y

posicionándolos con GPS, para su integración en un sistema de información geográfica. El equipo fue movilizado a lo largo de la línea planteada, a una velocidad media de 0.25 metros por segundo. El radar de penetración terrestre también llamado georadar (GPR), es un método de prospección geofísica, el cual se basa en la propagación de la onda electromagnética en la banda de microondas (UHF/VHF) del espectro radioeléctrico y por medio de su inducción al subsuelo, detecta las señales que refleja la estructura física del mismo. Esto ocurre de forma cuantitativa y cualitativa al mismo tiempo, debido a los cambios en las características eléctricas y magnéticas del terreno, por lo que, se pueden identificar las discontinuidades de los parámetros de tipo electromagnético, debido a la conductividad y a la permisividad electromagnética. Esta herramienta es de fácil uso en zonas urbanas.

Sección en la cual se observan tres unidades horizontales subparalelas aunque irregulares en espesor con diferencias en el tipo de reflectores. Las discontinuidades presentes se restringen a los dos primeros reflectores que se muestran conformados

por material menos consolidado, a diferencia de la unidad más profunda de composición aparentemente más homogénea. (Figura 71).

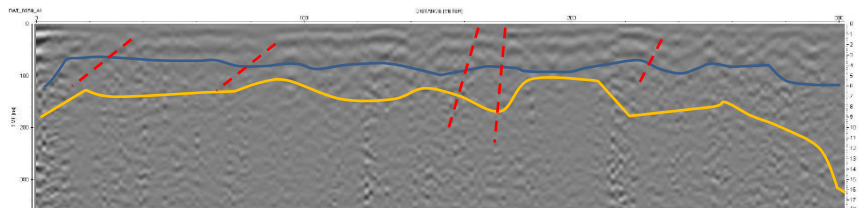


Figura 71. Línea de GPR 59.

En la sección se muestran dos unidades de materiales aparentemente diferentes. En la primera unidad se aprecia reflectores subparalelos continuos interrumpidos por la presencia de discontinuidades incluidas completamente en esta. La unidad inferior se aprecia más heterogénea con múltiples reflectores discontinuos y de menor tamaño. (Figura 72).

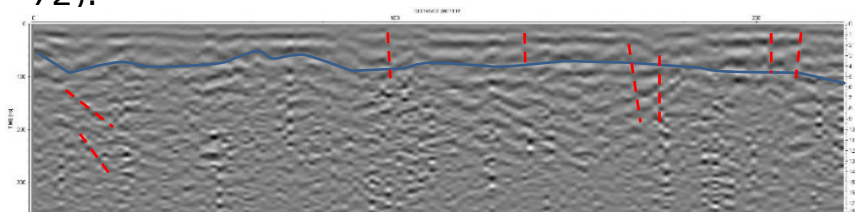


Figura 72. Línea GPR 60.

Se aprecia en esta sección tres unidades subparalelas de distinta composición, en la primera de ellas se observan abundantes hipérbolas discontinuas que se interfieren frecuentemente. La segunda muestra reflectores subparalelos discontinuos, la tercera y la más profunda de las unidades, muestra efectos mínimos de las hipérbolas y reflectores de menor tamaño igualmente discontinuos, lo que hace suponer una unidad de mayor homogeneidad. (Figura 73).

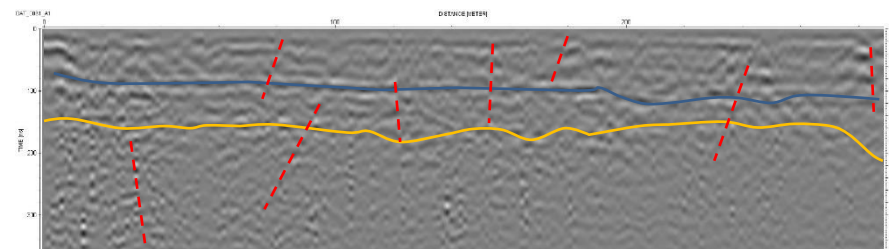


Figura 73. Línea GPR 61.

Sección en la que se muestra un relleno heterogéneo a los 90 segundos en escala horizontal, definido por la presencia de numerosas hipérbolas de difracción y discontinuidades sub verticales. La unidad infrayacente distinta en composición distinta a la superior muestra una depresión en la zona de relleno de la unidad que le sobryace. (Figura 74).

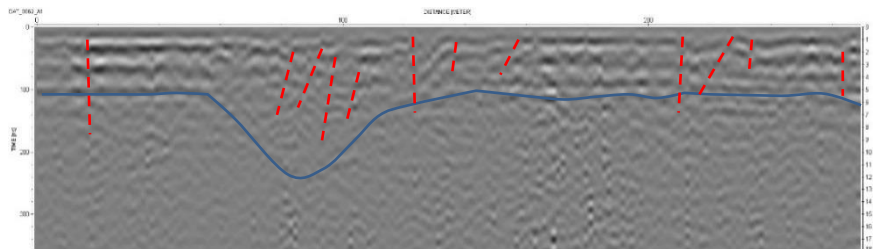


Figura 74. Línea GPR 62.

Sección en la que se observa dos unidades de diferente material, al inicio puede definirse un relleno por la presencia de reflectores de gran amplitud, en la unidad infrayacente se observa un mayor número de discontinuidades principalmente en la zona de relleno con orientación vertical. Es notable la ausencia de reflectores o de altas amplitudes en esta unidad. (Figura 75).

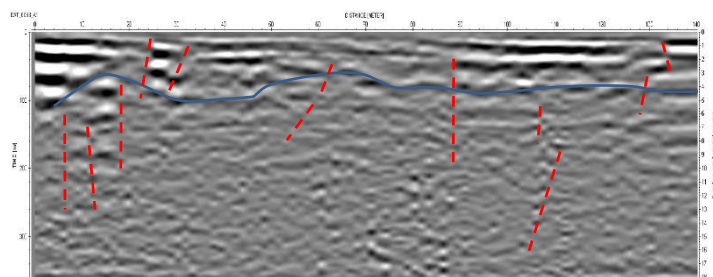


Figura 75. Línea GPR 63.

En la sección se aprecian dos unidades horizontales con aparente diferencia en composición e hipérbolas con diferente tamaño y resolución. En la primera unidad se aprecian múltiples con orientación aleatoria y de mayor amplitud, debido probablemente a saturación de agua. Las discontinuidades observadas (grietas) claramente se restringen a la unidad superior y tienen una orientación sub verticales. La unidad inferior es más homogénea y no muestra discontinuidades. (Figura 76).

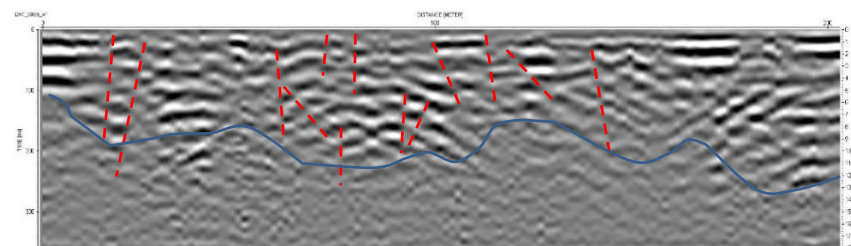


Figura 76. Línea GPR 65.

Se aprecia en esta sección dos unidades paralelas y horizontales con aparente diferencia en composición definidas por la distribución de múltiples, la unidad superior con mayor abundancia de discontinuidades en la que en dos intervalos se muestran rellenos

aparentes, el primero de ellos a 30 segundos en escala horizontal, a partir del inicio de la sección; el segundo a 150 segundos en escala horizontal, debido a la presencia de múltiples registros de infraestructura hidráulica. (Figura 77).

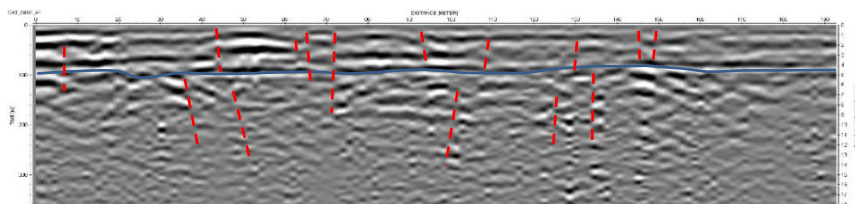


Figura 77. Línea GPR 66.

Se observan dos unidades de composición distinta con distribución de hipérbolas diferentes en tamaño y resolución; la primera con hipérbolas mejor definidas, discontinua, con escasa presencia de grietas inferidas. La segunda que es infrayacente constituida de material aparentemente heterogéneo, exhibe mayor un mayor número de discontinuidades en el contacto con la unidad superior. (Figura 78).

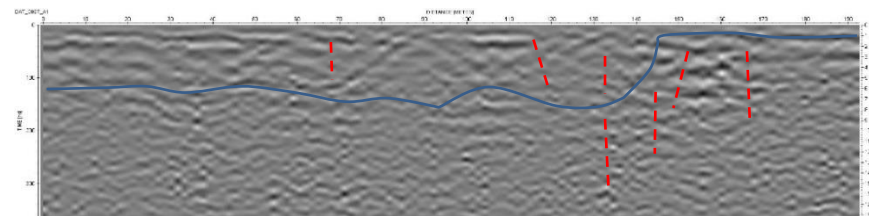


Figura 78. Línea GPR 67.

Sección conformada por dos unidades de materiales distintos, la unidad superior con múltiples hipérbolas bien definidas en su mayoría asociadas a raíces de árboles, en los primeros 40 segundos en escala horizontal, se observa la presencia de hipérbolas múltiples debido a la presencia del apoyo perteneciente a un puente peatonal. La unidad subyacente se observa más compacta sin presencia de hipérbolas por lo que se infiere una naturaleza más homogénea en material. Las discontinuidades presentes se restringen a la unidad superior y son escasas con orientación sub vertical. (Figura 79).

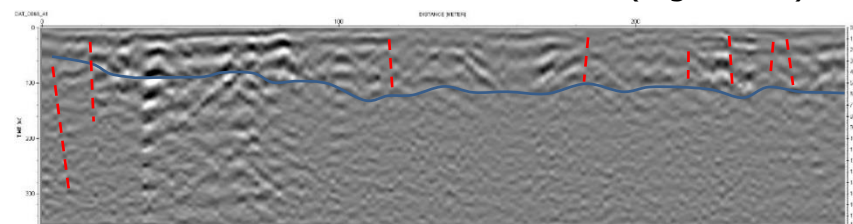


Figura 79. Línea GPR 68.



Sección homogénea en material, conformada por probables rellenos heterogéneos debido a la presencia de múltiples hipérbolas de difracción. Las discontinuidades presentes son mínimas de orientación sub vertical y restringidas a un mismo intervalo de profundidad en la parte superior de la sección. En la parte final existe un aparente relleno con igual composición en el que se concentran el mayor número de discontinuidades. (Figura 80).

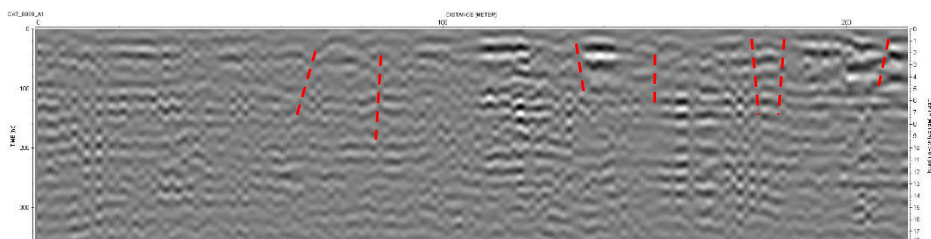


Figura 80. Línea GPR 69.

Sección en la que se observan dos unidades de material, la primera asociada con rellenos sub paralelos y la segunda subyacente, conformada por probables rellenos heterogéneos debido a la presencia de múltiples hipérbolas de difracción. Las discontinuidades presentes son mínimas de sub vertical, su distribución se restringe a la unidad inferior. (Figura 81).

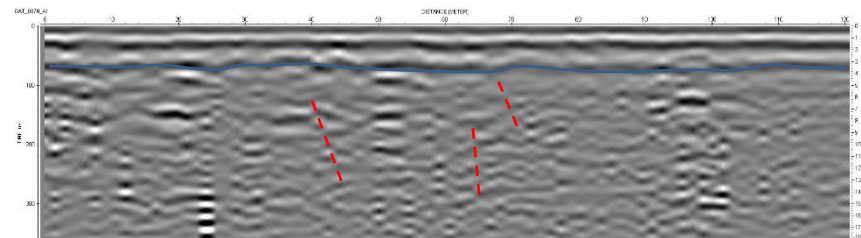


Figura 81. Línea GPR 70.

Sección en la que se observan dos unidades separadas por un contacto horizontal con diferencia marcada en el material del que están constituidas, la segunda se caracteriza por múltiples hipérbolas de difracción de dimensiones variables. Las discontinuidades presentes son sub verticales y se restringen a la unidad superior. (Figura 82).

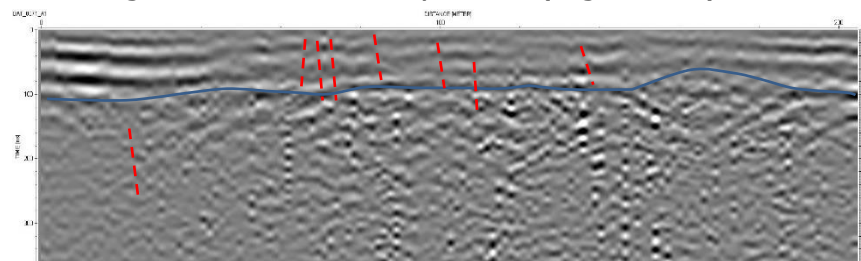


Figura 82. Línea GPR 71.

Sección en la que se observa material asociado con rellenos heterogéneos, definido a partir de las múltiples hipérbolas pequeñas de difracción. Al final

de la sección se observa la respuesta de un paso a desnivel perpendicular a la sección. Las discontinuidades presentes no tienen una orientación preferencial y son escasas, aunque importantes por su extensión aparente, su distribución se restringe a la unidad superior. (Figura 83)

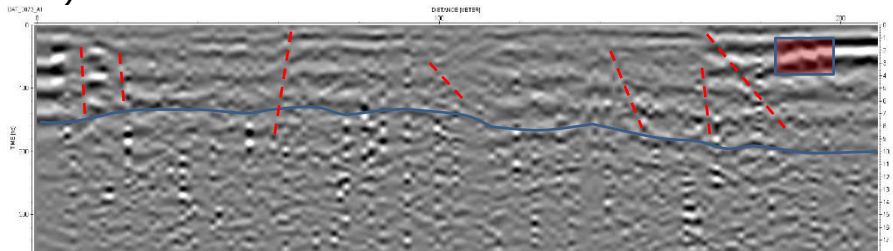


Figura 83. Línea GPR 72.

Sección en la que se observa material poco consolidado asociado con rellenos heterogéneos, hipérbolas de difracción que se asocian a infraestructura y posible estructura de concreto armado (verde) que resguarda infraestructura hidráulica. Discontinuidades escasas sin orientación preferencial. (Figura 84).

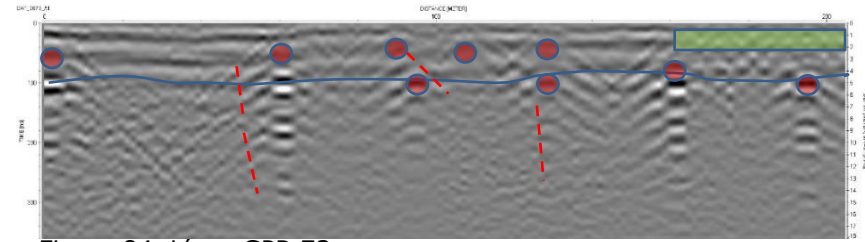


Figura 84. Línea GPR 73.

Sección en la que se observa terreno natural compacto, poco consolidado con hipérbolas de difracción observadas cerca de la superficie que se corresponden con infraestructura hidráulica y posible estructura de concreto armado que resguarda parte de la misma. Discontinuidades concentradas en torno de zona de relleno. (Figura 85).

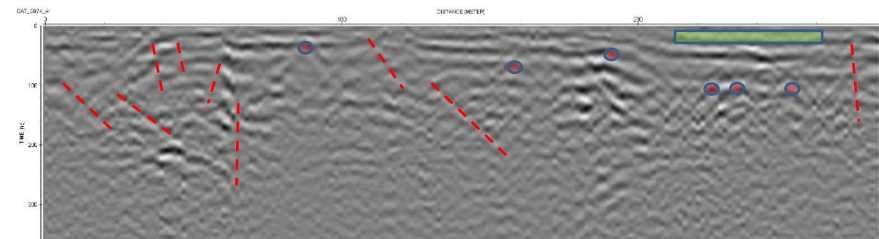


Figura 85. Línea GPR 74.

Sección constituida por material con desarrollo de vegetación mayor en el que las hipérbolas de difracción observadas cerca de la superficie se corresponden con raíces. Pocas discontinuidades en

torno de base de concreto armado (verde). Las hipérbolas mejor definidas corresponden a la base de luminarias en el área estudiada. (Figura 86).

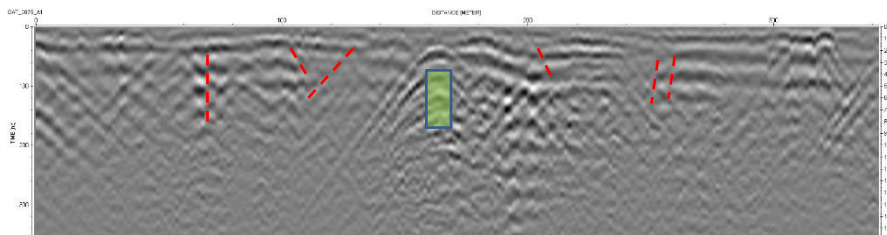


Figura 86. Línea GPR 75.

Sección en la que se observa material de cobertura poco consolidado con desarrollo de vegetación mayor, las hipérbolas de difracción observadas cerca de la superficie se corresponden con raíces. Escasas discontinuidades observadas en la interface de los dos materiales identificados. (Figura 87).

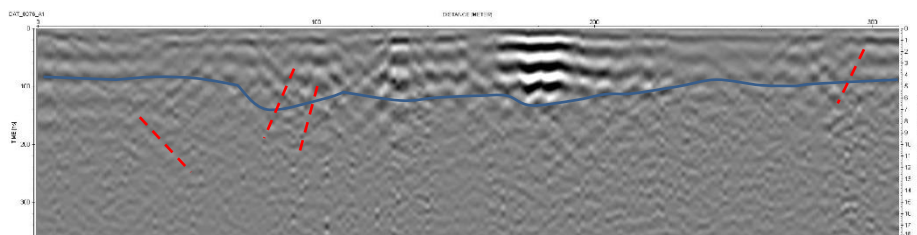


Figura 87. Línea GPR 76.

#### 4.5.3 Sísmica

##### a) Método de Reflexión Sísmica Somera

En tierra, una de las técnicas de geofísica más útiles en la exploración de las estructuras en el subsuelo es el método de reflexión sísmica en donde ondas elásticas generadas por una fuente sísmica son registradas después de que se han reflejado de las estructuras y los estratos en el subsuelo.

El método sísmico consiste en una fuente impacta el suelo en una posición fija (referida aquí como tiro) y genera una energía en ondas mecánicas que se transmiten en las capas de sedimentos subyacentes.

Esta energía es también reflejada de las subsecuentes interfaces profundas entre capas de sedimentos en el subsuelo. En geofísica, una interface es definida como un horizonte en el subsuelo que forma un contraste de impedancia acústica (velocidad sísmica por densidad) entre dos capas. Por general, la interface sísmica se correlaciona con los límites entre distintos estratos geológicos. Después de un tiempo infinitesimal, la energía reflejada regresa a la superficie donde es

registrada usando una cadena de geófonos (receptores) con un espaciamiento uniforme que están interconectados a un sismógrafo digital. Estos geófonos envían señales eléctricas a través del cable que son capturadas en forma de trazas sísmicas por cada tiro. Las trazas son un registro de las señales recibidas en tiempo desde el inicio en que se originó el tiro. La compilación de las trazas obtenidas a lo largo de una línea es referida como sección o perfil sísmico.

El eje horizontal en la sección sísmica representa la distancia y el eje vertical es el tiempo en que la señal tomo en viajar hacia abajo rumbo al horizonte reflejado y de regreso a la cadena de geófonos. Este tiempo es comúnmente referido como el Tiempo Doble de Viaje. Es importante tomar nota que las secciones sísmicas muestran los espesores de las capas en el subsuelo en función del el Tiempo Doble de Viaje y para conocer el verdadero espesor de las capas es requerido determinar el perfil de velocidades sísmicas del subsuelo. Sí estas velocidades son conocidas, entonces se podrá convertir el eje vertical de la sección sísmica que

está en la escala del el Tiempo Doble de Viaje a la escala de profundidades. Como resultado la sección convertida es referida como la sección de profundidades. Durante un estudio sísmico en el campo, estas señales son también amplificadas y graficadas en la pantalla del sismógrafo a su vez que son registradas; este registro es referido como el registro de monitoreo.

Después del estudio en el campo, las trazas de las señales registradas son procesadas en el laboratorio para producir una sección sísmica. Dependiendo de la cantidad y tipo de ruido registrado en las trazas sísmicas, el procesamiento pudiera consumir un gran tiempo, y a su vez tomar más tiempo que el lapso que llevo la adquisición de datos en el campo. La calidad de los datos de reflexión sísmica depende de muchos factores, incluyendo la geometría de las interfaces en el subsuelo que pudieran reflejar la energía, el tipo de sedimentos, el contraste de densidades entre capas, el contenido de agua, la presencia de gas en los sedimentos, las condiciones ambientales y las actividades urbanas. Adicionalmente, las secciones sísmicas pueden ser

afectadas por registros de reflexiones múltiples (ecos repetitivos provenientes del mismo reflector), reflexiones provenientes de superficies laterales al perfil, reflexiones de superficies irregulares, y ondas superficiales del terreno. En un ambiente urbano, las secciones sísmicas pueden ser fuertemente contaminadas por ruido generado de maquinaria y transporte cercano al perfil. Las amplitudes de este ruido pueden encubrir las reflexiones de las interfaces subyacentes, haciendo la interpretación difícil.

La resolución vertical está en función de la frecuencia del pulso originado por la fuente sísmica ( $\sim 1/4$  de longitud de la onda del pulso emitido). A través del subsuelo, frecuencias altas son atenuadas más rápidamente que las frecuencias bajas. También, material con grava o suelto atenúa la señal más rápidamente que el material consolidado. Por lo que, si una mayor penetración es requerida con baja frecuencia, una fuente de alta energía debería ser empleada, sacrificando la resolución vertical.

Debido a esta limitación, levantamientos de alta resolución (alta frecuencia) son solamente

restringidos a los 100 a 200 metros de profundidad. Los sistemas para los levantamientos de alta frecuencia en tierra comúnmente emplean fuentes generadoras de impactos, por ejemplo, el golpe de un martillo de 10kg sobre una placa de acero o de una masa de 40 kg sobre una placa de aluminio, como fue el caso de este estudio.

La secuencia en la adquisición de datos a lo largo de un perfil consiste de transmitir un pulso sísmico con una masa de impacto a través del subsuelo, al mismo tiempo se dará inicio a la secuencia de registro de las trazas sísmicas. Las reflexiones son recibidas por la cadena de geófonos, que a la vez envían las señales eléctricas al sismógrafo digital para su captura. Las amplitudes de las señales que regresan son proporcionales al contraste de impedancia acústica de los horizontes reflejados.

El sismógrafo registra digitalmente la información por un tiempo predeterminado (referido como la duración del registro *record length*). El tiempo entre muestras digitales es referido como el intervalo de muestreo. Después en un tiempo específico el operador determina el intervalo entre tiros también

conocido como shooting rate, para que otro pulso sea generado, dando inicio de nuevo a la secuencia para producir una siguiente traza sísmica en la sección. Esta secuencia continúa como la fuente sísmica avanza para posicionarse para un nuevo tiro. Las trazas de las secuencias sincronizadas de los tiros son ordenadas en una sucesión de tiempo para formar la sección sísmica a lo largo del perfil, produciendo una imagen de la geología del subsuelo. Para la sincronización de la fase del registro, el operador selecciona el óptimo del intervalo entre tiros, intervalo de muestreo y la duración del registro. Ganancia variable con tiempo (TVG) y un filtro pasa bandas son comúnmente aplicadas antes de capturar las trazas, para ajustar la señal de la pérdida de energía durante la transmisión y para remover el ruido de aquellas frecuencias que caen fuera del rango de frecuencia del pulso sísmico generado. Entonces la señal filtrada y amplificada con el TVG es capturada y archivada en el disco duro del sismógrafo y después transferido a disco compactos para su resguardo permanente.

#### b) Prospección Sísmica

Para la prospección sísmica de alta resolución en las colonias cercanas al Peñón de los Baños, la penetración deseada debería de ser de más de 100 m con una alta resolución. Se utilizó una fuente de energía sísmica que impactaba sobre una placa de aluminio de una pulgada de espesor sobre la superficie del suelo con una masa de 40 kg, produciendo un pulso que generaba frecuencias hasta 150 Hz y podría alcanzar profundidades mayores a los 250 m. El uso de esta fuente de energía ofreció una buena relación entre la resolución y la penetración. La fuente que se usó es el PEG 40 ("Propelled Energy Generator of 40 kg") fabricado por R.T. Clark de Houston Texas. El impacto de esta fuente emite pulsos acústicos (ondas p) que viajan a través del subsuelo y sus ondas reflejadas son registradas por una cadena de 24 geófonos, que estuvieron igualmente separados cada 20 pies entre ellos. Estos pulsos reflejados y registrados por los geófonos son transmitidos a través de un cable conductor que se conecta a los 24 canales del sismógrafo portátil que opera el programa de adquisición de datos en el lenguaje DOS

de Microsoft. El sismógrafo multicanal utilizado fue SMARTSEIS NS24 de 24 canales fabricado por Geometrics de San José, California, USA.

El paquete de adquisición en el sismógrafo desplegaba las 24 trazas y se capturaba en cada uno de los tiros realizados. Para cada sitio de los tiros realizados, se repetía una secuencia de más de 5 tiros en la misma posición, y en consecuencia se seleccionaba las mejores trazas de 5 tiros para ser apilados. La geometría del método fue diseñada para obtener un apilamiento de 4 trazas para cada CMP. Por lo que las resultantes secciones procesadas y apiladas están a 4 *folds*. Los intervalos de entre las posiciones de los CMP (punto medio común) fueron de 10 pies. Los intervalos de las posiciones entre tiros fueron de 130 pies. Diez de los perfiles realizados se extendieron al menos de 8 o más posiciones de tiro. Mientras que solo dos perfiles se extendieron solamente hasta 5 posiciones de tiro.

Las coordenadas de los sitios de tiros y de las ubicaciones de los geófonos fueron tomadas de un sistema de posicionamiento, compuesto por dos receptores de GPS de doble frecuencia, marca Leica.

El sistema de coordenadas utilizado en las mediciones está basado en el sistema de referencia WGS84. El receptor GPS con una antena Microstrip fue utilizado en forma portátil para realizar mediciones en un modo cinemático OTF. Después del trabajo de campo, se realizó el procesado de las mediciones a lo largo de los perfiles en conjunto con la información registrada por el GPS para obtener las posiciones geográficas (latitud y longitud) y altitudes (elevación) de los tiros y geófonos. El total de mediciones de posiciones con su elevación realizadas en el estudio fueron 275, y aproximadamente cada medición duro en promedio 10 minutos de ocupación.

### c) Equipo

El equipo usado para el estudio de reflexión sísmica consintió en una fuente sísmica de impacto con una masa de 40 kg (PEG-40kg, Propelled Energy Source de R.T. Clark), controlada, que golpea una placa de aluminio de 1 pulgada de espesor, con dimensiones de 50 cm x 50 cm, para generar ondas sísmicas, un sismógrafo digital, SMARTSEIS S24 de la Marca Geometrics, de 24 canales para monitorear

automáticamente y registrar las ondas sísmicas generadas por el impacto de la fuente sísmica, un marro que controla el inicio de la captura de los datos digitales de las trazas sísmicas para cada uno de los canales, 24 geófonos de 40 kHz fueron activados en cada uno de los impactos para las reflexiones sísmicas, dos baterías de 12 Volts fueron utilizadas para suministrar la corriente eléctrica a la fuente sísmica y al sismógrafo digital con sus geófonos, una camioneta pickup para transportar y fijar la fuente sísmica en cada una de las posiciones en que se llevaron los impactos, una camioneta Van para transportar los equipo, materiales y protecciones que se utilizaron en el estudio, una camioneta Todo-Terreno para movilizar los participantes del estudio a lo largo de las líneas sísmicas, un receptor GPS fijo, de la marca Leica, de doble frecuencia, modelo SR520, con 12 canales en L1 y 12 canales en L2 en mediciones de código y fase, y con una antena anular L1/L2/ de tipo Dorne & Margolin., un receptor GPS portátil, de la marca Leica, de doble frecuencia, modelo SR520, con 12 canales en L1 y 12 canales en L2 en mediciones de código y fase, y con una antena Microstrip L1/L2.,

un vehículo de pasajeros para movilizar a los técnicos que operaron los GPS y realizaron el levantamiento topográfico, una PC de escritorio para el procesado de los datos en una oficina y un software profesional fue utilizado para el procesado sistemático de los datos de reflexión sísmica.

#### d) Datos Sísmicos y Procesamiento

Durante la prospección, todos los datos registrados en el SMARTSEIS fueron capturados a un intervalo de muestreo a 0.0125 ms, durante un intervalo de 0.512 ms en un formato SEG-Y.

#### e) Procesamiento

El primer paso en el post-procesado de los datos fue la eliminación de trazas muertas y remover el ruido aleatorio y de alta amplitudes. Para el post-procesado restante, un flujo de operaciones secuenciales fue aplicado sobre los datos para obtener secciones sísmicas más nítidas. El siguiente diagrama es un ejemplo general del procesado estándar que se realiza para este tipo de estudios. En este estudio, se convirtieron los archivos registrados en el campo en formato SEG2 al formato



SPW. Se debe a que los archivos de campo en SEG2 tiene un apilamiento vertical de 5 tiros. Todos estos tiros fueron hechos en el mismo sitio, no se utilizó un arreglo de tiros, se importaron los archivos al programa de procesamiento SPW, luego se introdujo la geometría del arreglo de tiros y geófonos a lo largo de los perfiles. Esto incluye datos de las posiciones y elevaciones de los tiros, geófonos y de los puntos CMPs. Las correcciones por efecto de la estática fueron calculadas y empleados sobre un datum de elevación. Se empleó un datum de 2,250.04 metros que fue más alto que la topografía del sitio más elevado en los perfiles. Se utilizó una velocidad constante de 4500 ft/sec. Luego se localizaron y eliminaron las trazas incorrectas, se aplicó un filtro Notch de 60Hz, la corrección por divergencia esférica con una función de velocidad de 0.0sec:4500 ft/sec 0.5 sec: 6,000ft/sec, un filtro pasa bandas de 10, 115, 200 y 225 Hz para cortes y esquinas de frecuencia y dos archivos con formato SEG. Se obtuvo, uno con encabezado REEL y el otro no.

Para el procesado anterior al apilamiento de trazas, se empleó un filtro pasa bandas de 55, 60, 150 y 175 Hz a las trazas sísmicas, un arreglo de las secuencias de los *CMP (common middle point)* para cada uno de los perfiles, una corrección por *NMO (normal moveout)* y el apilamiento de las trazas para cada uno de los CMP.

En el procesado posterior al apilamiento de trazas, la metodología empleada es la siguiente:

1. Utilizar un filtro de coherencia para toda la sección sísmica.
2. Emplear el algoritmo de Stolt para migrar los datos sísmicos.
3. Aplicar una limpieza espectral, a la sección sísmica para esclarecer los pulsos comunes de un reflector.

A continuación, se describen los perfiles sísmicos realizados como parte del proyecto, en ellos se muestra la variación de velocidad que depende del material por el que la onda mecánica atraviesa, su densidad, compactación y estado físico. Son graficas bidimensionales en escalas de colores, cada color representa un rango de

velocidad, así, los tonos más oscuros (rojos principalmente) describen un material de una dureza, de forma decente, los colores más claros un material menos compacto, menos duro o no consolidado.

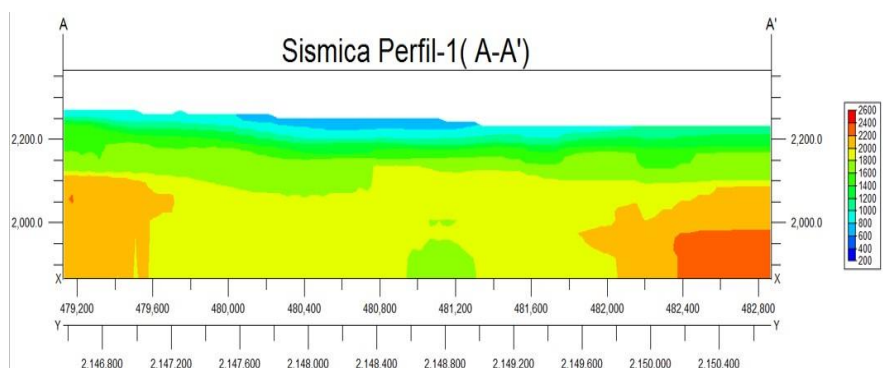


Figura 88. Perfil sísmico 1.

La figura 88 muestra el perfil sísmico 1 de aproximadamente 300m de profundidad en el que se observan materiales con altas velocidades posiblemente de origen ígneo en color rojo y anaranjado, de forma somera se aprecia un material de velocidad baja interpretado como material no consolidado de origen sedimentario, en el resto de la sección un material compacto no consolidado, que al centro de la sección se observa continua a mayor

profundidad. Los límites irregulares entre cada rango de color se interpretan como cambios en la topografía del subsuelo por lo que se infiere la existencia de estructuras que pudieran derivar en la compactación diferencial del material.

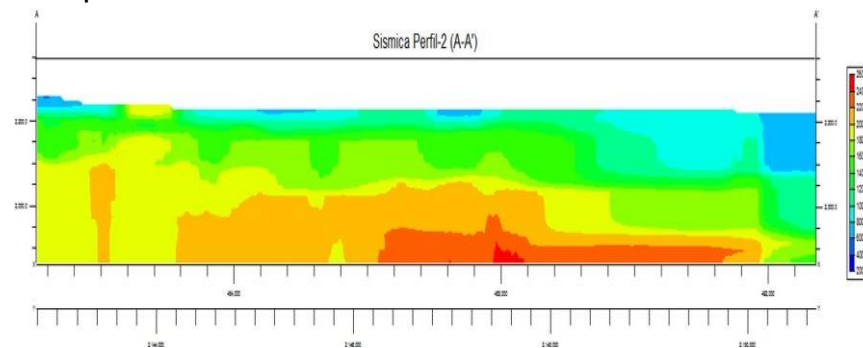


Figura 89. Perfil sísmico 2.

La figura 89 muestra el perfil sísmico 2 de aproximadamente 300m de profundidad en el que se observan materiales con altas velocidades posiblemente de origen ígneo en color rojo y anaranjado al centro del perfil en la porción más profunda, de forma somera se aprecia un material de velocidad baja interpretado como material no consolidado de origen sedimentario, en el resto de la sección un material compacto no consolidado. Los límites irregulares entre cada rango de color se

interpretan como cambios en la topografía del subsuelo por lo que se infiere la existencia de estructuras que pudieran derivar en la compactación diferencial del material.

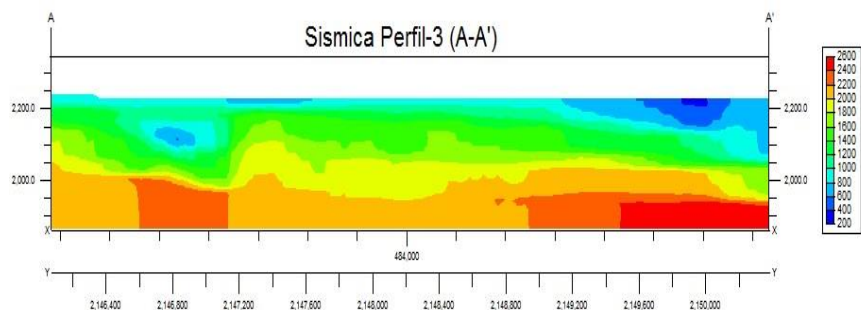


Figura 90. Perfil sísmico 3.

La figura 90 muestra el perfil sísmico 3 de aproximadamente 300m de profundidad en el que se observan materiales con altas velocidades posiblemente de origen ígneo en color rojo y anaranjado a lo largo de la sección en la porción más profunda, de forma somera en color azul se aprecia un material de velocidad baja interpretado como material no consolidado de origen sedimentario con cierta acumulación hacia el final de la sección, en el

resto de la sección un material compacto no consolidado parcialmente saturado.

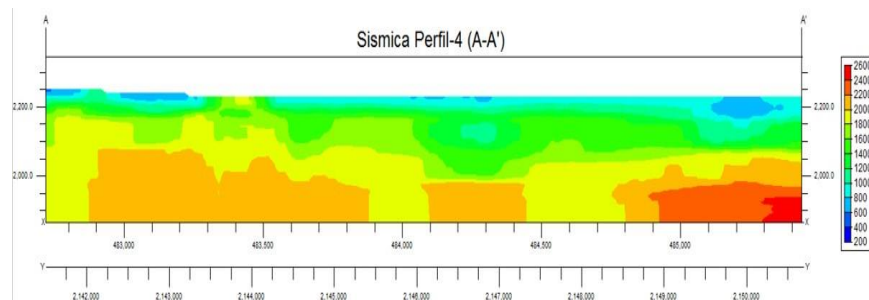


Figura 91. Perfil sísmico 4.

La figura 91 muestra el perfil sísmico 4 de aproximadamente 300m de profundidad en el que se observan materiales discontinuos con altas velocidades posiblemente de origen ígneo en color rojo y anaranjado en la porción más profunda, de forma somera en color azul se aprecia un material de velocidad baja interpretado como material no consolidado de origen sedimentario, en el resto de la sección un material compacto no consolidado, Los límites irregulares entre cada rango de color se interpretan como cambios en la topografía del subsuelo por lo que se infiere la existencia de

estructuras que pudieran derivar en la compactación diferencial del material.

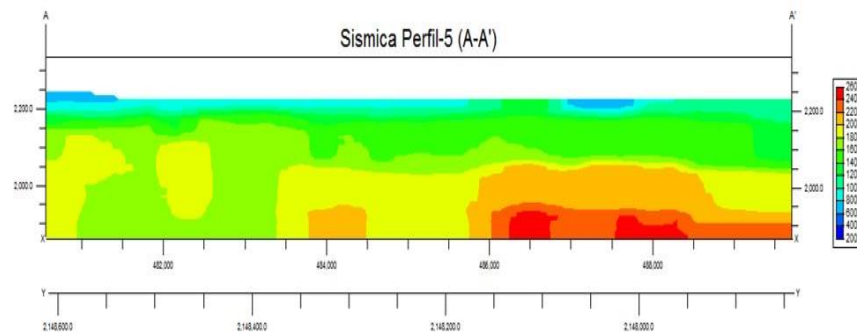


Figura 92. Perfil sísmico 5.

La figura 92 muestra el perfil sísmico 5 de aproximadamente 300m de profundidad en el que se observan materiales discontinuos con altas velocidades posiblemente de origen ígneo en color rojo y anaranjado en la porción más profunda hacia el final de sección, de forma somera en color azul se aprecia un material de velocidad baja interpretado como material no consolidado de origen sedimentario, en el resto de la sección un material compacto no consolidado que se observa deformado por el material más duro a profundidad.

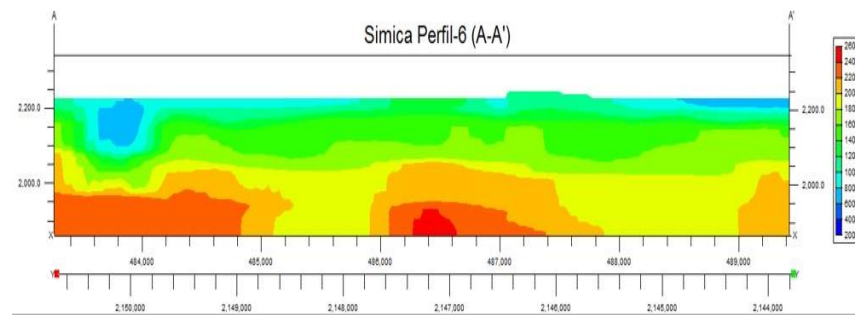


Figura 93. Perfil sísmico 6.

La figura 93 muestra el perfil sísmico 6 de aproximadamente 300m de profundidad en el que se observan materiales discontinuos con altas velocidades posiblemente de origen ígneo en color rojo y anaranjado desde el inicio de la sección en la porción más profunda, de forma somera en color azul se aprecia un material de velocidad baja interpretado como material no consolidado de origen sedimentario y una acumulación de este al inicio de la sección, en el resto de la sección un material compacto no consolidado de profundidad variable siendo las porciones más profundas las que se encuentran entre el material más consolidado.

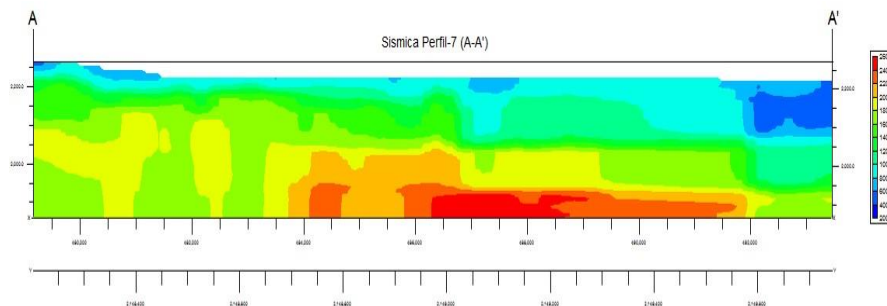


Figura 94. Perfil sísmico 7.

La figura 94 muestra el perfil sísmico 7 de aproximadamente 300m de profundidad en el que se observan materiales discontinuos con altas velocidades posiblemente de origen ígneo en color rojo y anaranjado desde el inicio de la sección en la porción más profunda, de forma somera en color azul se aprecia un material de velocidad baja interpretado como material no consolidado de origen sedimentario y una acumulación de este al final de la sección, en el resto de la sección un material compacto no consolidado. Los límites irregulares entre cada rango de color se interpretan como cambios en la topografía del subsuelo por lo que se infiere la existencia de estructuras que pudieran derivar en la compactación diferencial del material.

#### 4.5.4 Gravimetría

La prospección por métodos gravitacionales es una técnica para medir las variaciones del campo gravitatorio en la superficie terrestre debido a los cambios en la densidad de los materiales presentes en el subsuelo, es decir, la propiedad física de los materiales del subsuelo que produce las anomalías gravitacionales significativas es la densidad.

La prospección gravimétrica suele realizarse en forma de malla (puntos equidistantes en ambas direcciones horizontales X, Y) de forma que se pueda definir un mapa 2D de gravedad, resultado de aplicar distintas correcciones (topografía, deriva, etc.) a los datos originales. Una vez aplicadas estas correcciones se obtendrán las imágenes en las que se pretende definir o aislar los cambios locales (anomalías gravimétricas) objetivo final del estudio.

El valor medio de la gravedad en la superficie de la Tierra es de aproximadamente  $9,80 \text{ m/s}^2$ , o 980.000 mGal. La rotación y aplanamiento de la Tierra hacen que la gravedad aumente aproximadamente 5300 mGal desde el ecuador hasta el polo, lo que representa una variación de sólo el 0,5%. Por

consiguiente, las mediciones de la gravedad son de dos tipos. La primera corresponde a la determinación de la magnitud absoluta de la gravedad en cualquier lugar; El segundo consiste en medir el cambio de gravedad de un lugar a otro.

En estudios geofísicos, especialmente en prospección por gravedad, es necesario medir con precisión los pequeños cambios en la gravedad causados por las estructuras subterráneas. Estos requieren una sensibilidad instrumental del orden de 0,01 mGal. El levantamiento de gravedad se realiza generalmente con un instrumento portátil llamado gravímetro, que determina la variación de la gravedad en relación con uno o más lugares de referencia.

La Primera Ley de Newton establece que existe una fuerza de atracción entre dos masas  $m_1$  y  $m_2$  separadas por una distancia  $r$ , representada por la siguiente relación de proporcionalidad:

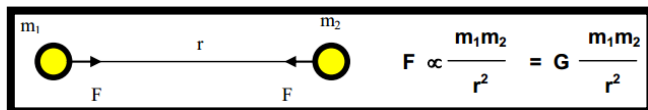


Figura 95. Primera ley de Newton.

Para la determinación del factor de proporcionalidad, Cavendish en el año 1798 ideó una balanza similar a la de la figura siguiente, y como podía medir las masas y distancias, además de conocer el coeficiente de torsión del hilo de suspensión y medir el ángulo de rotación, pudo calcular el coeficiente de proporcionalidad que es la conocida Constante de Gravitación Universal ( $G$ ) que vale:  $6,67 \times 10^{-11} \text{Nm}^2/\text{kg}^2$ .

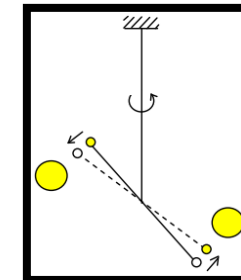


Figura 96. Primera ley de Newton

Si suponemos que la tierra es esférica e irrotacional con masa  $M$ , la atracción Newtoniana a una masa genérica  $m$  sobre su superficie será:

$F = GmM/R^2$  donde R es el radio medio de la Tierra

La segunda ley de Newton establece que  $F = ma$ , y si definimos como  $g$ , aceleración de la gravedad, a la causada por la atracción de la masa de la tierra, entonces:

$F = m.g = G.m.M/R^2$  y finalmente tendremos que:

$$g = G \frac{M}{R^2}$$

El objetivo del estudio consiste en determinar la distribución de la variación en la densidad del subsuelo en base a la respuesta gravitatoria de las estructuras geológicas presentes y su profundidad aproximada.

Es necesario mencionar que la respuesta gravimétrica no siempre corresponde a la topografía del terreno sino a las propiedades y condiciones físicas de los cuerpos y la cercanía con la superficie.

#### a) Perfiles geológico-estructural

Los perfiles geológicos estructurales se obtienen a partir del modelado de datos gravimétricos

obtenidos en campo. Se realizan graficando la respuesta gravimétrica en los ejes X y Y, la respuesta geológica se determina a partir de los valores de densidad de los materiales que se encuentran en la zona, de esta forma podemos determinar la distribución de los elementos geológicos en el subsuelo.

Para el presente trabajo se realizaron dos perfiles geológico-estructurales con la finalidad de determinar la existencia de lineamientos producidos por los esfuerzos a los que la corteza se encuentra sometida y a los lineamientos producidos por subsidencia.

Consisten en perfiles bidimensionales obtenidos a partir de la distribución de los cambios en la densidad del material en el subsuelo proporcionada por el mapa de anomalía de Bouguer. En ellos aparece la respuesta gravimétrica calculada (línea continua) y observada (puntos negros), ambas respuestas deben ser lo más parecidas posibles, esto se logra con el modelado de las estructuras geológicas a profundidad y una estimación de la densidad del material, la forma del modelo

dependerá del ajuste de las curvas de las respuestas gravimétricas.

Perfil gravimétrico 1

INICIO: 479059.124 mE, 2146578.66 mN

FIN: 482865.087 mE, 2151034.422 mN

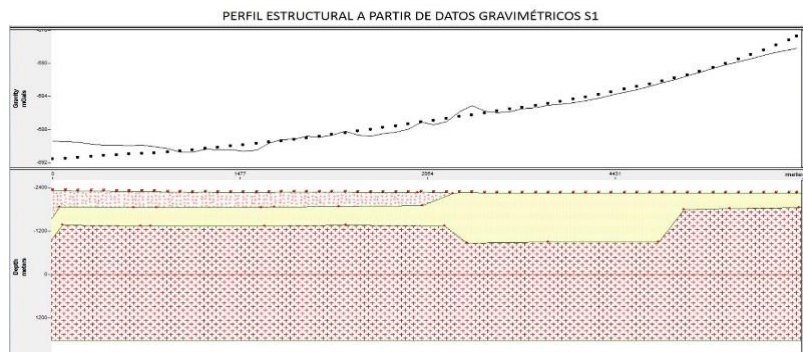


Figura 97. Perfil Gravimétrico 1.

La figura 97 muestra el perfil gravimétrico 1, de 5862.3m de longitud en la parte superior la respuesta gravimétrica observada y calculada, ambas coinciden mayormente, en la parte inferior el modelo estructural en que se aprecian materiales de origen volcánico de forma somera al inicio del perfil, al que subyace material sedimentario y posterior a ellos un material de gran densidad posiblemente

ígneo, en la parte central se observa una estructura cóncava, estas estructuras están regularmente asociadas a discontinuidades que pueden ocasionar subsidencia.

Perfil gravimétrico 2

INICIO: 481031.726 mE, 2142819.111 mN

FIN: 492751.308 mE, 2150686.315 mN

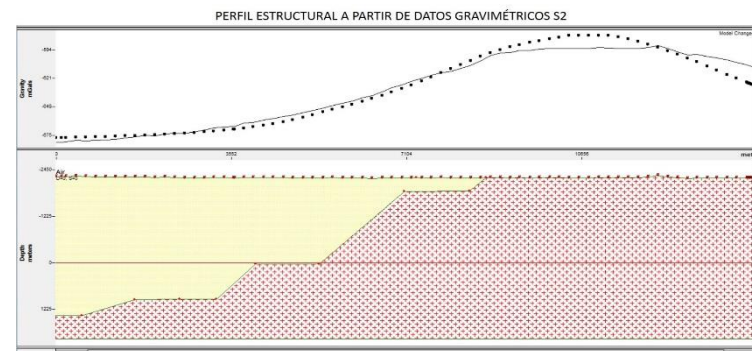


Figura 98. Perfil Gravimétrico 2.

La figura 98 muestra el perfil estructural s2, de 14120.9m de longitud en la parte superior la respuesta gravimétrica observada y calculada, ambas coinciden mayormente, en la parte inferior el modelo estructural en que se aprecia material sedimentario y posterior a ellos un material de gran



densidad posiblemente ígnea que es somero hacia el final del perfil, se observan estructuras escalonadas a profundidad, estas estructuras están regularmente asociadas a discontinuidades que pueden ocasionar subsidencia en superficie.

### Perfil gravimétrico 3

INICIO: 477666.698 mE, 2148968.99 mN

FIN: 493563.556 mE, 2149711.617 mN

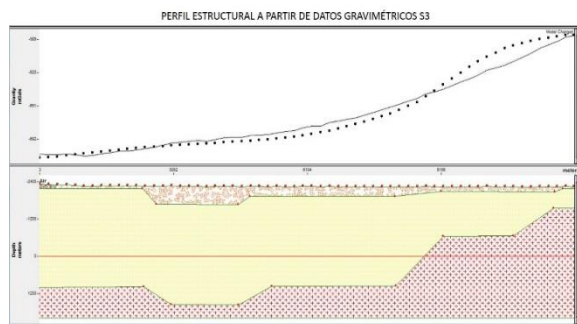


Figura 99. Perfil Gravimétrico 3.

La figura 99 muestra el perfil gravimétrico 3, de 16136.4m de longitud en la parte superior la respuesta gravimétrica observada y calculada, ambas coinciden mayormente, en la parte inferior el modelo estructural en que se aprecian materiales de origen detrítico de forma somera, al que subyace

material sedimentario (arcillas) y posterior a ellos un material de gran densidad posiblemente ígneo, se observan estructuras escalonadas a profundidad, estas estructuras están regularmente asociadas a discontinuidades que pueden ocasionar subsidencia debido a que estas estructuras a profundidad favorecen la acumulación de sedimentos en superficie lo que provoca la modificación de la topografía y con ello la aparición de subsidencia.

### Perfil gravimétrico 4

INICIO: 482738.809 mE, 2141063.911 mN

FIN: 485494.429 mE, 2153199.236 mN

La figura 100 muestra el perfil gravimétrico 4, de 12449.4m de longitud en la parte superior la respuesta gravimétrica observada y calculada, ambas coinciden mayormente, en la parte inferior el modelo estructural en que se aprecian materiales de origen sedimentario de forma somera, se observan materiales de origen volcánico e ígneo, los cuales fueron modelados con ayuda de información del pozo Roma (ver anexos), en la parte central se observa una estructura cóncava, estas estructuras están regularmente asociadas a discontinuidades

que pueden ocasionar subsidencia en la superficie, en este caso no solo debido a la estructura sino además por la diferencia en la resistencia mecánica de cada material.

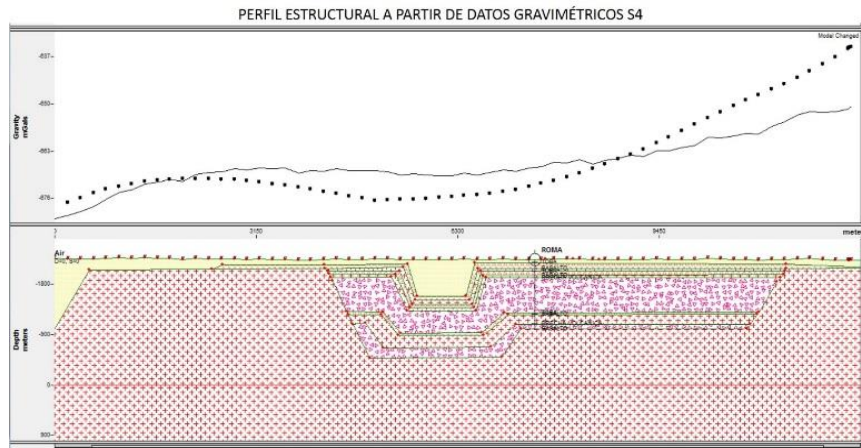


Figura 100. Perfil Gravimétrico 4.

### Perfil gravimétrico 5

INICIO: 477643.341 mE, 2148983.75 mN

FIN: 489840.529 mE, 2147767.953 mN

La figura 101 muestra el perfil gravimétrico 5, de 12263.4m de longitud en la parte superior la respuesta gravimétrica observada y calculada,

ambas coinciden mayormente, en la parte inferior el modelo estructural en que se aprecian materiales de origen sedimentario de forma somera, se observan materiales posiblemente de origen ígneo, se observan estructuras escalonadas, estas estructuras están regularmente asociadas a discontinuidades que pueden ocasionar subsidencia. Hacia el final de la línea se observan estructuras cóncavas que pueden alterar la topografía superficial del terreno.

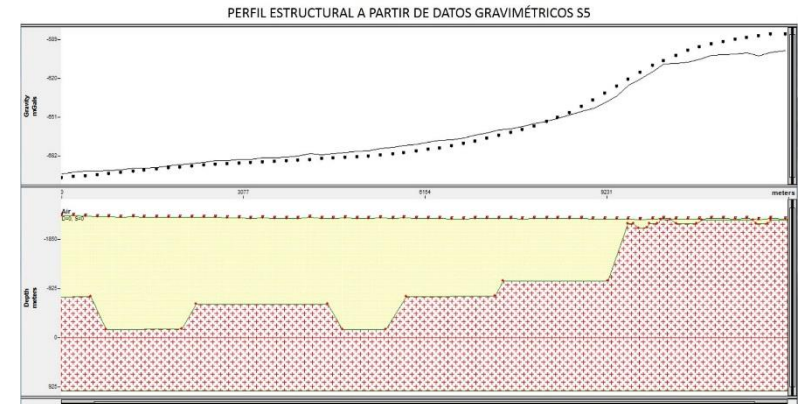


Figura 101. Perfil Gravimétrico 5.

### Perfil gravimétrico 6

INICIO: 479682.742 mE, 2151689.878 mN

FIN: 489958.187 mE, 2143904.856 mN

La figura 102 muestra el perfil gravimétrico 6, de 12897.1m de longitud en la parte superior la respuesta gravimétrica observada y calculada, ambas coinciden mayormente, en la parte inferior el modelo estructural en que se aprecian materiales de origen sedimentario de forma somera, se observan materiales posiblemente de origen ígneo, se observan estructuras escalonadas, estas estructuras están regularmente asociadas a discontinuidades que pueden ocasionar subsidencia.

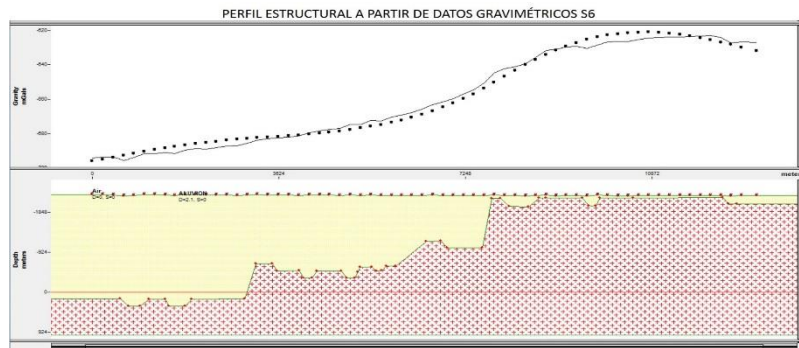


Figura 102. Perfil Gravimétrico 6.

### Perfil gravimétrico 7

INICIO: 477685.828 mE, 2147741.807 mN

FIN: 493504.261 mE, 2149728.916 mN

La figura 103 muestra el perfil gravimétrico 7, de 15950.4m de longitud en la parte superior la respuesta gravimétrica observada y calculada, ambas coinciden mayormente, en la parte inferior el modelo estructural en que se aprecian materiales de origen sedimentario con mayor presencia al inicio del perfil, de forma somera, al final del perfil, se aprecia material de origen ígneo con presencia de estructuras escalonadas a profundidad hacia el inicio del perfil.

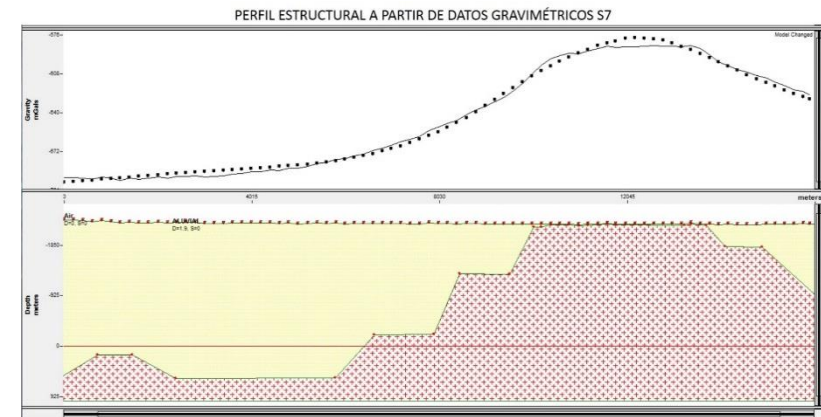


Figura 103. Perfil Gravimétrico 7.

## Conclusiones y Recomendaciones

La integración de información relativa a la naturaleza geológica del subsuelo de la Ciudad de México constituye un elemento de gran importancia en la comprensión de los fenómenos que en esta ocurren. Los efectos adversos causados a la población e infraestructura vulneran directamente su integridad en todos sentidos. Razón suficiente para que la información obtenida en campo y de distintas fuentes académicas constituyan un elemento clave en la toma de decisiones óptimas que permitan prevenir y salvaguardar a la sociedad.

Derivado de los trabajos aquí realizados, se identificaron zonas de alta vulnerabilidad debido a la actividad tectónica regional y la subsidencia local, el origen de esta última se definió como multifactorial estando los principales elementos agrupados en dos grandes rubros: hidrodinámico y tectónico; el primero como resultado de la extracción excesiva de agua dada la demanda local, que genera la compactación acelerada de los sedimentos que constituyen a los acuíferos y dan como resultado una

disminución de volumen de estos, en consecuencia las edificaciones desplantadas en la superficie que abarca la ciudad en su totalidad, día con día se ven afectadas por la deformación del terreno. De igual forma la infraestructura subterránea dañada puede eventualmente constituir un riesgo adicional, dando lugar a la generación de socavaciones cuya evolución no alcanza manifestación superficial hasta que ya es muy tarde; esto además permite la manifestación paulatina del paleorelieve cuya naturaleza mecánica es diferente de los sedimentos que le cubren, lo que da como resultado zonas de transición equivalentes que eventualmente habrán de desarrollar una manifestación más visible de dicha deformación a través de la presencia de discontinuidades estructurales (grietas, fracturas y socavaciones). Por lo que fue de gran utilidad la identificación de aquellos elementos que constituyen el paleorelieve y su distribución en el área de estudio a profundidades que van de 0 a 3 kilómetros.

La segunda componente identificada, es la deformación tectónica inducida por la sismicidad del pacífico que se manifiesta en la activación de

unidades rígidas en el subsuelo del área de estudio, evidenciada por la actividad sísmica somera, la distribución de los epicentros de esta última resulta ser coincidente con la expresión de bloques identificados en la gravimetría y sísmica en cuyos límites se han registrado sismos de baja intensidad, por lo que la correlación existente entre estos elementos tectónicos, su actividad reciente y la subsidencia regional se han conjugado en la generación de daños estructurales inducidos por estos fenómenos con una distribución espacial delimitada en el presente trabajo, misma que se ha zonificado en niveles de riesgo considerando cada una de las componentes aquí estudiadas. Estos sitios de afectación han alcanzado una clara expresión en los daños generados por los sismos ocurridos en septiembre de 1985 y septiembre de 2017.

La necesidad de conocer con mayor detalle la estructura y comportamiento del subsuelo de la Ciudad de México, resulta ser de vital importancia por lo que el nivel de detalle debe permitir que la toma de decisiones para la conformación de acciones

preventivas deba estar íntimamente relacionadas. La planeación de futuros trabajos de caracterización y análisis deberán partir de los elementos aquí expuestos con miras a establecer modelos analógicos dinámicos en estrecha colaboración con las dependencias gubernamentales involucradas. La participación de las entidades académicas en esfuerzos conjuntos tendrá que ser la clave de esto, la integración de los modelos requiere de exploración geofísica detallada con técnicas adecuadas para la naturaleza de la ciudad, modelos numéricos de vanguardia, así como análisis e interpretación geológica integrada con una nueva visión que deberá ser llevada a cabo por personal técnico altamente especializado que habrá de ser parte de las dependencias encargadas de la toma de dichas decisiones.

## Bibliografía

- A. Jaimes, M., Reinoso, E., Ordaz, M., & Arredondo, C. (2009). Correlación entre la Aceleración y Velocidad Máxima del Suelo: Aplicación en el Análisis del peligro sísmico. *Revista de Ingeniería Sísmica*, 19-35.
- Abraham, D.-R. J. (s.f.). *Los suelos Lacustres de la Ciudad de México* .
- Albano, M., Polcare, M., Bignami, C., Moro, M., Saroli, M., & Stramundo, S. (2016). An Innovative Procedure for Monitoring the Change in Soil Seismic Response by InSAR data: Application to the Mexico City Subsidence. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 143-158.
- Angel, P. (1973). *Obras hidráulicas prehispánicas en el Sistema Lacustre del Valle del México* . Instituto Nacional de Antropología e Historia .
- Aroyo, D., Ordaz, M., Ovando-Shelley, E., C. Guasch, J., Lermo, J., Pérez, C., . . . Ramírez-Centeno, M. (2013). Evaluation of the change in dominant periods in the lake-bed zone of Mexico City producer by ground subsidence throw the use of site amplification factors. *Soil Dynamics and Earthquakes Engeenering*, 54-66.
- Arturo, M. R. (s.f.). *Interpretación Geológica de la Línea sísmica L2/13 del levantamiento sísmico de reflexión en la ciudad de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana .
- Avilés, J., & Pérez-Rocha, L. E. (2010). Regional Subsidence of Mexico City and its effects on seismic response . *Soil Dynamics and Earthquake Enginnering* , 981-989.
- Cabral Cano, E., Díaz Molina, O., & Delgado Granados, H. (2011). *Subsidencia y sus mapas de peligro: Un ejemplo en el área nororiental de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.
- Carreón-Freyre, D., Cerca, M., & Galloway, D. (s.f.). *Land Subsidence, Associated Hazards*.
- Castellazzi, P., Aroyo-Domínguez, N., Martel, R., I. Calderhed, A., C. L. Normand, J., Gárfias, J., & Rivera, A. (2016). Land Subsidence in Major Cities of Central Mexico: Interpreting InSAR - derived land subsidence mapping with hydrogeological data. *International Journal of Aplplied Earth Observation and Geoinformation*, 102-111.
- Castillo, E. (19 de JULIO de 2007). *SCIELO*. Recuperado el 20 de OCTUBRE de 2018, de [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1405-84212008000200009](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-84212008000200009)
- CONAGUA. (2015). *Actualización de la disponibilidad Media Anual de Agua en el Acuífero Texcoco (1507) ,Estado de México* .
- Cortes, A., D.Arizabalo, R., & Rocha, R. (1989). Estudio Hidrogeoquímico Isotópico de manantiales de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional* , 265-282.

- Delgado , H., Molinero, R., Cervantes , P., Nieto-Obregón , J., Santa-Cruz, R., Marcías-González, H., . . . Silva-Romo , G. (1998). Geology of Xitle Volcano in Southern Mexico City - a 2000-year-old monogenetic volcano in an urban area. *Revistas Mexicanas de Ciencias Biológicas*, 115-131.
- Dimitris, H. H. (2011). *Estratigrafía y Análisis Defacies de los sedimentos lacustres del cuaternario tardío de la cuenca de Chalco, México* . Ciudad de México .
- Eduardo, H. P. (s.f.). *Sismicidad y el campo de Esfuerzos en la Cuenca de México* .
- Eduardo, R. A. (2007). *Riesgo Sísmico de la Ciudad de México* . Ciudad de México .
- Eduardo, R. (s.f.). *Características Sísmicas de la Ciudad de México: Amplificación de las ondas sísmicas en el Valle de México, características del movimiento del terreno y Microzonificación de la ciudad*.
- Efrain, G. V. (2003). *Comportamiento Dinámico de los Edificios Provistos con Dispositivos Disipadores de Energía* .
- (2005). *Estudio Geohidrológico en el fraccionamiento ,Lomas Verdes*. Municipio de Naucalpan de Juárez, Estado de México .
- Gabriela, L. I. (2014). *Respuesta Hidrogeofísica del Acuitardo de la Ciudad de México* . México D.F.
- García-Palomo, A., Zamorano, J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., & Macías, J. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 158-178.
- González, C. J. (1993). *Ubicación e Importancia Del Templo De Xipe Tótec en la parcialidad Tenochca de Moyotlan*.
- Holzel, M., Faber, R., & Waigreich, M. (2008). DeCompactionTool: Software for subsidence analysis including. *Computers & Geosciences*, 1454– 1460.
- Jaimes-Palomera, L., Cortes-Silva, A., Vazquez-Sánchez, E., Aravena, R., Fritz, P., & Drimmie, R. (1989). Geoquímica isotópica del sistema hidrogeológico del Valle de Cuernavaca, Estado de Morelos, México. *Geofísica Internacional*, 219-244.
- María, C. A. (2008). *Atlas Multidisciplinario y de riesgo Geotécnico de la zona conurbada al Norponiente del valle de México*.
- Martínez-González, J., Lermo-Samaniego, J., Sánchez-Sesma, F., Ángulo-Carrillo, J., Valle-Orozco, R., & Ordoñez-Alfaro, J. (s.f.). *Effects of the Subsidence on the Changes of*. Cuernavaca ,México .
- Morales Casique, E., A.Escolero , O., & L.Arsel , J. (2014). Resultados del pozo San Lorenzo Tezonco y sus implicaciones en el entendimiento de la hidrogeología regional de la cuenca de México. *Revista Mexicana de Ciencias Biológicas*, 64-75.

- Osmanoglu, B., H. Dixon, T., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., & Jiang, Y. (2011). Mexico City subsidence observed with persistence scatterer InSAR. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 1-12.
- Ovando- Shelley, E., Ossa, A., & Santoyo, E. (2013). Effects of regional subsidence and earthquakes on architectural monuments in Mexico City. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 157-167.
- Ovando-Shelley, E., Lermo-Samaniego, J., Auvinet, G., & Méndez-Sánchez, E. (2012). Microtremor measurements to identify zones of potential fissuring in. *Geofísica Internacional*, 143-156.
- Percero, G. M. (2016). Experiencias Geotécnicas del Lago de Texcoco. *Geotecnia N° 238*, 11-18.
- Réne Morales, L., Palacios Vélez, O., Marín Stillman, L., & Peña Díaz, S. (2000). Dirección de Flujo y Clasificación del agua Subterránea, en monte alegre, Sierra de Ajusco México. *Red de Revistas Científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal*, 667-687.
- Rodríguez C., R., & Ochoa A., C. (1989). Estudio geoeléctrico del sistema acuífero de la cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 191-205.
- Rodríguez-Castillo, R., & Gonzalez-Moran, T. (1989). Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la subcuenca de Chalco, México. *Geofísica Internacional*, 207-217.
- Romero, R. d. (2011). *Síntesis de la Geología en México*. Barcelona .
- S., L.-G. (1989). Palinología y Paleoambiente Pleistocénicos de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 335-362.
- Sanchez, R. J. (1989). Geology and tectonics of the basin of Mexico and their relationship with the damage caused by the earthquakes of September 1985. *International Journal of Mining and Geological Engineering*, 17-28.
- SEDATU. (2014). *Atlas de Riesgos del Municipio de Naucalpan de Juárez*. Naucalpan, Estado de México.
- SGM. (2014). *Panorama Minero del Estado de México*.
- Sowter, A., Bin Che Amat, M., Cigna, F., Marsh, S., Athab, A., & Alshammari, L. (2016). Mexico City land subsidence in 2014-2015 with sentinel-1 IW TOPS: Results using the Intermittent SBAS (ISBAS) Technique. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 230-242.
- Tapia-Varela, G., & López-Blanco, J. (s.f.). Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la. *Varelaevy iLstóap Meze-Bxilcaanncao de Ciencias Geológicas*, 50-65.
- UNAM. (2016). La historia hidrológica de la Cuenca de México. *Dirección General de Divulgación de la Ciencia*.
- V., R. H. (2005). [www.arcgis.com/apps/MapJourna](http://www.arcgis.com/apps/MapJourna).



- Vanessa, R. O. (2014). *Interpretación Estructural con Secciones Sísmicas de la zona poniente del Valle de México*. Ciudad de México .
- Vazquez -Sanchez, E., & Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la cuenca de México. *Geofísica Internacional*.
- Vazquez-Sánchez, E., & jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 133-190.
- Yussim, S., Flores-Estrella, H., & Lomnitz, C. (2007). Seismic response of the Mexico City Basin: A review. *Springer Science+Business*, 357–372.

## Glosario de Términos

### A

**Aceleración sísmica.** Aceleración del terreno producida por las ondas sísmicas generadas por un terremoto.

**Acelerógrafo.** Instrumento que sirve para registrar la aceleración del terreno en función del tiempo.

**Agrietamiento:** fractura del terreno sin desplazamientos relativos de las partes separadas.

**Altitud.** El ángulo vertical entre el plano del horizonte y la línea al punto observado, como una estrella, por ejemplo. La distancia vertical entre un punto y un plano o datum de referencia, usualmente el nivel medio del mar o geoide.

**Anomalía.** Conjunto de valores de las propiedades física de los materiales que salen del parámetro normal.

**Anomalía De Aire Libre.** Residuo de aceleración gravitacional que queda luego de la corrección de una medida por una gravedad teórica, usualmente la fórmula gravimétrica internacional, y la corrección de aire libre.

**Anomalía de Bouguer** Es la atracción gravitacional que queda de residuo luego de corregir la medida de la componente vertical de la aceleración gravitacional en un punto por: A) La gravedad teórica en ese punto, usualmente utilizando el Campo Gravitacional de Referencia Internacional. B) La corrección de aire libre.

C) La corrección de Bouguer. D) La corrección por elevación topográfica, usualmente corregida al nivel del mar. Esta anomalía fundamental de gravedad refleja todas las variaciones en densidad a partir de las esperadas para un modelo de Tierra homogéneo.

**Anomalía Gravimétrica.** Es la aceleración gravitacional restante luego de tener en cuenta otros factores que se sustraen o se suman. Son comunes las anomalías de Bouguer, de aire libre, e isostática, pero también es anomalía gravimétrica cualquier aceleración restante luego de tener en cuenta diferentes modelos de atracción gravitatoria.

### B

**Basamento:** capa por debajo de los depósitos sedimentarios considerada la más antigua de todas.

### C

**Corrección De Aire Libre.** Corrección aplicada a una medida de gravedad que tiene en cuenta la variación de la gravedad con la altura sobre un nivel de referencia, generalmente el nivel del mar. Esta corrección asume que hay aire solo entre la estación y el nivel de referencia, y es de 0,3086 mgal / m.

**Corrección De Bouguer.** Es la corrección aplicada a la medida de la aceleración de la gravedad, debido al

exceso y déficit de masa entre la estación de observación y alguna altura de referencia. La corrección es:  $0,4185 rh$ , donde  $r$  es la densidad de dicha masa en  $\text{Kg. / m}^3$  y  $h$  es la altura entre los dos puntos.

**Cuenca:** Territorio rodeado de alturas, cuyas aguas afluyen a un mismo río, lago o mar.

## E

**Endorreico:** Que no cuenta con desembocadura hacia el mar.

## F

**Fallamiento:** rotura o abertura producida por esfuerzos con un desplazamiento evidente.

**Formación:** unidad litoestratigráfica fundamental. Cuerpo de rocas identificado por sus características litológicas y su posición estratigráfica.

**Fracturamiento:** rotura o abertura producida por esfuerzos.

## G

**Geoide.** Superficie equipotencial del nivel-del-mar a la cual la dirección de la gravedad es perpendicular en todas partes. La figura de la Tierra considerada como una superficie del nivel-medio-del-mar si los continentes no existiesen.

**Gravedad.** La fuerza ejercida por la Tierra y por su rotación sobre la masa de los cuerpos; la aceleración que le imparte a un cuerpo que cae libremente en ausencia de fuerzas de fricción. La fuerza resultante sobre cualquier cuerpo de materia en la Tierra o cerca de su superficie exterior debido a la atracción por la Tierra y a su rotación alrededor de su eje.

**Gravímetro.** Instrumento para medir las variaciones de la gravedad terrestre.

## H

**Horizonte:** Unidad litológica de tiempo geológico reducido.

## I

**Intemperismo:** conjunto de factores externos que actúan sobre la roca produciendo alteraciones mecánicas y físicas.

## L

**Lahares:** colada de lodo originada en las pendientes, cuando el material volcánico es saturado con agua.

**Laminación:** proceso geológico mediante el cual las rocas de textura fina, debido a las presiones, adelgazan llegando a formar estructuras semejantes a hojas.

## M

**Micrítico:** depositado inorgánico o bioquímico formado dentro de la cuenca de deposición.

Facies: conjunto de características biológicas o litológicas que caracterizan a un conjunto rocoso.

## N

**Nódulos:** concreciones que se forman en las rocas sedimentarias por precipitación de ciertas sustancias, generalmente carbonatos.

## P

**Periglacial:** zona externa de los depósitos glaciares.

**Piroclástos:** detritos formados por la acumulación de partículas sólidas expulsadas por un volcán.

**Prospección.** Conjunto de trabajos en orden a la búsqueda de testigos o a la explotación de yacimientos de minerales. La prospección geofísica consiste esencialmente en la medición de constantes físicas (densidad, características magnéticas, rigidez) de las rocas del subsuelo. Va precedida de un estudio geológico encaminado a conocer datos relativos a la constitución estratigráfica y petrográfica del terreno y a conocer su tectónica. El último estadio lo constituye el sondeo mecánico.

## U

**Unidades cronoestratigráficas:** Son las divisiones utilizadas en geología histórica que sirven de base material para formar la escala temporal geológica y pretenden representar el total de los cuerpos de roca de la tierra según su tiempo relativo de formación, y son conocidas como: Eonotema, Eratema, Sistema, Serie y Piso.

## V

**Vetillas:** estructura paralelepípeda generalmente mineralizada, de espesor y longitud con rango de milímetros a centímetros.

## Z

**Zona de subducción:** término utilizado en la teoría de la tectónica de placas para señalar la penetración de la masa rocosa de una placa por debajo de la otra.

## **Créditos**

### **Jefe de Gobierno de la CDMX**

Dr. José Ramón Amieva Gálvez

### **Secretario de Protección Civil de la CDMX**

Mtro. Fausto Lugo García

### **Dirección General de Prevención de la SPC**

C. Andrés Escobar Maya

### **Director General de Emergencias**

C. Pedro Martínez Cornejo

### **Atlas de Peligros y Riesgos de la SPC Líder de Proyecto**

Geol. Alejandra Carolina Álvarez Domínguez

## **Instituto Politécnico Nacional**

Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura Unidad Ticomán  
“Ciencias de la Tierra”

### **Departamento de Posgrado**

Dr. Pedro Vera Sánchez