UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Neurocaracterización de un geo-ambiente para determinar la susceptibilidad al agrietamiento

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Jefte Gael Muratalla Ramírez

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Silvia Raquel García Benítez

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021.

Agradecimientos

Al Instituto de Ingeniería de la UNAM que me permitió desarrollar este trabajo en sus instalaciones.

A mi directora de tesis, Dra. Silvia García. Sin duda soy un mejor profesionista gracias a su ayuda, consejos e incluso regaños. Existe un antes y después de haber trabajado con usted. Muchas gracias por todo.

A mis compañeras de cubículo en el Instituto. No hubiera podido salir adelante sin su duro trabajo.

A mis sinodales por el tiempo que dedicaron a revisar mi trabajo, por sus consejos y observaciones.

A mi madre. Sé que siempre puedo contar contigo para lo que sea que esté atravesando en mi vida. Gracias por ser mi apoyo, por escucharme y por aguantarme. No sería el mismo sin todo tu esfuerzo por sacarnos adelante.

A mi hermano Saúl, mi tío Jorge y mi abuelita Mary. No tengo palabras para agradecer todo lo que han hecho por mí, prácticamente desde el inicio de mi vida.

A mi prima Elizabeth, quien me ayudo a iniciar este camino en esas tardes de domingo estudiando para mi examen de admisión.

A mi abuelo (Papá Beto). Por escucharme e interesarte en mis estudios, a pesar de que muchas cosas que te contaba no las entendías. Estoy seguro de que estarías muy orgulloso de verme culminar mis estudios.

A Angie. Me diste ese gramo de motivación que me hacía falta. Recorrimos la última parte de la carrera juntos. No puedo esperar para ver todo lo que lograremos juntos. Te amo.

A todos mis amigos de la facultad. Con mención honorífica para Silja, Brenda y Gaby. Nos faltó irnos a campo juntos, pero no cambiaría nada de lo que pasamos en la facultad.

Resumen

La Ciudad de México ha experimentado fenómenos de subsidencia, fracturamiento y agrietamiento (FRAG) a lo largo de su historia. En 2017, posteriormente al sismo del 19 de septiembre, dichos fenómenos se exacerbaron, revelando sitios con diferentes grados de vulnerabilidad frente a estos eventos. Este trabajo se enfoca en un ambiente en particular localizado en la Alcaldía Tláhuac, el cual se vio gravemente afectado por el fenómeno de FRAG. Con ayuda de Inteligencia Artificial (IA), se realiza un análisis con Redes Neuronales (RNs) además, se propone una metodología para determinar las propiedades del subsuelo, enfocándose en el contenido de agua, número de golpes y posición del basamento rocoso. Con los resultados de este análisis se obtienen mapas parcelados que ayudan a determinar las posibles causas del fenómeno de FRAG y qué zonas tienen un mayor grado de vulnerabilidad.

ABSTRACT

Mexico City has experienced subsidence, fracturing and, cracking (FRAG) phenomena throughout its history. In 2017, after the earthquake of September 19, these phenomena were exacerbated, revealing sites with different degrees of vulnerability to these events. This work focuses on a particular environment located in the Tlahuac City Hall, which was seriously affected by the FRAG phenomenon. With the help of Artificial Intelligence (AI), an analysis is carried out with Neural Networks (RNs), in addition, a methodology is proposed to determine the properties of the subsoil, focusing on the water content, the number of blows and, position of the rocky basement. With the results of this analysis, parceled maps have been obtained that help to determine the possible causes of the FRAG phenomenon and which areas have a higher degree of vulnerability.

CONTENIDO

1. Introducción **1**

2. Antecedentes geológicos y geotecnia de la Cuenca de México **3**

2.1 Marco geológico **3**

2.2 Estratigrafía **9**

2.3 Características Geohidrológicas **14**

2.4 Geotecnia **18**

2.4.1 Formación de los suelos en el Valle **18**

2.4.2 Zonificación estratigráfica **19**

2.4.3 Zonificación Geotécnica **21**

2.4.4 Zonificación sísmica **23**

3. Redes Neuronales **25**

3.1 Diseño de una neurona artificial. **28**

3.2 Perceptrón multicapa **32**

3.3 Regla de entrenamiento- aprendizaje **34**

3.3.1 Aprendizaje supervisado **35**

3.3.2 Aprendizaje no supervisado **35**

3.3.3 Prueba **36**

3.4 Modelo de Interpretación Espacial de Geo-Propiedades **36**

4. Presentación del geo-ambiente y estudios realizados **41**

4.1 *Geo*ambiente en Tláhuac: Generalidades **41**

4.1.1 Ubicación **41**

4.1.2 Fisiografía y geomorfología **42**

4.1.3 Geología **43**

4.1.4 Hidrología **45**

4.1.6 Fracturamiento **49**

4.2 Estudios geofísicos **51**

4.3 Estudios geotécnicos **58**

4.3.1 Pruebas de contenido de agua en muestras de suelo **58**

4.3.2 Pruebas SPT **62**

5. Discusión de hallazgos **70**

5.1. Zona de estudio: Colonia del Mar **70**

5.2 Evidencias de los discontinuos **72**

5.3 Sobre las Causas→Efectos 73
6. Conclusiones 83
Referencias 85
Anexo 89
Evidencias y ubicación de discontinuos. 89

Índice de figuras

Figura 2.1. Mapa Digital de Elevaciones (MDE) de la Cuenca de México, mostrando las sierras que limitan a la cuenca: 1) Sierra de las Cruces, 2) Sierra Nevada, 3) Sierra de Chichinautzin, 4) Sierra de Guadalupe, 5) Sierra de Pachuca. Los números 6 al 9 corresponden a campos volcánicos de Tepoztlán, Huatla, Tilzapotla y Taxco, respectivamente. Tomada de González-Torres et al., 2015. 4
Figura 2.2. Geología y morfología de la cuenca. Tomada de Mooser en Santoyo et al., 2005. 7
Figura 2.3. Pozos profundos hechos en la Ciudad de México. Con ellos se pudo establecer una correlación para establecer la composición del subsuelo profundo de la Cuenca de México (CM). Se muestran las rocas que cortaron los pozos, la profundidad y las edades de cada unidad. Tomada de González-Torres et al. 2015. 8
Figura 2.4. Lagos que se formaron a partir del cierre del valle para dar lugar a la cuenca endorreica. Se observan los diferentes afluentes que los alimentaban y los principales asentamientos en los alrededores de los lagos. Imagen de dominio público. 15
Figura 2.5. Sección esquemática de las formaciones en el subsuelo de la CM que son parte del acuífero. Modificada de Lesser et al. (2005). 17
Figura 2.6. Estratigrafía del subsuelo de la CM. Tomada de Santoyo et al., 2005. 21
Figura 2.7. Zonificación geotécnica para la ciudad de México. NTC, 2017. 22
Figura 2.8. Zonificación sísmica de la Ciudad de México. Modificado de SPC, 2017. 24
Figura 3.1. Estructura de una red neuronal biológica. Tomada de CONICET, 2016. 26
Figura 3.2. Red neuronal. Las zonas iluminadas son las conexiones entre las diferentes neuronas (sinapsis). Tomada de https://www.hwlibre.com/crean-minicerebro-impreso-3d-estudiar-comportamiento-las-neuronas/ 27
Figura 3.3. Estructura jerárquica de un sistema con base en una RN. 28
Figura 3.4. Modelo de una neurona artificial estándar. 29
Tabla 3.1. Funciones de activación más comunes. 31
Figura 3.5. Estructura unidireccional de una red neuronal. 32
Figura 3.6. Estructuras de RNs: a) RN mono capa, b) RN multicapa con conexiones Feedforward, y c) RN multicapa con conexiones Feedback. 34
Figura 3.7. Topología neuronal para establecer propiedades espaciales. 38
Figura 3.8. Ejemplos de distribución espacial de propiedades: arriba un volumen que esté siendo analizado por sus condiciones de humedad natural, abajo superposición de una propiedad con una frontera encontrada con patrones neuronales. (con permiso de impresión por García et al, 2019). 39
Figura 3.9. Esquema para la transfiguración de propiedad 3D a interpretación en el mapa 40
Figura 4.1. Ubicación de la Alcaldía Tláhuac en la Ciudad de México 41
Figura 4.2. Mapa topográfico de la Alcaldía Tláhuac 43
Figura 4.3. Geología general de la Alcaldía Tláhuac. 45
Figura 4.4. Rasgos hidrológicos de la alcaldía Tláhuac. 46
Figura 4.5. Zonificación Geotécnica de la Ciudad de México. En línea gruesa se muestran las zonas donde se encuentra asentada la Alcaldía Tláhuac. Modificado de NTC, 2017. 47

Figura 4.6. Zonificación Sísmica de la Ciudad de México. Muestra las zonas que se pueden distinguir en la Alcaldía Tláhuac. Modificado de NTC, 2017. 48
Figura 4.7. Hundimientos diferenciales en la Ciudad de México. Modificado del Atlas CDMX. 49
Figura 4.8. Distribución de los discontinuos que existen en la transición sur (Alcaldías: Tláhuac, Iztapalapa y Xochimilco) (con permiso de impresión por García et al, 2019). 50
Figura 4.9. Sondeos mixtos realizados en la Colonia Del Mar. (con permiso de impresión por García et al, 2019). 51
Figura 4.10. Puntos en donde se realizaron las lecturas de ruido sísmico ambiental Tomada de García et. al, 2019. 52
Figura 4.11. a) Mapa de periodos de vibración de los suelos en la Alcaldía de Tláhuac. b) Mapa de periodos dominantes de la Colonia Del Mar y de la zona de estudio (con permiso de impresión por García et al, 2019). 54
Figura 4.12a). Amplificación de las ondas para la alcaldía Tláhuac (con permiso de impresión por García et al, 2019). 55
Figura 4.12.b) Amplificación de las ondas dentro de la zona de estudio (con permiso de impresión por García et al, 2019). 56
Figura 4.13. a) Espesor de la capa de arcilla para toda la extensión de Tláhuac obtenida a partir de los periodos de vibración del suelo. b) Espesor de arcilla dentro de la zona de estudio (con permiso de impresión por García et al, 2019). 57
Figura 4.14. Perfiles de tres diferentes sondeos (a, b y c) realizados dentro de la zona de estudio. 59
Figura 4.15. Profundidad a la que se encuentran los suelos con contenidos de agua mínimos (con permiso de impresión por García et al, 2019). 60
Figura 4.16. Profundidad a partir de la cual se encuentran los suelos con contenido de agua máximo (con permiso de impresión por García et al, 2019). 61
Figura 4.17. Frontera final de los suelos con contenido de agua máximo (con permiso de impresión por García et al, 2019). 62
Figura 4.18. Perfiles con la distribución del número de golpes (eje horizontal) contra la profundidad de penetración (eje vertical) para 3 sondeos realizados en la Colonia Del Mar (con permiso de impresión por García et al, 2019). 65
Figura 4.19. Distribución del número de golpes obtenidos de los sondeos SPT. Muestra una inclusión rígida que presenta un número de golpes de entre 30 y 50 (con permiso de impresión por García et al, 2019). 66
Figura 4.20. Profundidad a la que se encuentra la inclusión rígida. Existe una variación en la profundidad de 0.5 a 8 m. (con permiso de impresión por García et al, 2019). 66
Figura 4.21. Espesor de la inclusión rígida. La mayor parte de la inclusión presenta un espesor de al menos 0.5 m exceptuando algunos puntos muy específicos en los que el espesor alcanza 1.5 m (con permiso de impresión por García et al, 2019). 67
Figura 4.22 Zonas de susceptibilidad al agrietamiento debido a la heterogeneidad (con permiso de impresión por García et al, 2019). 68
Figura 5.1. Límites de la colonia Del Mar y objeto de estudio. 70
Figura 5.2. Límites del objeto de estudio. 71
Figura 5.3. Discontinuos registrados antes del sismo (en color amarillo) y los que se produjeron después del evento del 19 de septiembre de 2017. Modificado de CENAPRED. No se verificó la secuencia, en su gran mayoría las líneas fueron inferidas de manifestaciones entre calles y algunos efectos muy claros en predios. 72
Figura 5.4. Discontinuos caracterizados dentro de la zona de estudio. 73
Figura 5.5. Las flechas rojas marcan el lado del discontinuo que se encuentra "hundido" mientras que las de color azul son las partes que quedan por arriba o "montadas"; se observa cómo las 6 manifestaciones más hacia la derecha parecen formar un bloque completo que mueve hacia Iztapalapa mientras que las dos más hacia la izquierda de la figura podrían pertenecer a un objeto desconectado de este hecho. 74

Figura 5.6. Mecanismos en la Transición: dada la configuración de la capa dura (y su espesor relativo sobre ella) cuando el nivel de agua desciende la concentración de esfuerzos vence la resistencia de los materiales a romperse y se pueden presentar los discontinuos, todos diferentes dependiendo de la forma del basamento. 75
Figura 5.7. Mapa de espesor de arcilla. En colores verdes se delimita la zona de transición abrupta en la profundidad a la que se encuentra el basamento. 76
Figura 5.8. Perfil que muestra la profundidad y configuración del basamento (con permiso de impresión de García et al., 2019. 77
Figura 5.9. Distribución a profundidad de los suelos con contenidos de agua bajos. 78
Figura 5.10. a) Posición inicial de los suelos con contenidos de agua máximos. b) Posición final de los suelos con contenidos de gua máximos. 79
Figura 5.11. Modelo tridimensional de la distribución del contenido de agua de los suelos en la zona de estudio. 80
Figura 5.14. Espesor de la inclusión rígida. 81
Figura 5.12. Distribución del número de golpes de la inclusión rígida. 81
Figura 5.15. Mapa de peligros por inclusión rígida. 82
Figura 5.13. Profundidad a la que se encuentra la inclusión de suelos más competentes. 82

1. Introducción

Los sismos del 7 y 19 de septiembre de 2017 evidenciaron entornos (naturales y antrópicos) de riesgo importante en la Alcaldía de Tláhuac, Ciudad de México (CDMX). Los complejos escenarios posteriores a estos eventos provocaron alteraciones en las masas de suelo que imponían un reto formidable a la respuesta efectiva sobre la comprensión de qué es lo que había sucedido en ese momento (y en el pasado geológico cercano), así como el enfrentar la recuperación en la zona (sanidad sísmica). Para tal efecto diversos equipos de científicos y tecnólogos acudieron al sitio y comenzaron una de las más grandes campañas de geo-estudios realizadas en la CDMX. A pesar de los enormes esfuerzos, al ser éstos desarticulados y tener objetivos tan diversos no se han logrado a la fecha consensos sobre las causas y las mejores prácticas para mitigar los efectos.

En este trabajo de tesis se presenta una propuesta metodológica para reconocer la susceptibilidad al fracturamiento-agrietamiento (FRAG) de los suelos fluvio-lacustres de la zona y que se caracterizan por altas tasas de hundimientos. La caracterización del FRAG de este trabajo se presenta en mapas parcelados que catalogan o califican de acuerdo con: i) el basamento fracturado que subyace a las secuencias arcillosas y. ii) las grietas. Estas últimas se clasificaron como: ii.1) de tensión, en zonas transicionales relacionables con deslizamientos y, ii.2 superficiales, generadas por evaporación-desecación. Se establece, a través del estudio con técnicas de la inteligencia artificial (IA), la causalidad y correlación entre factores geotécnicos y geológicos y el grado de susceptibilidad.

El resultado de los estudios, como objeto, es una herramienta simple que permitiría la construcción de manuales asequibles para calificar/cuantificar el riesgo de las áreas geográficas involucradas y que se caracterizan por una alta densidad de población.

En esta investigación se propone la categorización de elementos asequibles para que, la población y los administradores de gobierno, puedan abonar en la reducción de la vulnerabilidad física del terreno.

La tesis se centra en una de las regiones de la Alcaldía de Tláhuac que fueron las más fuertemente dañadas por los terremotos, particularmente en la Colonia Del Mar. En el

censo de la Comisión para la Reconstrucción de la CDMX en la alcaldía se levantaron más de 2300 predios con daños (desde reparaciones menores, reconstrucción parcial, colapso-reconstrucción total hasta reubicación por inhabitabilidad) concentrándose en esta zona, con una superficie aproximada de 1.5 km^2, cerca de 500 casos.

El método consta de cuatro etapas básicas: 1. compilación/ejecución de pruebas-estudios geológicos y geotécnicos; 2. levantamiento de los agrietamientos (definiéndose a la grieta como una abertura larga y estrecha producto de la separación de dos materiales) o por discontinuos (donde la medición sobre cualquier X,Y y/o Z se pierde porque el medio ha sido interrumpido); 3. modelado espacial con redes neuronales de cada parámetro y; 4. superposición de capas de información para obtener causas→efectos.

Un aspecto fundamental en el reconocimiento espacial (etapas 2 y 4) es la caracterización de las fuentes que maximizan la fragilidad de los sistemas de suelo por efectos antrópicos, por ejemplo: fugas de agua, canalizaciones no articuladas, estructuras enterradas, distribución nociva de cargas por cimentaciones inadecuadas, entre otros. Aunque en esta tesis tales factores no se estudian de manera directa, sí forma parte de los criterios para definir las manifestaciones en las masas naturales. Por ejemplo, los movimientos sufridos por la cimentación de edificios, giros, asientos, desplazamientos, se desconectan de posibles mecanismos de origen natural.

Dada la congruencia entre los argumentos que maximizan la susceptibilidad a agrietarse y el levantamiento de los discontinuos/grietas, con el método aquí propuesto es posible caracterizar las manifestaciones sobre mapas. Con estos resultados se espera que, en el futuro, el desarrollo de las zonas urbanas (y semiurbanas) en Tláhuac, no continúe con la infravaloración del riesgo geológico-geotécnico (desprecio de los efectos que produce la falta de homogeneidad de un suelo, las distintas profundidades de aparición de la roca o estrato rígido, desprecio de los efectos de la potencial expansividad o de posible subpresión, fenómenos de subsidencias, procesos de disolución, entre otros) y se sostenga en conocimientos sólidos del medio.

2. Antecedentes geológicos y geotecnia de la Cuenca de México

Este trabajo de tesis se focaliza en mostrar las ventajas de un método de análisis para resolución de problemas de riesgo. Para ello se servirá de un ejemplo práctico con el que sea relativamente simple enunciar y definir los pasos y los límites de la propuesta.

Como se definió en el capítulo 1, el problema de estudio es la determinación de la susceptibilidad al fracturamiento-agrietamiento (FRAG) y el uso de una herramienta específica para abordarlo, la inteligencia artificial (IA). El objeto que se pretende calificar espacialmente son terrenos colindantes de la Colonia del Mar, Alcaldía de Tláhuac.

La aparición de grietas en depósitos arcillosos que conforman las estratigrafías de cuencas lacustres ha cobrado especial relevancia al poner en riesgo comunidades urbanas, sobre todo aquellas densamente pobladas en el centro del país. La manifestación es multifactorial y con relaciones muy complejas entre las variables involucradas, incluso el fenómeno (como objeto) no está definido totalmente y es aún motivo de discusión científica. Sin embargo, los estudiosos del tema coinciden en la dependencia que guarda la generación de discontinuos de las condiciones geotécnicas y geológicas, así como de los regímenes geohidrológicos en los volúmenes de masas naturales bajo los entramados de infraestructura.

A continuación, y para hacer a este documento autocontenido, se exponen las principales características geológicas de los terrenos bajo análisis. Las propiedades geológicas y mecánicas de la secuencia lacustre de la zona serán abordadas para relacionar las diferencias entre sitios con alta tasa de agrietamiento y aquellos cercanos que no la presentan o la tienen en menor grado.

2.1 Marco geológico

La Ciudad de México (CDMX) es parte de una cuenca endorreica localizada en el extremo nororiental del sector central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)(Gómez-Tuena et

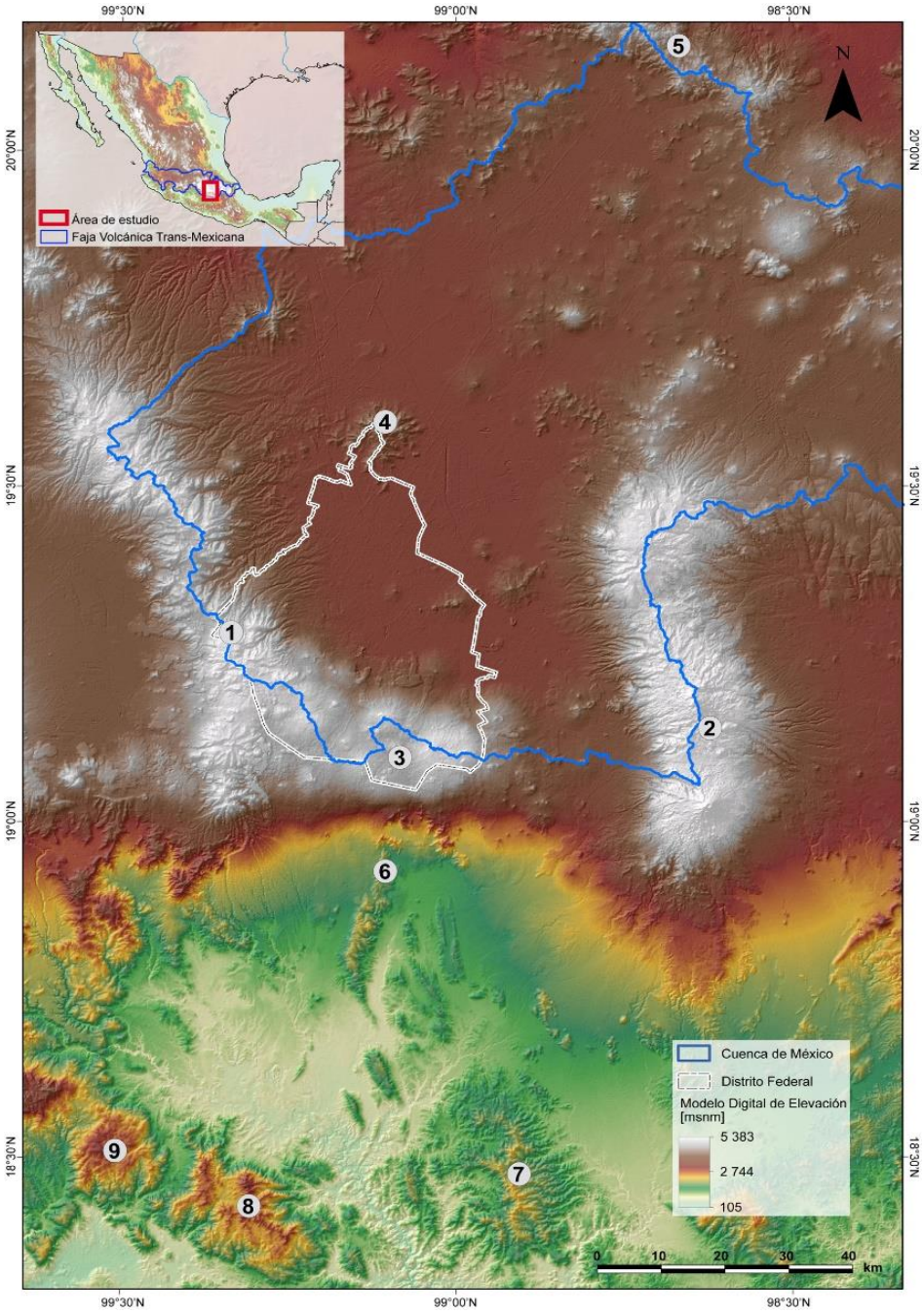


Figura 2.1. Mapa Digital de Elevaciones (MDE) de la Cuenca de México, mostrando las sierras que limitan a la cuenca: 1) Sierra de las Cruces, 2) Sierra Nevada, 3) Sierra de Chichinautzin, 4) Sierra de Guadalupe, 5) Sierra de Pachuca. Los números 6 al 9 corresponden a campos volcánicos de Tepoztlán, Huautla, Tilzapotla y Taxco, respectivamente. Tomada de González-Torres et al., 2015.

al, 2005), la cual está limitada por diversas sierras y estructuras volcánicas: al Norte por las

sierras de Pachuca, Tepotzotlán, Guadalupe, Patlachique y Tepozán; al Sur por la Sierra de Chichinautzin, al Este por la Sierra Nevada, con los edificios volcánicos Iztaccíhuatl, Popocatépetl, Tláloc y Telapón (con una altura de hasta 5,300 m) y; al Oeste la por la Sierra de Monte Alto y de las Cruces (Díaz-Rodríguez, 2006) (Figura 2.1).

Se han realizado diversos estudios y publicado mapas para conocer la evolución geológica de la Cuenca de México (CM); entre ellos, los trabajos realizados por Del Castillo y Ordóñez (1893), Marsal y Marzari (1959), Lugo Hubp (1984) Mooser et al. (1996), por mencionar algunos. La forma actual de la cuenca según Mooser et al. (1975) (Figura 2.2) es resultado de procesos tectónicos y volcánicos que se han desarrollado, a veces lentamente, a veces de forma intempestiva, en los últimos 50 millones de años.

En la dirección Norte-Sur alcanza anchuras de 90 km y en la dirección Este-Oeste es irregular: hacia el Norte tiene aproximadamente 100 km mientras que hacia el Sur sólo 50 km. El área de la cuenca es de aproximadamente de 9,600 km^2 (Santoyo et al., 2006). Además, cuenta con algunos aparatos y conjuntos volcánicos aislados como el Cerro de la Estrella, el Peñón del Marqués, el Peñón de los Baños, la Sierra de Guadalupe y la Sierra de Santa Catarina (De Cserna et al., 1988; Lugo-Hubp et al., 1994; Zamorano-Orozco et al., 2002; García-Palomo et al., 2008, en González-Torres et al., 2015).

En 1975, Mooser, en la obra Memorias del drenaje profundo del Distrito Federal, propone un modelo de evolución para lo que denomina Cuenca de México (CM) con base en la estratigrafía obtenida del pozo profundo Texcoco-1. Mooser (1975), establece que en el Mesozoico el área en donde se sitúa la cuenca estaba sumergida bajo mares tropicales someros. A principios del Cenozoico, los mares se retiraron a la vez que el continente se levantaba; lo cual expuso los depósitos calcáreos (unidad 11 de la Figura 2.2). Posteriormente al levantamiento del continente, el Cenozoico temprano marca el comienzo de 7 etapas de vulcanismo las cuales modifican el relieve de la cuenca dando como resultado la configuración que podemos observar el día de hoy.

La primera fase de vulcanismo data de inicios del Cenozoico y se compone rocas intermedias a ácidas. Intercaladas con estas rocas se encuentran cantos rodados de calizas rellenando las fosas tectónicas y estructuras sinclinales (unidad 10 de la Figura 2.2). En las

siguientes fases no es posible definir los cantos rodados de calizas, pero, existen asociaciones con arcillas lacustres y rellenos fluviales.

La segunda fase se conforma de series volcánicas de la misma composición que la primera fase con abundantes tobas e ignimbritas además de depósitos fluviales. Las rocas de esta fase afloran al norte de Tepotzotlán. Estudios arrojaron que esta fase tiene 32 millones de años, lo cual la ubica en el Oligoceno Medio.

La tercera y cuarta fase de vulcanismo se sitúa cronológicamente en el Oligoceno Superior y Mioceno (unidades 8 y 9 de la Figura 2.2). Estas rocas son las más antiguas que se pueden encontrar aflorando en la CM y tienen una composición dacítica.

A la tercera fase se le atribuye la construcción de la Sierra de Xochitepec, el Peñón de los Baños, y los cerros de Chapultepec, Tlapacoya y Zacatepec, mientras que la cuarta fase es la responsable del complejo de la Sierra de Guadalupe, de Tepotzotlán, Tlapachique, Las Pitallas y el Tepozán (unidad 6 de la Figura 2.2). Este conjunto es mejor conocido como el grupo de las Sierras Menores. Dicho grupo es un sistema de aparatos volcánicos aislados dentro de la cuenca que, en general, tienen una alineación NE-SW.

La quinta fase inicia a finales del Mioceno (~ 5 M.a.) y perdura con menos intensidad en el Cuaternario. Esta fase forma las Sierras Mayores las cuales son los limites occidental y oriental: la Sierra de las Cruces, la Sierra Nevada y la Sierra de Río Frío (unidad 3 de la Figura 2.2). Las rocas de estas sierras son de composición intermedia (andesítica-dacítica) y se formaron debido a la actividad de estratovolcanes que formaron abanicos volcánicos en las lomas de estas sierras.

Las fases seis y siete comprenden el vulcanismo durante el Cuaternario. A la sexta fase se le atribuyen la formación de los cerros de Chimalhuacán, La Estrella, Los Pinos y el Peñón del Marqués al sur de la cuenca; mientras que en al norte los cerros de Chiconautla y Gordo además de la gran cantidad de erupciones entre Tizayuca y Apan (unidad 4 de la Figura 2.2). La séptima fase es la que culminó el cierre de la cuenca, asemejándola a una enorme presa azolvada, con la formación de la Sierra Chichinautzin (unidad 2 de la figura 2.2).

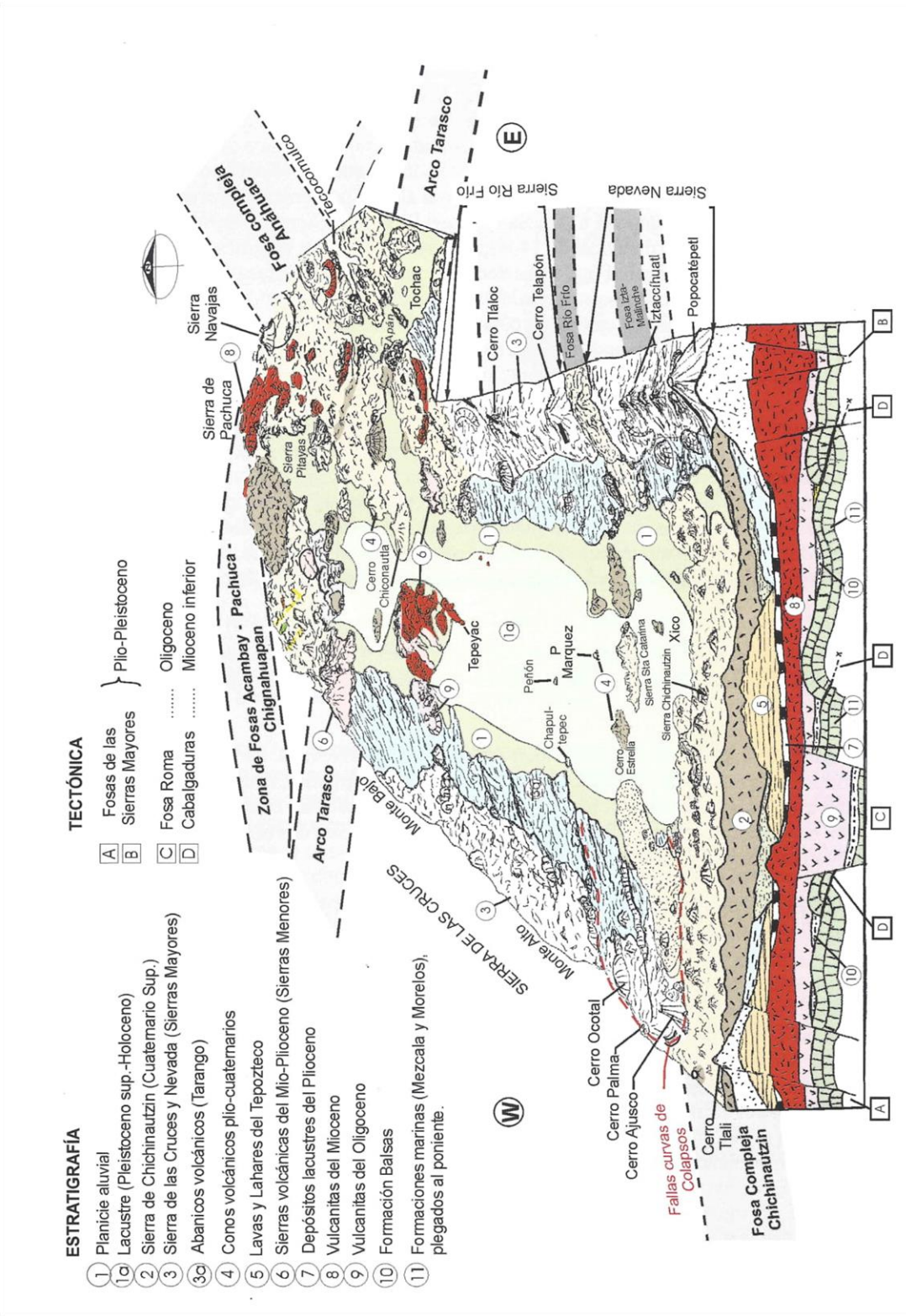


Figura 2.2. Geología y morfología de la cuenca. Tomada de Mooser en Santoyo et al., 2005.

El azolve o relleno de la CM lo conforman depósitos aluviales producto de la erosión de las sierras volcánicas que la rodean y de depósitos lacustres situados en la zona de los lagos que se desarrollaron al cerrarse el drenaje hacia el sur. Con ayuda de los pozos profundos (Figura 2.3), se ha podido determinar que los espesores alcanzan hasta 700 m y se componen de una sucesión de depósitos de lago intercalados con rocas volcánicas (Arce et al. 2019).

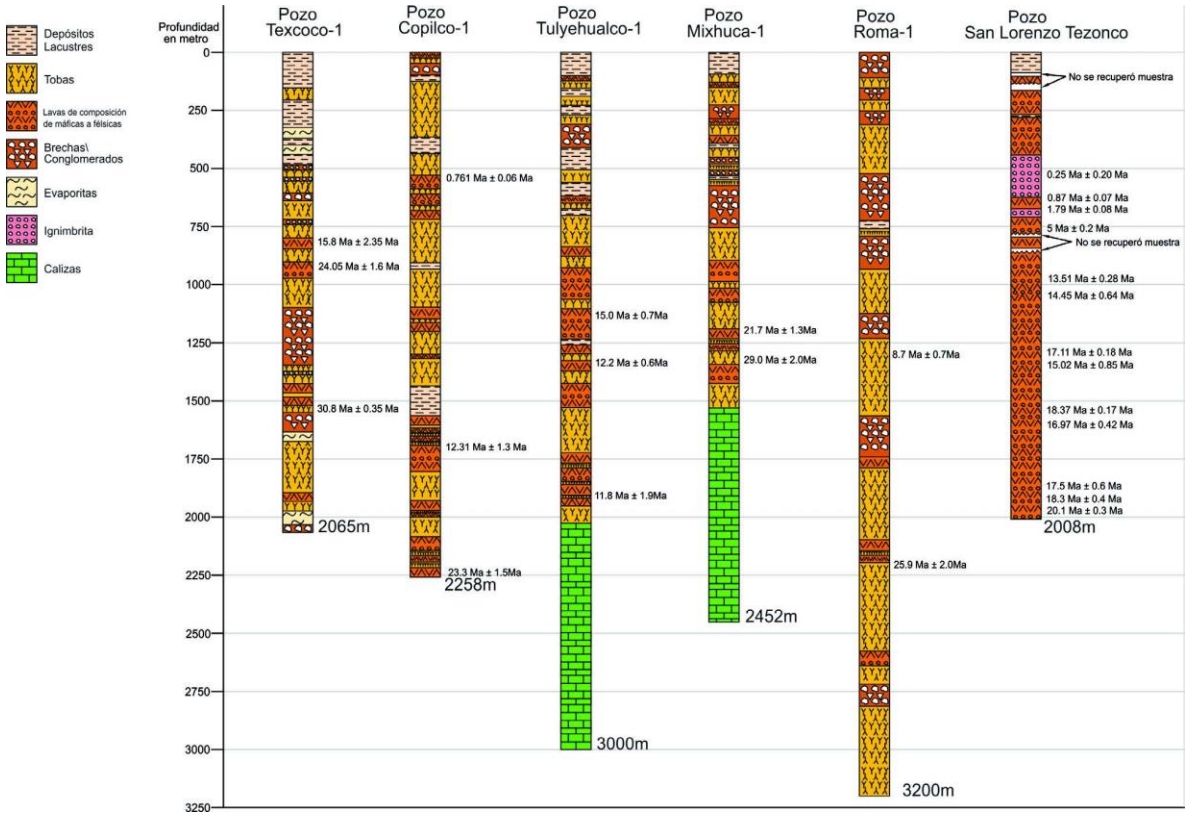


Figura 2.3. Pozos profundos hechos en la Ciudad de México. Con ellos se pudo establecer una correlación para establecer la composición del subsuelo profundo de la Cuenca de México (CM). Se muestran las rocas que cortaron los pozos, la profundidad y las edades de cada unidad. Tomada de González-Torres et al. 2015.

Los depósitos más recientes al centro de la CM corresponden a las planicies aluviales. Tienen una elevación entre 2300 y 2500 con respecto al nivel medio del mar y una pendiente promedio de 2°. Se pueden delimitar tres depresiones separadas entre sí por las elevaciones volcánicas que se localizan dentro de la depresión tectónica: al Norte la planicie de Pachuca, al Centro-Sur la de México y al sur la de Xochimilco-Chalco (Cervantes y López, 1988). Estas son muy relevantes dado que gran parte de la zona urbana de la

ciudad se encuentra asentada sobre estas planicies elevadas (unidades 1 y 1a de la Figura 2.2).

2.2 Estratigrafía

La estratigrafía del subsuelo de la CM se resume de la siguiente manera en el informe de Disponibilidad de Agua Subterránea a realizado por la CONAGUA (2020):

CRETÁCICO

Fm. Xochicalco (Kx)

Se reconoce como la formación más antigua de la cuenca, aflora en el suroeste de la cuenca. Está compuesta por una secuencia de calizas, principalmente calcilutitas y calcilimolitas, con laminación fina y vetillas de calcita hacia la cima, se depositó en ambiente marino en el Aptiano.

Fm. Morelos (Km)

Aflora al sur de la Sierra Chichinautzin, el espesor de 900 m se adelgaza al oriente y poniente. La constituye una interestratificación de capas gruesas de calizas y dolomías concordantes con anhidritas laminares. Esta formación se detectó a profundidades de 2,060 y 2,160 m en lo pozos exploratorios Mixuca 1 y Tulyehualco 1 perforados por PEMEX.

Fm. Doctor (Kid)

Constituida por facies calcáreas de banco y cuenca del Albiano Medio-Cenomaniano Temprano. Forman una secuencia de 200 m de espesor de calizas mudstone en capas delgadas de nódulos y lentes de pedernal con intercalaciones de lutitas.

Fm. Cuautla (Kc)

Fries (1960) la reconoce como facies de cuenca, de banco y de litoral del Cenomaniano Tardío al Turoniano Tardío. Las facies de banco se encuentran aflorando en la región sur de la Sierra Tepozotlán a una altitud promedio de 1500 msnm y al norte de Zumpango a una elevación de 2400 msnm, esta Formación está constituida por calizas de estratificación gruesa, con abundantes biostromas y rudistas, es concordante con la Formación Mexcala.

Fm. Mexcala (kmx)

Aflora al sur de la sierra Chichinautzin y en el cerro La Palma al noreste de la cuenca, su

espesor máximo es de 1500 m y se conforma por una interestratificación gradual rítmica de turbiditas, limolitas y lutitas. Dicha Formación se depositó en aguas someras durante el Conaciano-Campaniano.

CENOZOICO

Granito Colotepec (Tgc)

Se encuentra en el extremo sudoccidental intrusionando a la formación Xochicalco en el núcleo del anticlinal Colotepec, está relacionado genéticamente con el tronco Coxcatlán del Eoceno Medio.

Grupo Balsas (Teob)

Está formado por depósitos continentales del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano, aflora al sur de la cuenca, consta de un conglomerado calcáreo con matriz limoarcillosa cementada por calcita y óxido de hierro, de estratificación masiva y espesor de 500 m, estas capas se interdigitan y están cubiertas por una secuencia de 800 a 2000 m de capas deleznables de arcilla, limo y arena. Descasa discordantemente encima de las formaciones del Cretácico y la secuencia superior es discordante con la Riolita Tilzapotla.

Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Tomv)

Esta secuencia volcánica aflora profundamente erosionada y fracturada en los cerros Picacho y Púlpito del Diablo, cuyos espesores varían entre 390 y 1750 m, la composición varía de andesítica a riodacítica. Este grupo lo conforma una secuencia de tobas líticas, cristalinas y vítreas, brechas tobáceas y aglomerados, además, contienen capas de materiales clásticos con espesores promedio de 6 m que indican el tiempo en el que se interrumpió la actividad volcánica. En el subsuelo de la CM estas rocas cubren en forma discordante a unidades cretácicas y, son discordantes con rocas volcánicas del Mioceno medio y Tardío.

Grupo Pachuca (Tomp)

Es un grupo volcánico que presenta actividad desde el Oligoceno hasta el Plioceno. Su composición varía de basalto a riolita, aunque predominan las composiciones andesítica y dacítica. La mayor parte del grupo lo constituyen grandes afloramientos de derrames lávicos interestratificados con tobas y brechas volcánicas, separadas por suelos que podrían

indicar diferentes secuencias volcánicas correlacionables con rocas extrusivas del Mioceno Medio y del Tardío.

Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío

Los afloramientos se distribuyen en áreas pequeñas dentro de la cuenca, en su mayoría se encuentran cubiertos por materiales volcánicos más recientes. En el sur se manifiestan en los cerros El Elefante, El Judío, Los Remedios, El Peñón de los Baños, la base de las Sierras Guadalupe y de las Cruces, El cerro Patlachique y algunos otros afloramientos al norte de Texcoco. En la porción norte los afloramientos se encuentran ampliamente distribuidos, entre los que destacan la Sierra de Tepozotlán constituidas por una secuencia de tobas, brechas volcánicas y lavas. En el subsuelo de la CM se distribuye de manera discordante a las rocas del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano.

Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (Tpv)

Son un conjunto de rocas extrusivas del segundo pulso magmático, aflora localmente en los flancos de las Sierras de las Cruces, Zempoala y Río Frío; también coronan las Sierras de Guadalupe y Tepozotlán, sobreyacen discordantemente a las rocas del Oligoceno-Mioceno y las cubren las unidades volcánicas del Plioceno Tardío y Cuaternario. La composición de estas rocas varía de andesítica a dacítica, las secuencias piroclásticas no son consolidadas y constituyen tobas cristalinas, vítreas, líticas y pumíticas.

Fm. Otomí (Tpo)

Son productos volcánicos emitidos durante la parte más temprana del Plioceno Tardío. Esta unidad está formada en su mayor parte por depósitos piroclásticos que se presentan como flujos lobulados. Las lavas de esta unidad afloran en las regiones altas de la Sierra de Monte Alto, en las que son características las intercalaciones de brechas volcánicas con coladas lávicas, que presentan una textura fanerítica en los derrames de mayor consistencia, el espesor que se estima es de 1300 m en el cerro de Las Palomas.

Rocas volcánicas máficas del Plioceno Tardío (Tpb)

Están constituidas por derrames lávicos interestratificados, con capas de poco espesor de brechas volcánicas y/o piroclásticos pertenecientes a los depósitos piroclásticos del Plioceno.

Fm. Las Cruces (Tpc)

Se distribuye en el límite suroeste de la CM, representada por una serie de tres estratovolcanes alineados con dirección N-S, junto con sus depósitos piroclásticos los cuales dividen a las cuencas de México y del Río Lerma. Los depósitos piroclásticos consisten en pómez, cubiertos por flujos piroclásticos, generalmente no consolidados, de cenizas cristalinas, vítreas y de pómez con o sin fragmentos de composición heterogénea. El espesor de esta unidad es de 990 m. El volcanismo es representativo del Plioceno Tardío.

Fm. Zempoala (Tpz)

Es un conjunto de productos volcánicos posiblemente contemporáneos de la Formación Las Cruces, es una secuencia de andesitas afaníticas-porfiríticas, con escasos cristales de anfibol, el espesor que aflora se estima en 1000m en el cerro Zempoala y se considera de edad Plioceno Tardío.

Riolita Navajas (Tpn)

Tienen un espesor aflorante de 500 m en su parte central. Es discordante a las rocas del Grupo Pachuca y rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno.

Depósitos piroclásticos y clásticos aluviales del Plioceno (Tppc)

Son depósitos no diferenciados que se relacionan con la actividad piroclástica y fluvial del Plioceno, afloran al poniente de Cuautla con un espesor máximo de 400 m y están conformados por gravas, arenas, limos y arcillas de constitución volcánica.

En el subsuelo de la CM dichos depósitos constan de tobas, brechas volcánicas y aglomerados con horizontes de conglomerados, arenas y arcillas. Se encuentran acumulados en fosas tectónicas y rellanando amplios valles con un espesor de 750 m y están cubiertos de manera discordante por el aluvión del Cuaternario.

CUATERNARIO

Fm. Llano Grande (Qllg)

Es una secuencia eruptiva cuya composición varía de andesitas a riodacitas, aflora en la porción noroccidental de la Sierra Nevada, las secuencias constan de capas delgadas de lapilli pumítico y lítico y flujos de cenizas vítreas. Esta unidad se encuentra cubierta de forma discordante por las formaciones Telapón e Iztaccíhuatl.

Fm. El Pino (Qpp)

Son rocas volcánicas de composición máfica que forman los cerros de La Estrella, El Pino, Chimalhuacán, Chiconautla y los campos volcánicos Tezontepec-Otumba, su expresión geomorfológica es de conos cineríticos, volcanes escudo y coladas de lava en bloques. Los espesores máximos alcanzan los 750 m en algunos centros eruptivos de la periferia. La formación la constituyen secuencias de flujos lávicos con intercalaciones delgadas de tefra no consolidada formada por cenizas cristalinas y vítreas, lapillis líticos y escoria de tamaño lapilli.

Fm. Tláloc (Qt)

Son coladas de lava que forman parte de Sierra Río Frío de composición andesítica latítica y dacítica, consta de varis sucesiones caracterizadas en su base por pómez y líticos angulosos tamaño lapilli, de un metro de espesor aproximadamente y con gradación inversa, los que revela una erupción pliniana con cristales de pómez.

Fm. Iztaccíhuatl (Qi)

Son rocas de los volcanes Llano Grande Iztaccíhuatl y Nexpayantla (antecesor del volcán Popocatépetl). Los afloramientos en el volcán Iztaccíhuatl tienen un espesor de 2500 m aproximadamente. Está compuesta por una secuencia de andesitas basálticas que inicia con derrames lávicos y los domos que se reconocen en campo son de andesitas de olivino y anfibol y dacitas de anfibol. Se considera que tiene una edad en el intervalo de 0.6 a 0.08 millones de años.

Fm. Popocatépetl (Qp)

Se infiere que el espesor máximo de esta unidad es de 3500 m. Esta formación cubre discordantemente a la Formación Iztaccíhuatl y probablemente se interdigita hacia el poniente con la formación Chichinautzin, ya que son contemporáneos. La interdigitación se presenta con clastos fluviales hacia las llanuras aluviales de Cuautla y Amecameca. Con base a fechamientos isotópicos se calcula una edad del Pleistoceno Tardío- Holoceno.

Fm Chichinautzin (Qc)

Son lavas extensas, vesiculares, masivas o lajadas de composición andesítico-basáltico y andesita de grano fino y medio con cristales de olivino y piroxenos en matriz vítrea y

microcristalina. El espesor máximo de esta unidad es de 1800 m con una edad de 700 000 años.

Depósitos aluviales (Qal)

Los espesores de esta unidad son de 500 m, en las zonas norte y sur incluyen material poco consolidado, compuesto por fragmentos de grava, arena, limo y arcilla conteniendo localmente marga. Descansan discordantemente sobre los depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno y localmente sobre rocas volcánicas más antiguas y sedimentarias del Cretácico. Se propone una edad del Pleistoceno al Holoceno.

Depósitos Lacustres (Qla)

Son sedimentos clásticos y piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del Popocatépetl y de la Sierra Chichinautzin, los que se depositaron en ambiente lacustre. Los espesores varían de 30 a 300 m, los mayores espesores se presentan en las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco y disminuyen haca las márgenes de las planicies.

2.3 Características Geohidrológicas

La CM fue originalmente una depresión tectónica endorreica, una geomorfología propicia para el desarrollo acumulaciones hídricas en las zonas bajas, unos de agua dulce como los lagos de Xaltocan, Zumpango y Chalco y, otros de agua salobre, como el Lago de Texcoco, en donde se concentraban depósitos salinos debido a intensos regímenes de evaporación (NRC, 1995) (Figura 2.4). Las principales fuentes de captación son los ríos que provienen de los parteaguas de montañas y cerros que la rodean o como producto del deshielo de las cadenas montañosas mayores; además de la infiltración del agua de lluvia hacia acuíferos someros de la región. Debido a las severas inundaciones históricas que ocurrían en la ciudad, se decidió abrir un desagüe artificial a finales del siglo XVIII, además de desviar el cauce de numerosos ríos para que su caudal no llegara a los lagos de la parte central.

La información que se tiene acerca de los recursos hidráulicos subterráneos de la Ciudad se debe a una serie de pozos profundos realizados desde el descubrimiento a mediados del siglo XIX del potencial del subsuelo para extraer agua potable, así como de sondeos y

perfiles sísmicos realizados por diversas dependencias públicas y privadas entre ellas: SACMEX, CFE y Petróleos Mexicanos (PEMEX).

A raíz del terremoto del 19 de septiembre de 1985, se realiza una campaña de sondeos profundos desarrollada principalmente por PEMEX, la que contribuyó de forma significativa al conocimiento del subsuelo de la Cuenca (Auvinet et al., 2017).

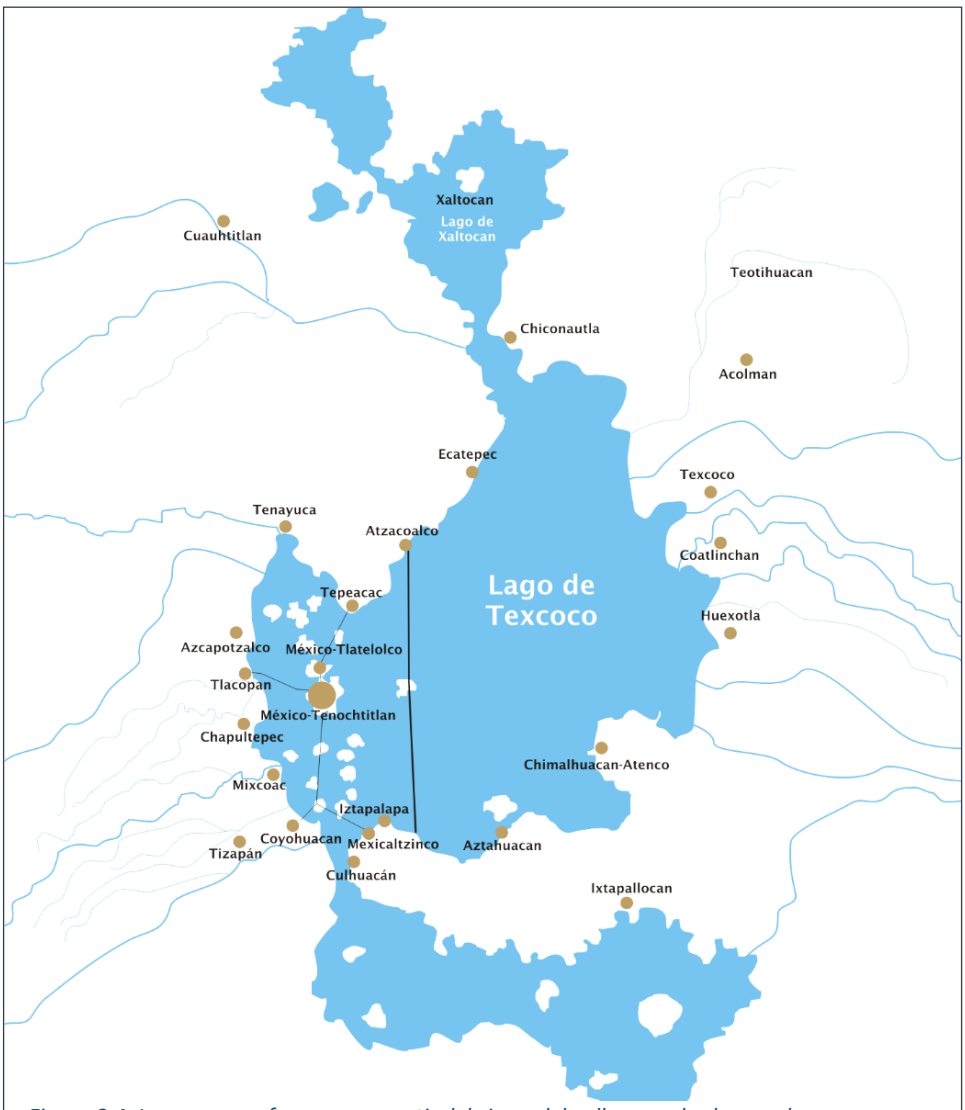


Figura 2.4. Lagos que se formaron a partir del cierre del valle para dar lugar a la cuenca endorreica. Se observan los diferentes afluentes que los alimentaban y los principales asentamientos en los alrededores de los lagos. Imagen de dominio público.

En el modelo de acuífero propuesto por el NRC (1995) para la Zona Metropolitana del Valle de México (ZMVM) se establecen las siguientes zonas:

Los depósitos de arcillas lacustres superficiales, denominadas como la Formación Arcillosa Superior (FAS) y la Formación Arcillosa Inferior (FAI). Estas unidades se encuentran divididas por lo que se conoce como Capa Dura (CD), la cual se compone principalmente de sedimentos gruesos, dominantemente arena, y se localiza entre los 10 y los 40 metros de profundidad y de tan solo unos cuantos metros de espesor. A las capas arcillosas superficiales, que tienen una profundidad de 100 metros, se les denomina ***acuitardo*** (se define como una capa semipermeable que presenta dificultad para transmitir el agua subterránea) y son mucho menos permeables que la capa dura o los sedimentos aluviales subyacentes.

Los depósitos aluviales que se ubican debajo de las formaciones arcillosas tienen un espesor de entre 100 y 500 m. Se encuentran interestratificados con depósitos basálticos recientes, siendo esta unidad lo que se conoce como ***acuífero principal*** dada su alta permeabilidad y su gran capacidad de almacenamiento. Una unidad subyacente del acuífero se compone de material volcánico, el cual tiene un espesor de 100 a 600 m y alcanza una profundidad de hasta 1000m.

Por su parte, en 2005, Lesser et al. proponen un ***acuífero*** constituido por una alternancia de aluviones y productos volcánicos permeables, que consienten la infiltración y posterior circulación de agua subterránea. Estas capas, a su vez, se encuentran cubiertas por arcillas lacustres que están saturadas y hacen la función de ***acuitardo***. Además, estipulan que el acuífero, en su parte central se encuentra semiconfinado por las arcillas lacustres, mientras que en las porciones oriental y occidental el nivel piezométrico se encuentra debajo de las arcillas, causando que el acuífero funcione como libre (Figura 2.5).

La ***recarga*** principal del acuífero está ubicada en los flancos de la Sierra Chichinautzin ya que su composición basáltica la hace muy permeable. Otras zonas de recarga son las sierras Nevada y de las Cruces, las cuales tienen una permeabilidad media.

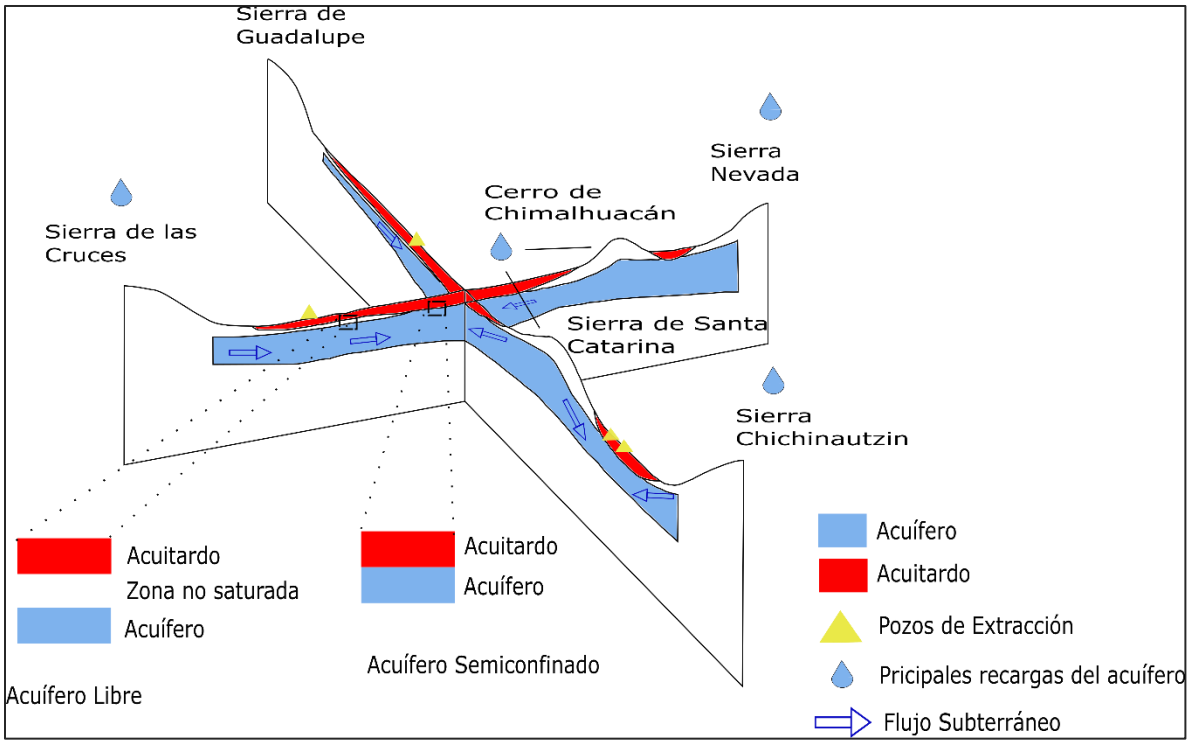


Figura 2.5. Sección esquemática de las formaciones en el subsuelo de la CM que son parte del acuífero. Modificada de Lesser et al. (2005).

Un estudio realizado por Lesser et al. (2005) obtiene un balance de flujo subterráneo. En este estudio se estable una entrada por flujo subterráneo de 255.31 Mm^3/año que equivale a 8.09 m^3/s. La extracción por bombeo fue de 400 Mm^3/año, esto es, 12.68 m^3/s. El cambio de almacenamiento que se calculó fue de -19.53Mm^3/año, que es igual a -0.62 m^3/s. Asimismo, se dedujo que existe un drenado vertical de la arcilla que suma 125.16 Mm^3/año, que equivale a 3.97 m^3/s. Con estos datos se concluyó que el acuífero de la Ciudad de México se encuentra sobreexplotado; si se considera que la sobreexplotación corresponde al volumen del cambio de almacenamiento y al drenado de las arcillas divididos entre la recarga por flujo subterráneo se obtiene que el porcentaje de sobreexplotación es del 56%.

Los primeros pozos realizados para abastecer de agua a la ciudad resultaron ser artesianos, es decir, el gradiente hidráulico era suficiente para lograr el ascenso del agua de las capas inferiores hacia la superficie, no habiendo necesidad de bombeo para extraer agua del subsuelo. Sin embargo, dada la continua perforación de pozos y extracción hídrica, el

gradiente decayó haciendo que el flujo de las capas superiores descendiera hacia las zonas de producción, lo que a su vez provocó la consolidación de las capas arcillosas debido a la disminución de la presión de poro, ocasionando el fenómeno de hundimiento en la ciudad.

2.4 Geotecnia

2.4.1 Formación de los suelos en el Valle

Con base en fechamientos con Carbono 14 se ha podido determinar que la tasa de depósito de los suelos en la Cuenca de México fue de un metro cada cuatro mil años, sin embargo, han ocurrido interrupciones en dicha tasa gracias a la acción climática o procesos geológicos externos (intemperismo, subsidencia, evaporación, etc.). Por ejemplo, las etapas de sequía intensa en las que los niveles de los lagos bajaron favorecieron la deshidratación de los suelos por la radiación del Sol o acumulaciones repentinas asociadas a las erupciones volcánicas. Estos depósitos cubrían la mayor parte de la cuenca y formaron mantos de ceniza o depósitos piroclásticos (Santoyo et al., 2005, Lozano-García et al., 1998).

El proceso de depósito de las arcillas lacustres inició hace aproximadamente 170 mil años, periodo durante el que se atenuó la actividad volcánica en la CM, ocurriendo intermitentes e importantes períodos de glaciares. La cuarta glaciación, conocida como Glaciación Wisconsin, que duró los últimos 80 mil años fue precedida por la Glaciación Illinois los últimos 70 mil años, que duro 200 mil años. Estos dos periodos glaciares quedaron separados por un periodo de 20 mil años de un clima cálido-seco, denominado Interglaciar Sangamon. Cada periodo glacial está antecedido de un interglaciar de clima cálido–seco, que gradualmente cambia a cálido-húmedo, después templado-húmedo y finalmente frío. Durante el tiempo frío avanzan los glaciares, para volverse a retraer al calentarse gradualmente el clima nuevamente, hasta llegar al siguiente periodo interglaciar, y así periódicamente (Santoyo et al., 2005).

Martínez (2011) plantea el desarrollo de los suelos durante los cambios de clima de la siguiente manera:

- En los periodos de climas húmedos y cálidos, las laderas del valle original previo al cierre desarrollan de manera intensa la vegetación cuyos residuos, al ser

descompuestos por la acción de los microorganismos del suelo, generaron abundante bióxido de carbono. El CO_2 en combinación con el agua y el oxígeno del aire crearon las condiciones propicias para la descomposición química de los minerales que constituyen las cenizas volcánicas, transformándolas en arcillas coloidales (partículas minerales de tamaño microscópico). Estas arcillas fueron erosionadas por las lluvias y transportadas por los ríos a través de múltiples cañadas hasta la zona de los lagos donde, en presencia de agua salada con un alto contenido de sodio, se produjo la asociación de las partículas coloidales que estaban en suspensión en el agua. Se forman entonces grumos (flóculos) de estructura muy hueca (o porosa), pero de tamaño y peso suficiente para favorecer su lenta sedimentación en el fondo del lago.

- Por otro lado, en los tiempos de clima seco, la carencia de agua inhibió la generación de vegetación y con ello se redujeron de manera importante la acción micro orgánica y la producción de bióxido de carbono. En tales condiciones de escasez de agua y de gas carbónico, se minimizó el proceso de generación de arcilla por descomposición química de las cenizas volcánicas de las laderas del valle. La escasa lluvia y la fuerte evaporación redujeron el volumen de los lagos y su área se contrajo considerablemente, dejando una gran parte de la superficie del fondo de los lagos expuesta a la desecación del suelo por los rayos solares. Este fenómeno se manifiesta en la presencia de estratos endurecidos intercalados entre los estratos de arcilla, que reflejan periodos de sequía alternados con largos periodos de clima húmedo.

2.4.2 Zonificación estratigráfica

Marsal y Mazari (1959) realizaron estudios del subsuelo de la ciudad y, basados en sus características estratigráficas y mecánicas, lograron delimitar las siguientes zonas:

- Lomas

  Esta zona se encuentra constituida al Occidente por parte de la Sierra de las Cruces, al Sur por la Sierra Chichinautzin y los aparatos volcánicos dentro de la cuenca

como: El Cerro de la Estrella, El Peñón de los Baños, el Peñón del Marqués y la Sierra de Santa Catarina. Al poniente se conforma de terrenos compactos, areno limosos con alto contenido de grava y por tobas pumíticas bien cementadas. Una característica de esta zona es la presencia de galerías excavadas debido a la actividad minera para la extracción de gravas y arenas.

- Transición

Se ubica entre la zona de lago y la zona de lomas y se caracteriza por presentar variaciones estratigráficas de un lugar a otro. Generalmente, se tienen depósitos arcillosos o limosos orgánicos en la parte superficial los cuales cubren a estratos de arcilla volcánica intercalados con arenas limpias y compactas que descansan sobre potentes depósitos de grava y arena.

- Lago

Esta zona exhibe los siguientes estratos: 1) depósitos areno-arcillosos que presentan restos arqueológicos o bien, rellenos artificiales que en algunos puntos de la ciudad llegan hasta a 10 m de profundidad, 2) arcillas volcánicas extremadamente compresibles intercaladas con pequeñas lentes de arena. Este estrato tiene espesores de entre 15 a 32 m, 3) la primera capa dura, de alrededor de 3 m de espesor compuesta por suelos arcillo o limo-arenosos compactos y rígidos, 4) arcillas volcánicas semejantes a las de la formación superior pero más comprimidas y resistentes y con un espesor entre 4 y 14m, y 5) depósitos de arena con grava intercalados con estratos de limo o arena arcillosa.

Santoyo et al. (2005) resumen esta secuencia de la siguiente manera (Figura 2.6):

- Una Costra Superficial (CS) compuesta de rellenos artificiales principalmente y de espesor variable.
- La Formación Arcillosa Superficial (FAS) de consistencia blanda a muy blanda y extremadamente compresibles.
- La Capa Dura (CD) es la separación de las formaciones arcillosas.
- La Formación Arcillosa Inferior (FAI), compuesta de arcillas más consolidadas.
- Los depósitos profundos, constituidos por gravas y arenas (material granular).

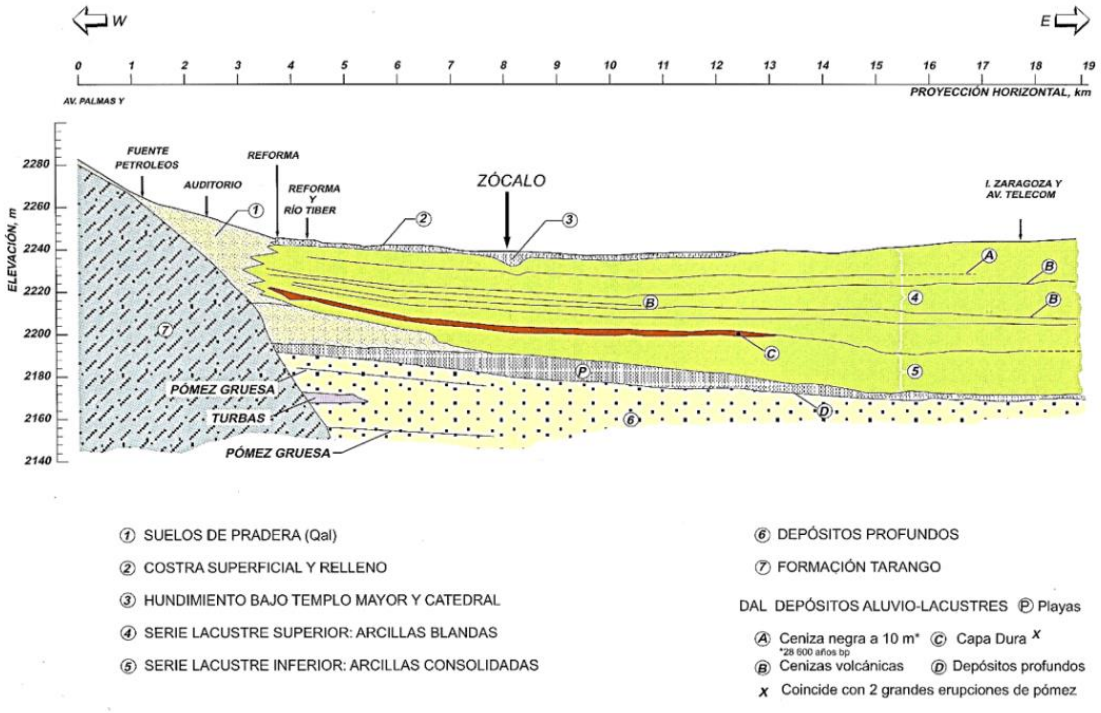


Figura 2.6. Estratigrafía del subsuelo de la CM. Tomada de Santoyo et al., 2005.

2.4.3 Zonificación Geotécnica

Desde mediados del siglo XX diversos investigadores han realizado estudios con el objetivo de conocer la estratigrafía de la CM. Entre ellos, destacan las aportaciones de Marsal y Mazari (1959) y Zeevaert (1971) quienes, dada la necesidad de conocer la composición del subsuelo para realizar el diseño de las cimentaciones de grandes obras de ingeniería en la ciudad, fueron los pioneros en la geotécnica de la CM.

De acuerdo a las modificaciones de las Normas Técnicas Complementarias (NTC, 2017) se definen tres zonas para la CM con las siguientes características (Figura 2.7):

i. Zona

ii. Zona I. Lomas, formadas por rocas o suelos generalmente firmes que fueron depositados fuera del ambiente lacustre, pero en los que pueden existir, superficialmente o intercalados, depósitos arenosos en estado suelto o cohesivos

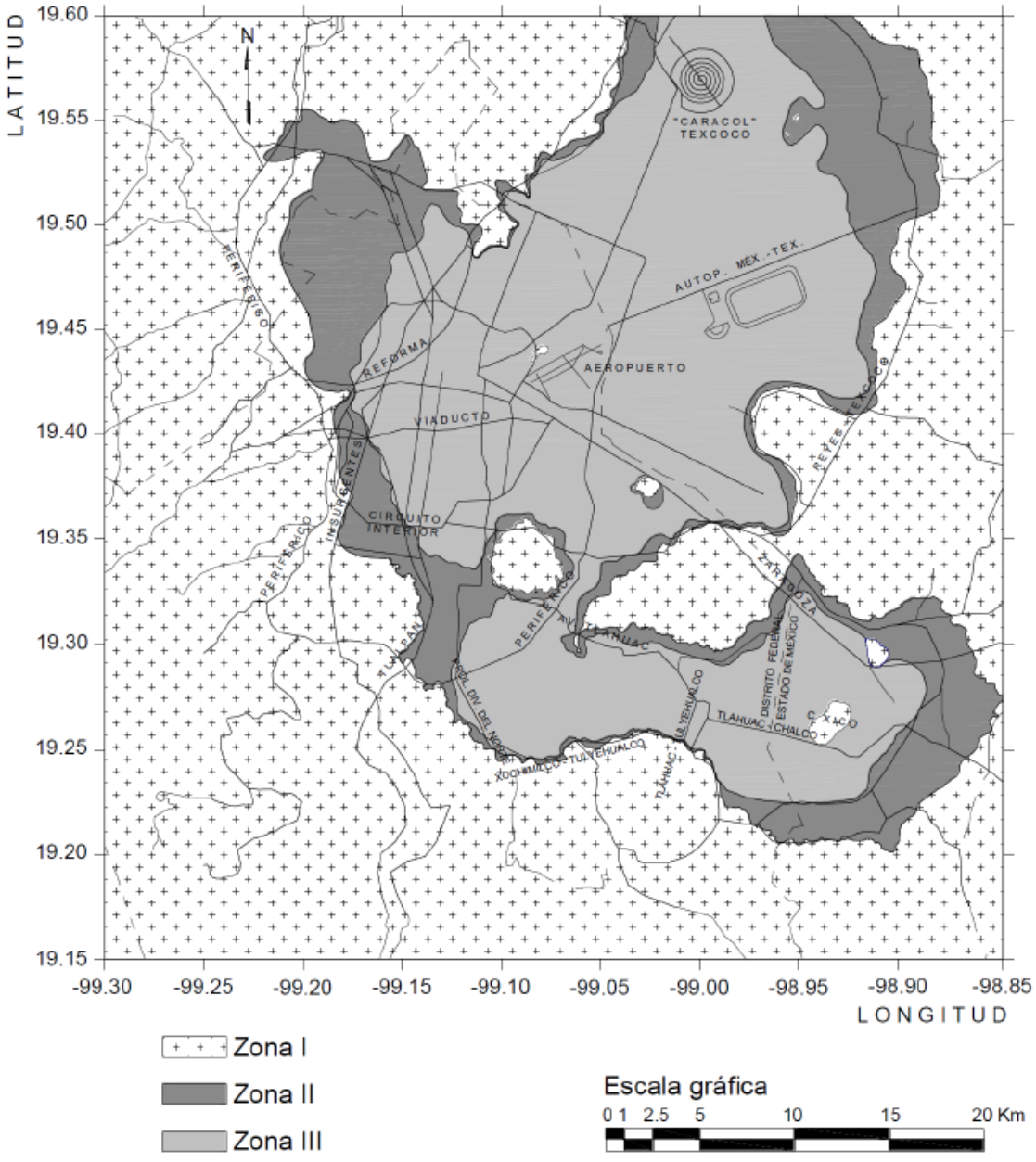


Figura 2.7. Zonificación geotécnica para la ciudad de México. NTC, 2017.

relativamente blandos. En esta zona, es frecuente la presencia de oquedades en rocas, de cavernas y túneles excavados en suelos para explotar minas de arena y de rellenos artificiales no controlados;

iii. Zona II. **Transición**, en la que los depósitos profundos se encuentran a 20 m de profundidad, o menos, y que está constituida predominantemente por estratos arenosos y limo arenosos intercalados con capas de arcilla lacustre; el espesor de éstas es variable entre decenas de centímetros y pocos metros; y

iv. Zona III. **Lacustre**, integrada por potentes depósitos de arcilla altamente compresibles, separados por capas arenosas con contenido diverso de limo o arcilla. Estas capas arenosas son en general medianamente compactas a muy compactas y de espesor variable de centímetros a varios metros. Los depósitos lacustres suelen estar cubiertos superficialmente por suelos aluviales, materiales desecados y rellenos artificiales; el espesor de este conjunto puede ser superior a 50 m.

2.4.4 Zonificación sísmica

En 2004, en las NTC modificadas se redefinió el mapa de zonificación sísmica y se eliminaron las zonas de alto riesgo que se incluían en dicho mapa. En su lugar, se introdujo una subzonificación basada esencialmente en el espesor del estrato de subsuelo blando y desestimó los efectos de interacción lateral que se incluían en la versión de 1987. En mapa que actualmente se conoce refleja la profundidad de los depósitos arcillosos y no considera la dinámica tridimensional del fenómeno sísmico (Lermo-Samaniego, 2019).

Esta actualización divide a la Cuenca de México en 6 zonas (Figura 2.8):

- Zona I: Lomas. Ubicada principalmente en las partes altas de la CM (zonas de color blanco en la Figura 2.8). Se conforma por suelos altamente resistente y poco compresibles.
- Zona II: Transición con características intermedias (zonas de color verde oliva en la Figura 2.8). Parte de suelo duro y parte de suelo blando.
- Zona III: Zona de lago. Es en donde se ubicaban los antiguos lagos de Texcoco y Xochimilco-Chalco. Esta se subdivide en 4 zonas que en la Figura 2.6 se observan de

la A a la D, de color verde claro, verde oscuro, naranja y rojo respectivamente. El tipo de suelo en esta zona está constituido principalmente de suelos lacustres muy blandos, compresibles y con altos contenidos de agua. Esta última característica es de suma importancia geotécnica ya que provoca que las amplitudes de las ondas sísmicas se amplifiquen y haya riesgosos fenómenos de licuación de arenas (fenómeno que, consecuencia de un movimiento sísmico, hace que un suelo pierda resistencia al corte y se comporte como líquido), ocasionando que los edificios pierdan verticalidad y haya deslizamientos de tierra.

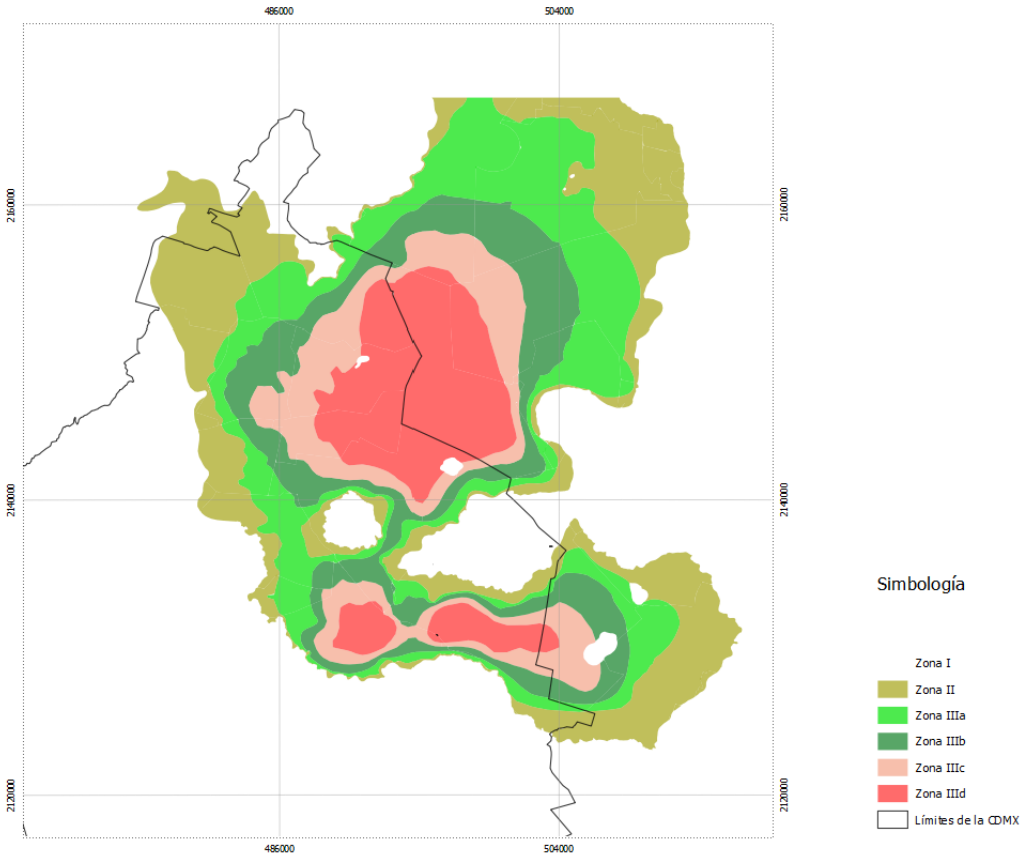


Figura 2.8. Zonificación sísmica de la Ciudad de México. Modificado de SPC, 2017.

3. Redes Neuronales

En este capítulo se presentan brevemente y de forma reducida, las características principales de las redes neuronales artificiales o redes neuronales (RNs), esto es, sus bases matemáticas, estructura, las reglas de entrenamiento y la metodología utilizada para construir un modelo neuronal. Al ser un campo científico-tecnológico tan extenso y complejo se considera que un lector interesado deberá profundizar en cada referencia citada y tomar este texto sólo como una guía introductoria.

Las RNs están inspiradas en los procesos nerviosos biológicos (Bishop, 1996). Esta técnica es capaz de descubrir las relaciones, lineales y no lineales, de conjuntos de datos numéricos con el fin de analizar y predecir comportamientos complejos.

El componente principal del sistema nervioso es el cerebro, el cual está compuesto por millones de células llamadas neuronas. Estas células tienen una característica especial: se pueden comunicar entre ellas y son las únicas que lo hacen en el cuerpo humano.

En la Figura 3.1 se observan las partes esenciales de una neurona biológica, las dendritas, el soma, el axón, y la sinapsis.

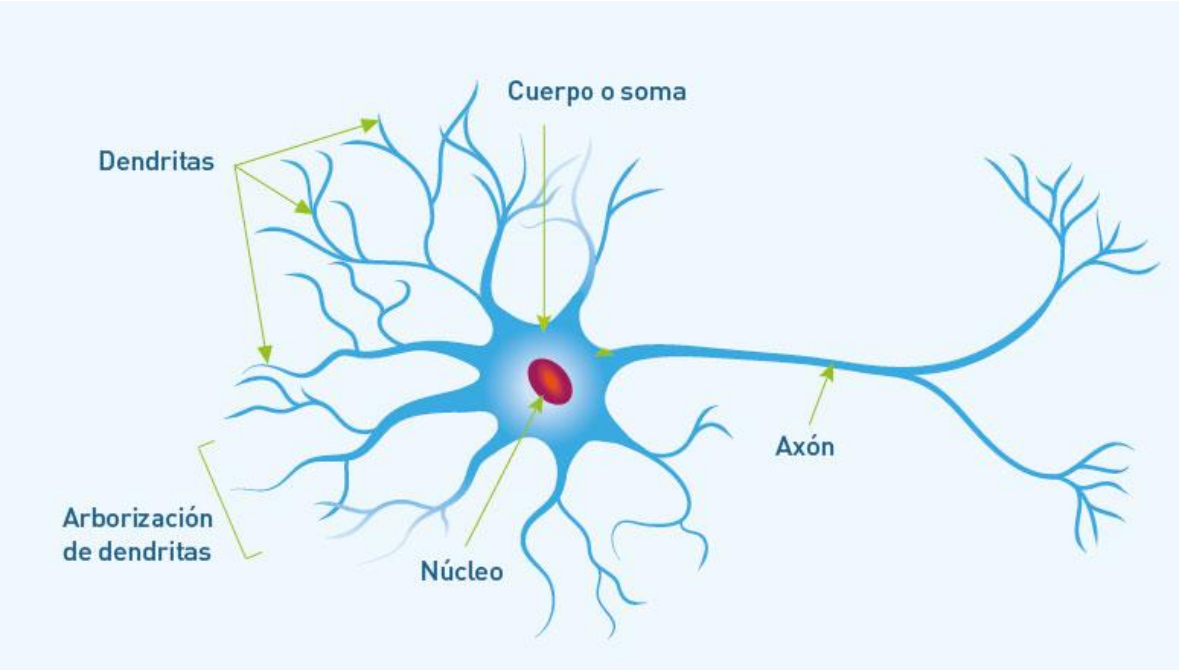


Figura 3.1. Estructura de una red neuronal biológica. Tomada de CONICET, 2016.

Las dendritas son extensiones del soma o cuerpo de la neurona considerablemente delgadas la cuales sirven como conductos por los que se trasmite la información proveniente de otras neuronas. El soma se encarga de procesar la información y la envía a través del axón y la sinapsis son los espacios entre las neuronas adyacentes (Anadón, 1995).

Las neuronas constituyen unidades básicas de procesamiento de información. Como un sistema de información, éstas poseen un canal de entrada (las dendritas) y un canal de salida (el axón) (Waxman, 2001). La unión entre dos neuronas, denominada sinapsis (Figura 3.2), sirve para el intercambio de información. A las neuronas que transmiten la información se les llama presinápticas, mientras que, las que reciben información tienen el nombre de postsinápticas. Ambas neuronas son direccionales, esto es, que la información fluye en un único sentido (Etherington et al., 2010). La intensidad de la sinapsis puede modificarse con base en la información que reciba de medio, logrando que la estructura del cerebro no sea fija y genere nuevas conexiones neuronales (Bojórquez, 2011).

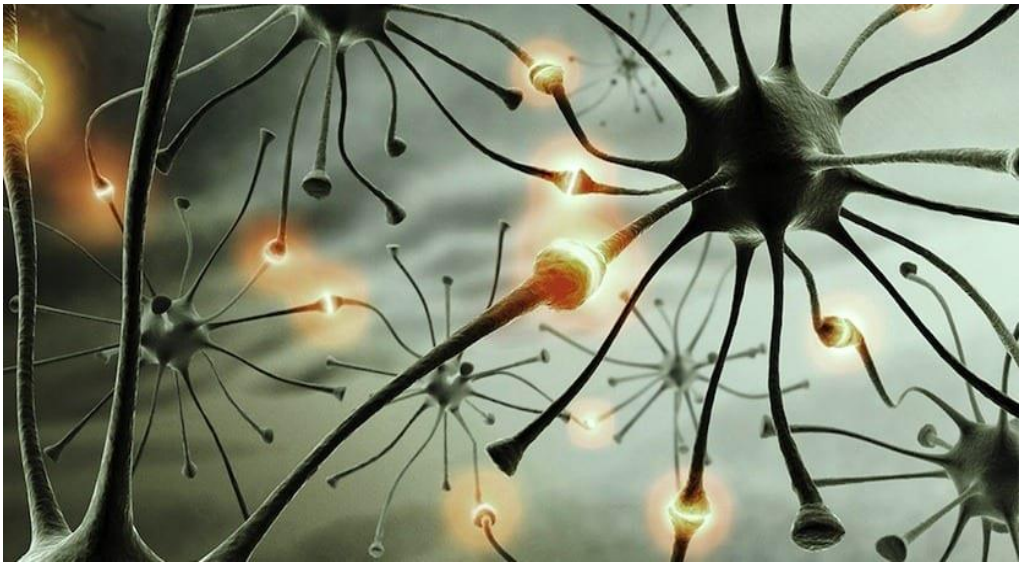


Figura 3.2. Red neuronal. Las zonas iluminadas son las conexiones entre las diferentes neuronas (sinapsis). Tomada de https://www.hwlibre.com/crean-minicerebro-impreso-3d-estudiar-comportamiento-las-neuronas/

Esta forma de modelar presenta muchas ventajas, entre ellas:

I. Adaptación: las RNs no requieren una hipótesis sobre la forma en que se analizarán los datos, al contrario de los métodos estadísticos tradicionales. Adquieren el conocimiento a través de la "experiencia" que almacena como valores numéricos (pesos de las conexiones neuronales).

II. Flexibilidad: las RNs pueden aprender y cambiar rápidamente en ambientes de alta dimensionalidad, no linealidad y un número importante de datos.

III. Tolerancia a datos imperfectos: las ausencias de datos o problemas en la calidad de ellos se distribuye en las conexiones neuronales lo que permite que la información se almacene de forma redundante. De esta manera una RN se fortalece ante imprecisiones o perturbaciones (van Gerven, 2017).

La arquitectura de la red define cómo los elementos de procesamiento están conectados. La elección de los elementos de procesamiento combina la función de transferencia y la función en los elementos de procesamiento (Larrañaga et al., 1997). La estructura en una RNs se organiza en capas (Figura 3.3), cuya unidad básica es la neurona. Las capas constituyen a la red y las interconexiones entre las neuronas se llaman **pesos** (**w** por su

nombre en inglés, **weight**). Estos pesos son coeficientes dados para cada conexión de entrada, están determinados por la intensidad de la conexión y esta depende, a su vez, del diseño de la red y aquello de lo que ha aprendido (Hecht-Nielsen, 1988). La modificación de estos pesos es lo que permite la adaptabilidad y la capacidad de predicción de las RNs.

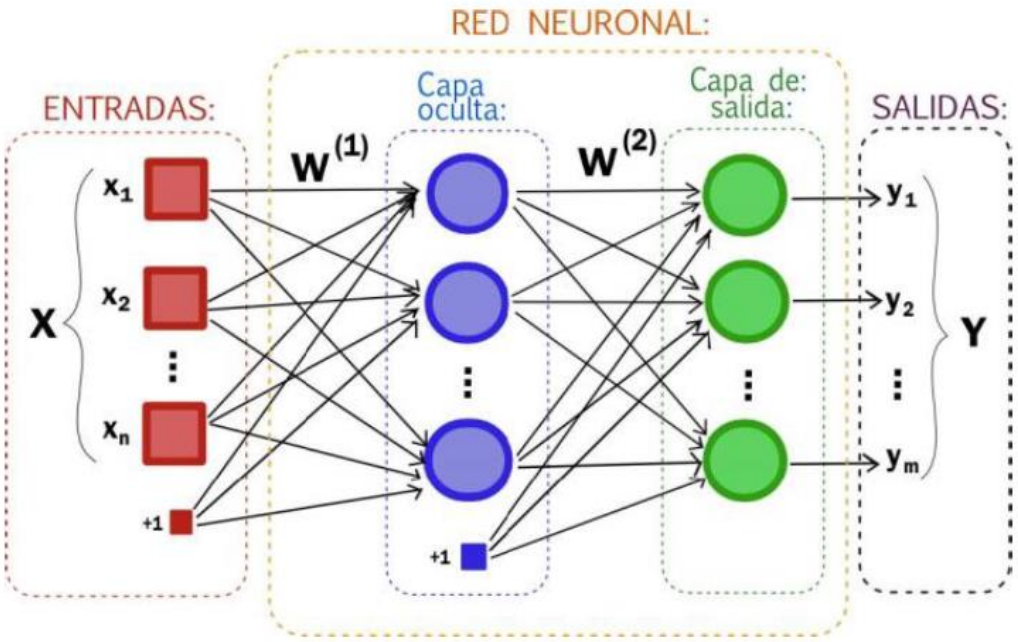


Figura 3.3. Estructura jerárquica de un sistema con base en una RN.

3.1 Diseño de una neurona artificial.

Rumelhart et al., en 1986, definen los principios con los cuales se puede establecer un modelo estándar de una neurona artificial (Figura 3.4). Si se considera que la regla de propagación es la suma ponderada y que la función de salida es la identidad, este modelo consiste de:

- Un conjunto de entradas $x_j(t)$, que pueden ser binarias (digitales) o continuas (analógicas), dependiendo de su aplicación.
- Pesos sinápticos w_{ij} asociados a las entradas y son los que definen la intensidad entre la neurona presináptica *j* y la postsináptica *i*. Mediante el ajuste de los pesos la red es capaz de adaptarse al entorno y realizar tareas determinadas.

- Una regla de propagación $n_i(t) = \sigma\left(w_{ij}x_j(t)\right)$, que permite obtener a partir de las entradas y los pesos el valor del potencial postsináptico *ni* de la neurona

$$n_i(t) = \sigma\left(w_{ij}x_j(t)\right) \quad (1)$$

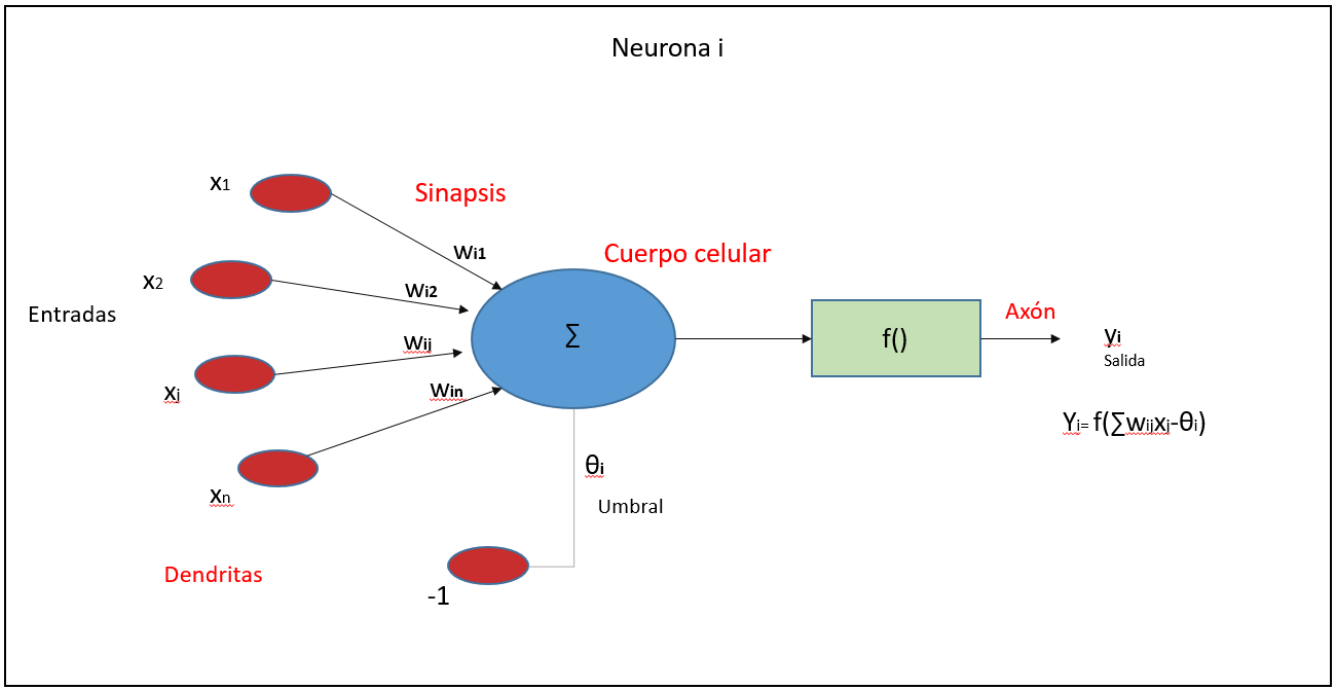


Figura 3.4. Modelo de una neurona artificial estándar.

- Una función de activación $Y_i(t) = f_i(n_i(t))$ que representa la salida de la neurona y su estado de activación. Se encarga de establecer las características no lineales al procesamiento en los nodos. La función actúa sobre los valores arrojados por la función de entrada limitando su crecimiento numérico. Se pueden utilizar diversas funciones de activación, las cuales se muestran en la Tabla 3.1.
- Función de salida. Es la que proporciona la salida actual $y_k(t)$ de la neurona k en función de su estado de activación actual $a_i(t)$. Muy frecuentemente la función de salida es la identidad $F(x) = x$, de modo que el estado de activación de la neurona se considera como la propia salida, es decir:

$$y_i(t) = f_i a_i(t) = a_i(t) \tag{2}$$

De manera general, la operación de la neurona puede expresarse de la siguiente forma

$$y_i(t) = F_i\left(f_i\left(a_i(t-1), \sigma_i\left(w_{ij}, x_j(t)\right)\right)\right) \tag{3}$$

Al conjunto de pesos de la neurona se añade un parámetro adicional θ_i que denominaremos umbral (mínima señal registrada por un sistema), y se resta del potencial postsináptico por lo que el argumento de la función de activación se expresa:

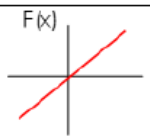
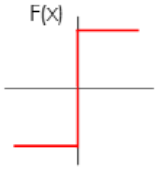
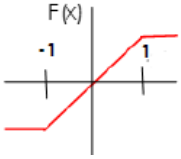
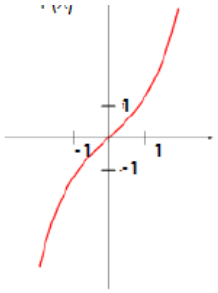
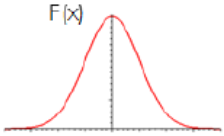
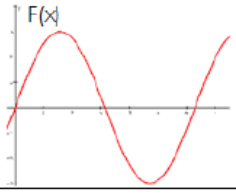
$$\sum_j w_{ij} x_j - \theta_i \tag{4}$$

ahora bien, si los índices *i* y *j* comienzan en 0, y definiendo $w_{i0} = \theta_i$ y $x_0 = -1$ (constante), se puede obtener el comportamiento de la neurona a través de:

$$y_i(t) = f_i\left(\sum_{j=0}^{n} w_{ij} x_j\right) \tag{5}$$

Definida la neurona estándar, basta con establecer la forma de la función de activación para determinarla por completo. Una función de transferencia (es una función matemática que se encarga de determinar la señal de salida de un elemento en función de las señales de entrada más recientes y de los pesos en la memoria) (Hecht-Nielsen, 1988) se escoge para satisfacer alguna característica del problema que la neurona pretende solucionar.
Algunas de las funciones de transferencia más comunes se muestran en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Funciones de activación más comunes.

	Función	Intervalo	Gráfica
Identidad	$y = x$	$[-\infty, +\infty]$	
Escalón	$y = sign(x)$ $y = H(x)$	$[-1, +1]$ $[0, +1]$	
Lineal por tramos	$y = \begin{Bmatrix} -1\ si\ x < -1 \\ x, si + 1 \leq x \leq -1 \\ +1, si\ x > +1 \end{Bmatrix}$	$[-1, +1]$	
Sigmoide	$y = \frac{1}{1+e^{-x}}$ $y = tgh(x)$	$[0, +1]$ $[-1, +1]$	
Gaussiana	$y = Ae^{-Bx^2}$	$[0, +1]$	
Senoidal	$y = Asen(wx + \varphi)$	$[-1, +1]$	

3.2 Perceptrón multicapa

Las neuronas, por lo general, se agrupan en unidades estructurales denominadas capas. Una capa se constituye por el mismo tipo de neuronas y un conjunto de capas forma una red neuronal. En la estructura de la red se pueden identificar 3 tipos de capas (Figura 3.5):

- Capa de entrada: compuesta por neuronas que reciben datos o señales procedentes del entorno.
- Capa de salida: aquella cuyas neuronas proporcionan la respuesta de la red neuronal.
- Capa oculta: aquella que no tiene una conexión directa con el entorno.

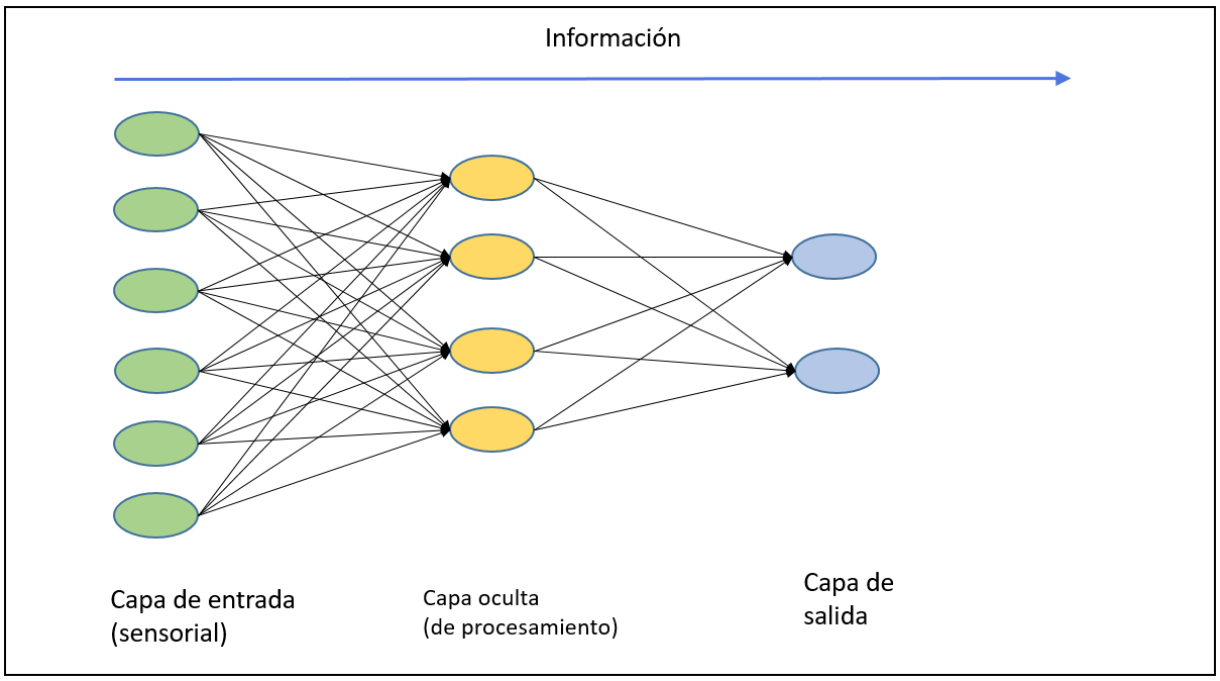


Figura 3.5. Estructura unidireccional de una red neuronal.

Entre las neuronas de una red neuronal existen conexiones (sinapsis) asociadas a un peso sináptico y direccionales. En términos de sinapsis, aquellas neuronas sin sinapsis entrantes se denominan neuronas de entrada. Las neuronas sin sinapsis salientes son llamadas neuronas de salida. Mientras que aquellas que no son de entrada ni de salida son neuronas ocultas (Larrañaga et al., 1997).

Cuando la conexión se establece entre dos neuronas de una misma capa se habla de conexiones laterales o conexiones intra-capa. Por el contrario, si la conexión se establece entre neuronas de distintas capas se le denomina conexión inter-capa. Si la conexión se produce en el sentido inverso al de entrada-salida la conexión se llama recurrente o retroalimentada. Las disposiciones de RNs en función del número de capas más representativas son las siguientes (Hertz et al., 1991):

i. Red neuronal monocapa. Es la RN más sencilla ya que las neuronas de esta red funcionan como nodos de entrada y salida simultáneamente y no existen capas ocultas (Figura 3.6a). Este tipo de redes es útil en tareas relacionadas con auto-asociación, es decir, regenera la información incompleta o distorsionada de patrones que se presenta a la red.

ii. Red neuronal multicapa. En la red neuronal multicapa existe un conjunto de capas intermedias (capas ocultas) entre la capa de entrada y la de salida (Figura 3.6b). Estas redes se pueden a su vez clasificar atendiendo a la manera en que se conectan sus capas. Usualmente, las capas están ordenadas por el orden en que reciben la señal desde la entrada hasta la salida.

Ese tipo de conexiones se denominan conexiones de propagación hacia delante o *feedforward* (Figura 3.6c). Por el contrario, existen redes en que algunas capas están también unidas desde la salida hasta la entrada en el orden inverso en que viajan las señales de información. Las conexiones de este tipo se llaman conexiones de retroalimentación o *feedback* donde una neurona puede estar conectada a las neuronas de otra capa y a ella misma (Panchal y Panchal, 2014).

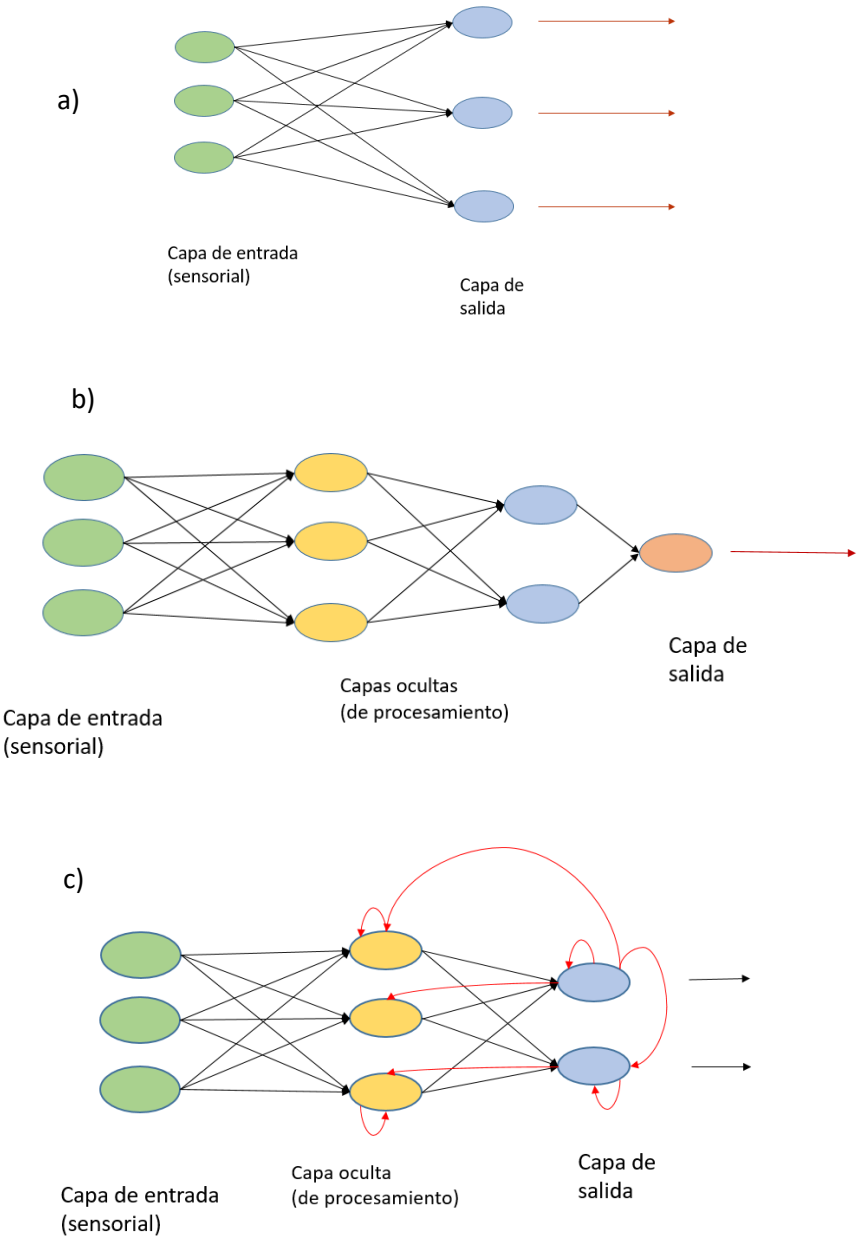


Figura 3.6. Estructuras de RNs: a) RN mono capa, b) RN multicapa con conexiones Feedforward, y c) RN multicapa con conexiones Feedback.

3.3 Regla de entrenamiento- aprendizaje

El aprendizaje de una RN se fundamenta en determinar un conjunto de pesos sinápticos que permita a la red ejecutar una tarea. Para que la red opere de manera óptima, ésta requiere ser entrenada. Antes de iniciar el entrenamiento se necesita definir la condición de ajuste a una tarea específica (cuando se dice que la red ha aprendido). Entre las condiciones más comunes se encuentran:

- Se ha alcanzado un valor de error que se considera suficientemente pequeño.
- Se ha llegado a un número máximo de iteraciones.
- Se ha llegado a un punto de saturación en el que, por más que se entrene, ya no es posible reducir el error (Fahlman, 1988).

La etapa de entrenamiento consiste en lograr que la red sea capaz de extraer, a partir de ejemplos, normas generales que le permitan responder adecuadamente a patrones que nunca había visto. Durante esta fase es imprescindible establecer una condición de paro óptima para que minimice el error y evitar un sobreajuste en la red, es decir, que sea incapaz de generalizar para casos nuevos. Existen dos métodos de aprendizaje: aprendizaje supervisado y aprendizaje no supervisado. La diferencia entre ellos radica en la existencia o no de un operador o usuario que controle el aprendizaje de la red.

3.3.1 Aprendizaje supervisado

El aprendizaje supervisado se realiza mediante un entrenamiento controlado por un agente externo (supervisor) que determina la respuesta que debería generar la red a partir de una entrada determinada. El supervisor controla la salida de la red y en caso de que ésta no coincida con la deseada se procede a modificar los pesos de las conexiones, con el fin de conseguir que la salida obtenida se aproxime a la deseada (Hassoun, 1995).

3.3.2 Aprendizaje no supervisado

Las redes con aprendizaje no supervisado (o auto supervisado) no requieren influencia externa para ajustar los pesos de las conexiones entre neuronas. La red no recibe ninguna información por parte del entorno que le indique si la salida generada en respuesta a una determinada entrada es correcta o no lo es. A estas redes se les proporcionan únicamente

los estímulos y ellas ajustan sus interconexiones basándose en sus propias salidas, (Haykin, 1999).

Existen muchas técnicas de aprendizaje supervisado, la que se empleó en esta investigación es el algoritmo *Quick Propagation* (QP) (Fahlman, 1988) que opera rápidamente debido a su sencillez, ya que el cálculo en cada conexión no es más que una multiplicación y una suma. De igual manera para ajustar los pesos de la conexión también realiza las mismas operaciones. Esto significa que en total el tiempo en el que se ejecuta el algoritmo depende de la velocidad en que el procesador pueda realizar dos multiplicaciones y dos sumas, lo que implica muy poco trabajo para cada conexión.

3.3.3 Prueba

Ya que se consiguen los pesos de la red, está lista para ponerla a prueba con datos ajenos al entrenamiento. El objetivo de hacer pruebas es observar el comportamiento de la red cuando las entradas son distintas a las que se utilizaron para entrenarla. Sin embargo, al intentar minimizar el error lo más posible se corre el riesgo de sobre especialización, esto es: comportamiento óptimo con los datos utilizados para entrenar la red, con datos diferentes errores significativos. La minimización de los errores debe realizarse de manera cuidadosa y equilibrada para que no se origine una pérdida de generalización. Una vez que se consiguen las neuronas, conexiones y pesos, es decir, se tiene la arquitectura de la red se le puede considerar lista para operar. Si este método de prueba falla, se opta por "entrenar" la red de nueva cuenta desde el principio, pero considerando unos pesos iniciales diferentes a los del entrenamiento anterior. Si los resultados son correctos, se puede asegurar que para entradas desconocidas para la red se obtendrán resultados correctos (Bojórquez, 2011). El conjunto de prueba debe ser: i) significativo, esto es, debe contener ejemplos que pertenecen a todas las clases establecidas y; ii) representativo, debe guardar la relación existente entre los ejemplos del conjunto de los entrenamientos.

3.4 Modelo de Interpretación Espacial de Geo-Propiedades

La información confiable de la distribución tridimensional de las propiedades de las masas de suelo y roca que conforman el espacio de análisis (objeto agrietado o fracturado) mejora la concepción del problema, el establecimiento de hipótesis y el trazo de la ruta de análisis y experimentos para corroborar o descartar dichas hipótesis. Además, como es el caso en la reconstrucción de Tláhuac posterior al evento sísmico, cimienta de forma sólida y científica las decisiones de autoridades correspondientes sobre los nuevos diseños de estructuras civiles, seguras y rentables.

En este trabajo de tesis, se usaron modelos neuronales como una alternativa para predecir la variación espacial de algunas de las propiedades de las arcillas y la posición del basamento. La propagación de la información del medio escasamente instrumentado se hizo con redes de alimentación al frente, multicapa, entrenadas con *Back Propagation*. La técnica neuronal, que forma parte de los modelos de aprendizaje estadístico, se utiliza para aproximar funciones que pueden depender de un gran número de entradas y que generalmente son desconocidas y resultó la alternativa ideal para trabajar las variables interrelacionadas y parcialmente identificadas con las que se aproximó el equipo de investigadores al problema.

Los modelos neuronales, razonablemente simples, de los volúmenes de suelos altamente heterogéneos, extrapolan la escasa información levantada en campo y estiman las propiedades en toda la masa como se muestra en la Figura 3.7. Las comparaciones entre la exploración in situ y la definición neuro-3D confirma el potencial del método propuesto para la caracterización de propiedades de las masas con propiedades no homogéneas. Esta representación es útil para el modelado numérico realista y económico de volúmenes de suelo en gran escala, maximizando la información mientras se reducen los costos.

El procesamiento simbiótico numérico-simbólico es eficazmente ventajoso en cruciales actividades ingenieriles, tales como la configuración, el diagnóstico, la interpretación, el análisis y la planificación, a través de interfaces computacionales inteligentes y bases de datos 3D adaptativas. A través de la presentación de los hallazgos obtenidos en el presente trabajo, el lector podrá verificar esto.

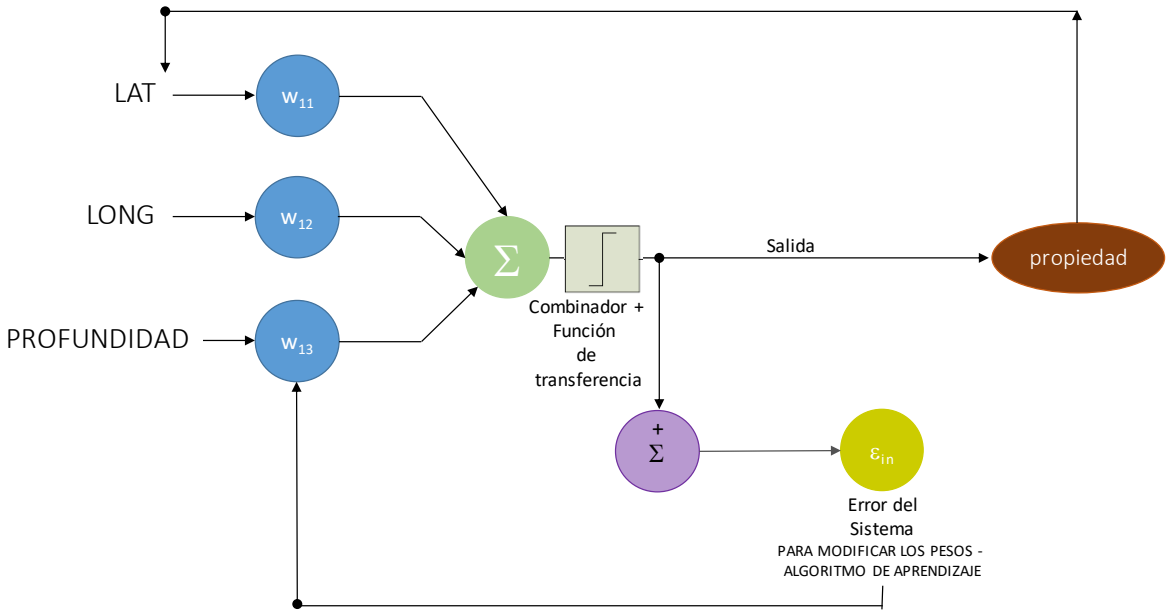


Figura 3.7. Topología neuronal para establecer propiedades espaciales.

Es importante mencionar que la interpretación espacial de las propiedades se da sin la persecución de algún tipo de discontinuo, es decir, se plantea la posición del monitor de propiedad (sondeo con Propiedad = f (X, Y, Z)) y se ejecuta la propagación de las mediciones hacia propiedades virtuales en todo el volumen de estudio (fronteras fijas) (Figura 3.8).

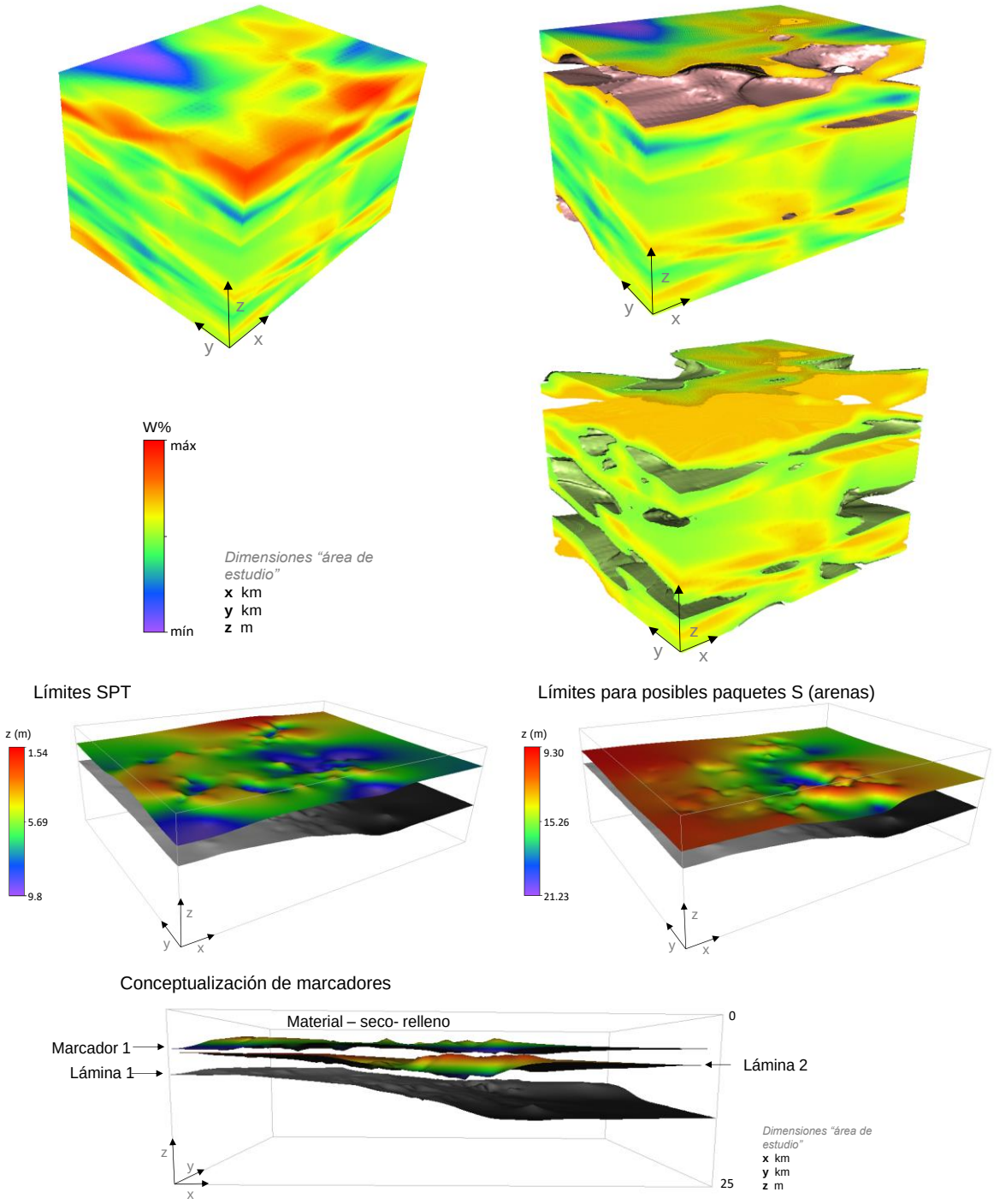


Figura 3.8. Ejemplos de distribución espacial de propiedades: arriba un volumen que esté siendo analizado por sus condiciones de humedad natural, abajo superposición de una propiedad con una frontera encontrada con patrones neuronales. (con permiso de impresión por García et al, 2019).

La definición 3D, como se plantea, se proyecta hacia el plano 2D para relacionar la

información que describe al volumen sobre la manifestación que, por escala, podría considerarse en el plano (Figura 3.9) (la categoría de la grieta/fractura/discontinuo sí responde a condiciones geométricas y de escala).

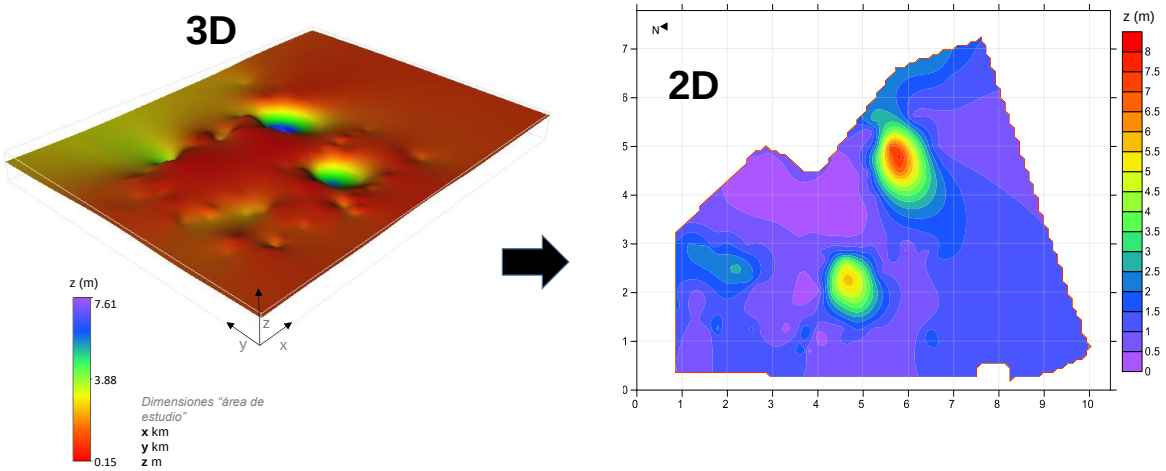


Figura 3.9. Esquema para la transfiguración de propiedad 3D a interpretación en el mapa

4. Presentación del geo-ambiente y estudios realizados

Este capítulo presenta las características de la zona de estudio. Se analizarán aspectos como la localización y ubicación, geología, fisiografía, hidrología, entre otros.

4.1 *Geo*ambiente en Tláhuac: Generalidades

4.1.1 Ubicación.

La Alcaldía Tláhuac se ubica al Sureste de la Ciudad de México (Figura 4.1) y ocupa un área de 8534 ha (poco más de 85 km^2). Colinda al Norte con la Alcaldía Iztapalapa, al Sur con la Alcaldía Milpa Alta, al Oeste con Xochimilco y al Este con los municipios Valle de Chalco Solidaridad y una porción de Chalco, los cuales pertenecen al Estado de México.

Geográficamente, Tláhuac está delimitada por las coordenadas 19°20’ y 19°11’ de latitud

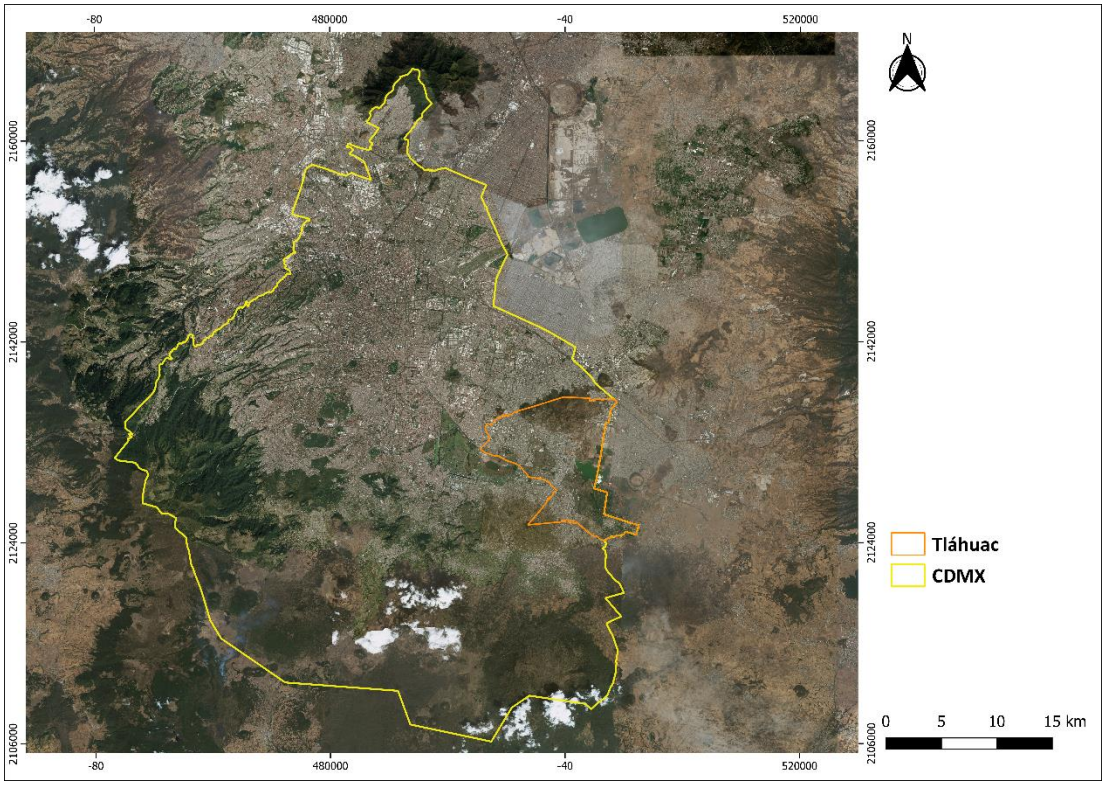


Figura 4.1. Ubicación de la Alcaldía Tláhuac en la Ciudad de México

Norte, 98°56’ y 99°04’ longitud Oeste.

4.1.2 Fisiografía y geomorfología

La Alcaldía forma parte de la región de la Altiplanicie Mexicana, en específico de la provincia fisiográfica de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y de la subprovincia de los Lagos y Volcanes de Anáhuac. De acuerdo con el INEGI (2010), las topoformas que imperan en la Alcaldía son: vaso lacustre con un 77%, lomerío basáltico con un 11%, vaso lacustre de piso rocoso o cementado ocupa el 9% y vaso lacustre salino con un 2% del total del territorio de la demarcación. Cabe destacar que más del 85% de la alcaldía se localiza sobre depósitos lacustres que conformaban el sistema hidráulico de Anáhuac, el cual se formó por la actividad volcánica de finales del Cenozoico, hace aproximadamente 700 000 años.

Esta actividad contribuyó también a la formación de las elevaciones más prominentes que se pueden observar en Tláhuac: el Volcán Guadalupe con 2, 280 msnm; el Volcán Xaltepec y el Cerro Tetecón con alturas de 2,500 y 2,470 msnm respectivamente (estos tres pertenecen al sistema Sierra de Santa Catarina) y el Volcán Teuhtli, con una elevación de 2,710 msnm (Figura 4.2).

La subsidencia en años recientes se ha intensificado debido a la extracción de agua de los acuíferos y la construcción de edificaciones que generaron compresión sobre el terreno. Las manifestaciones de este hundimiento sobre el relieve se observan mediante irregularidades en el terreno, oquedades, fracturas, así como hundimientos diferenciales (SPC, 2014).

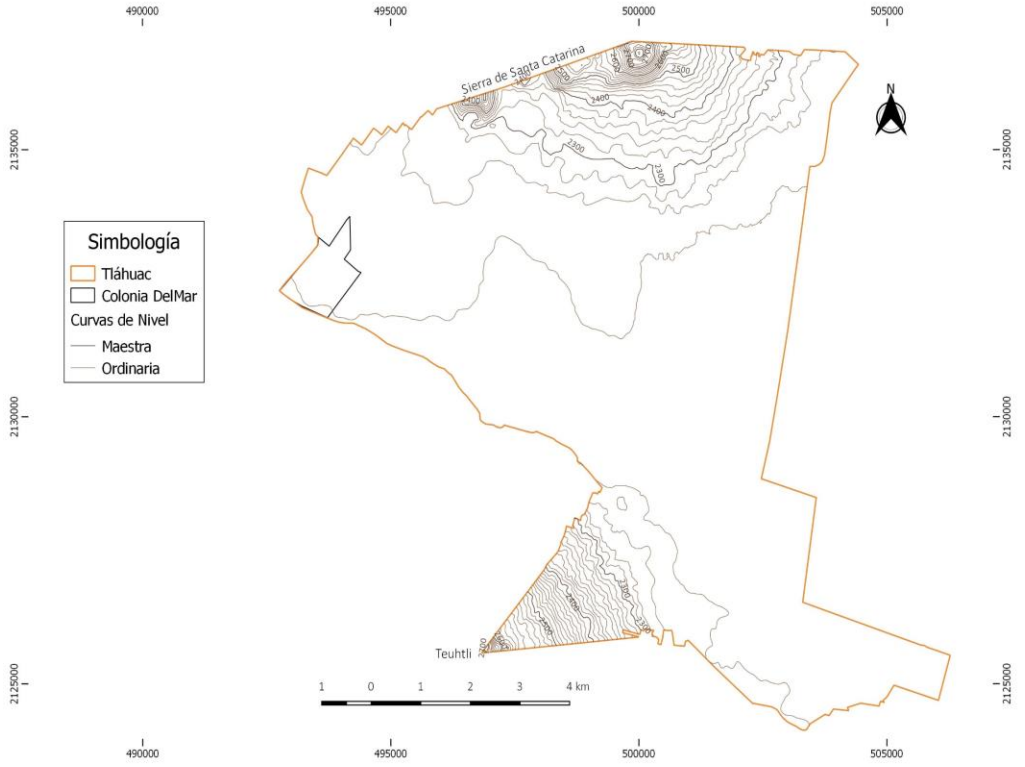


Figura 4.2. Mapa topográfico de la Alcaldía Tláhuac

4.1.3 Geología

El basamento de la demarcación, de acuerdo con Padilla y Sánchez (1989), lo conforman rocas calcáreas fechadas con edades del Cretácico. Estas rocas se encuentran a una profundidad de 2,000 m aproximadamente y han sufrido procesos de deformación, plegamiento y fallamiento debido al levantamiento cortical que experimentaron a finales del Mesozoico. Supra yaciendo a esta secuencia se puede encontrar una sucesión de rocas conglomeráticas a las que Oviedo de León (1970) llama conglomerado Texcoco y cuya composición primordial son clastos de calizas y fósiles cretácicos. Es importante indicar que este basamento no se encuentra aflorando en la alcaldía (en general, en toda la CM) y que se llega a conocer gracias al pozo profundo Texcoco-1 (perforado en 1986), cuyo principal propósito fue determinar las características del subsuelo de la Cuenca de México (Padilla y Sánchez, 1989).

Esta secuencia se encuentra cubierta discordantemente por varios paquetes de depósitos lacustres, materiales arcillosos y productos piroclásticos. Esta sucesión tiene un espesor aproximado de 700 m compuesta por la intercalación de productos lacustres y volcánicos, lo que ha provocado una hidroestructura que se compone de acuíferos semipermeables y permeables. Durante la última etapa de vulcanismo en la cuenca, se depositaron abanicos aluviales y fluviales con edades desde el Pleistoceno a la actualidad. Antes de que se formarán estos aparatos volcánicos, el VM original contaba con un desagüe hacia el Río Balsas, pero al formarse la Sierra del Chichinautzin, específicamente el Volcán Ajusco, se convierte en una cuenca endorreica propiciando la formación del Lago de Texcoco (PDDU, 2008).

Las rocas que se encuentran aflorando en la alcaldía se pueden observar en las topografías más elevadas, es decir, en la Sierra de Santa Catarina y el Volcán Teuhtli. La Sierra de Santa Catarina es una sucesión de aparatos volcánicos, en su mayoría conos, con una composición basáltica, donde predominan las brechas volcánicas (Q(B) y Q(Bvb) de la Figura 4.3) de ahí que parte de esta sierra fungía como banco de material. El Volcán Teuhtli, por otro lado, es un cono volcánico de composición andesítica (Ts(A) en la Figura 4.3) en cuyos flancos se pueden observar coladas de lava.

La parte central de Tláhuac la conforman depósitos aluviales producto de la erosión de las sierras volcánicas elevadas y depósitos lacustres (Q(al) y Q(la) en la Figura 4.3).

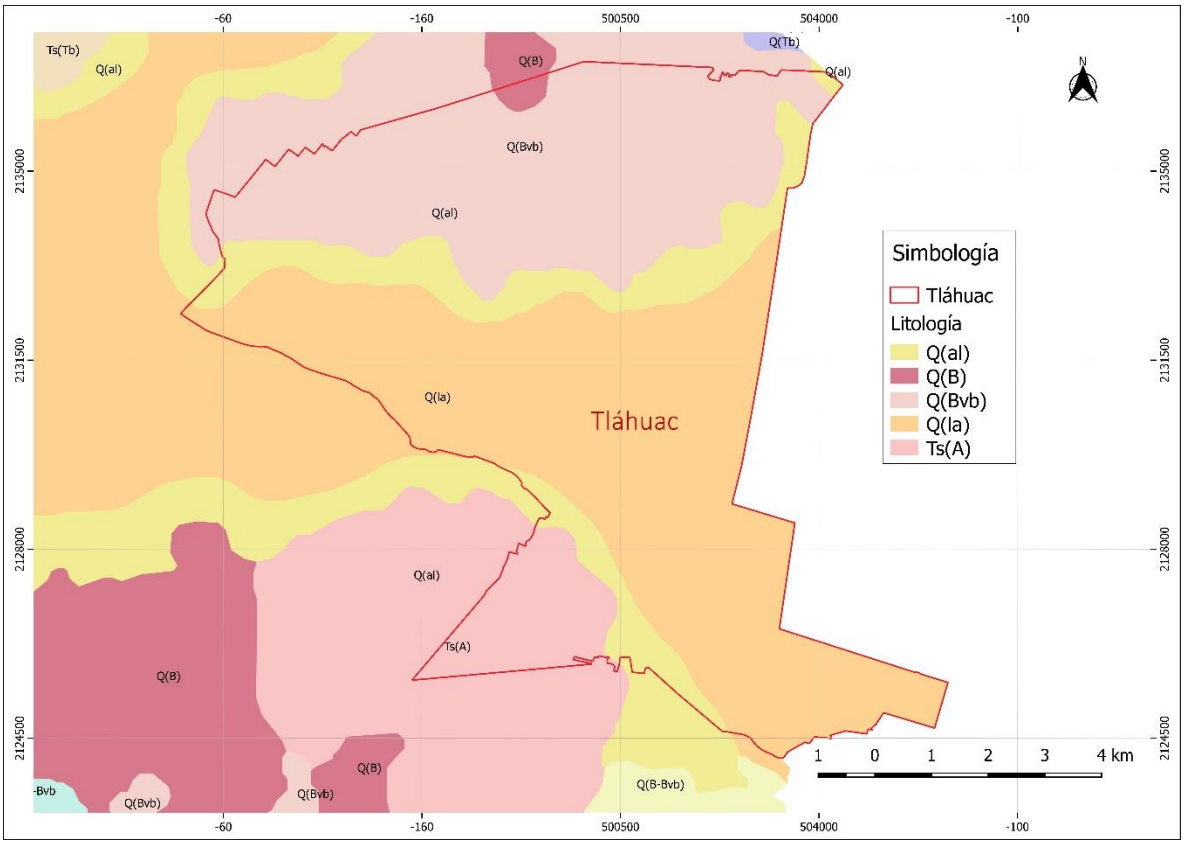


Figura 4.3. Geología general de la Alcaldía Tláhuac.

4.1.4 Hidrología

La demarcación pertenece a la Región Hidrológica del Panuco, a la Cuenca del Río Moctezuma y a la Subcuenca del Lago Texcoco-Zumpango. El hombre ha modificado las condiciones actuales de los ríos, canales y cuerpos de agua de Tláhuac (Figura 4.4), provocando que desarrolle un nivel de degradación elevado. Los mantos se encuentran contaminados y se explotan de una manera intensa, lo cual favorece el proceso de subsidencia del terreno (INEGI, 2010).

Dentro del territorio de la alcaldía fluyen los canales de: Chalco, Guadalupano, Atecuyac y Amecameca, los dos primeros tienen un papel relevante para la zona chinampera y como atractivo turístico (SPC,2014).

La composición y la permeabilidad de las rocas en el subsuelo permiten las filtraciones de agua superficial desde las sierras (elevaciones de la alcaldía) hacia el acuífero que se

encuentra por debajo en el lecho de los lagos. Sin embargo, estas recargas se han visto disminuidas con el notable aumento de los asentamientos humanos; es por esto que se pueden observar muy pocas zonas de inundación permanente. La más importante se encuentra al sureste de la alcaldía, en la llamada Ciénega de Tláhuac, la cual comparte límites con otras colonias del municipio de Valle de Chalco, Estado de México (SPC, 2014).

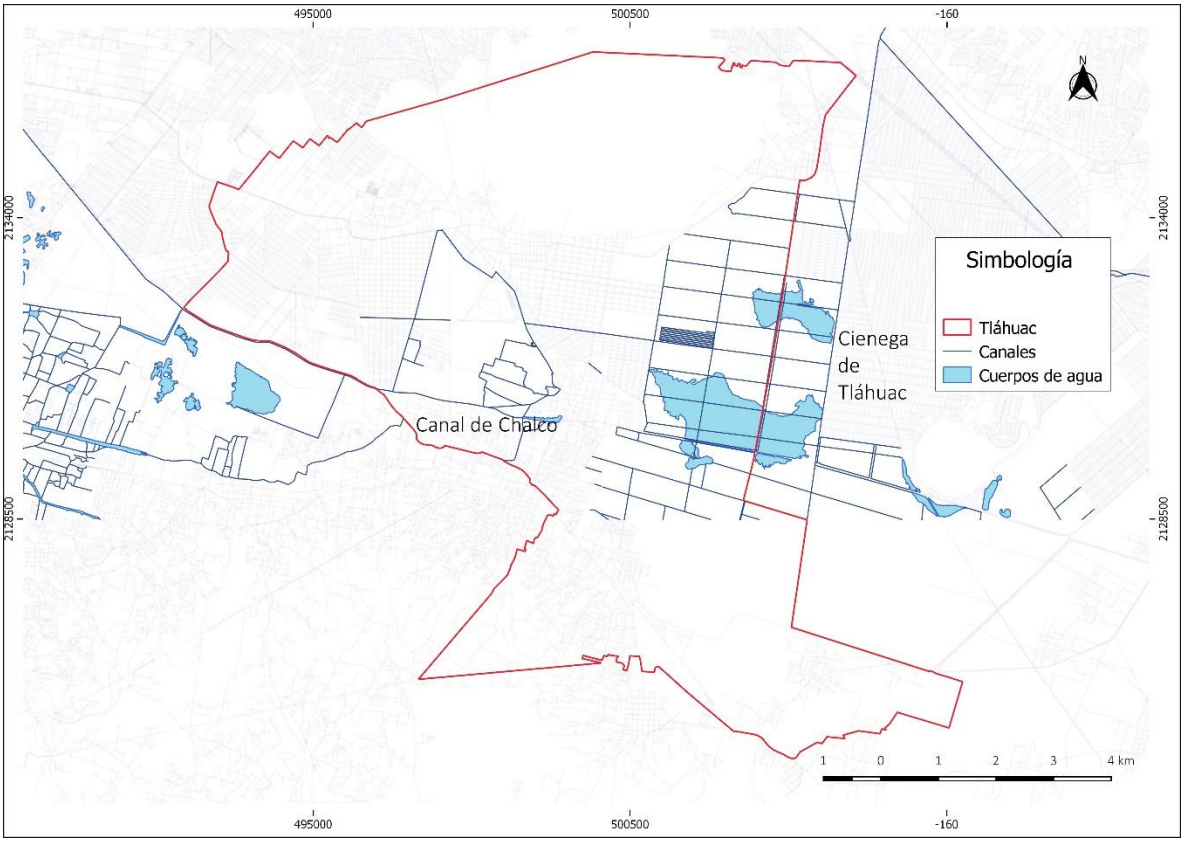


Figura 4.4. Rasgos hidrológicos de la alcaldía Tláhuac.

4.1.5 Planos de zonificación

La Ciudad de México y, por lo tanto, la alcaldía Tláhuac, se ha zonificado de diferentes maneras de acuerdo con características específicas. Para este trabajo se ocuparán las zonificaciones geotécnicas y sísmicas, clasificaciones publicadas en 2017 en el Reglamento de Construcción de la Ciudad de México bajo las Normas Técnicas Complementarias (NTC), así como la zonificación por el fenómeno de hundimientos.

A continuación, se describirá el lugar que ocupa Tláhuac dentro de estas zonificaciones. La figura 4.5 muestra la zonificación geotécnica de la Cuenca de México. En ella se observa que la alcaldía se ubica en la porción sureste y presenta los tres tipos de zonificación: I. Lomas, II. Transición y, III. Lacustre.

Más del 75% del territorio de Tláhuac se encuentra sobre la zona Lacustre III, en la porción centro de la demarcación. Mientras que las zonas de Lomas y Transición son más reducidas y se ubican en los relieves con mayor altitud y sus alrededores.

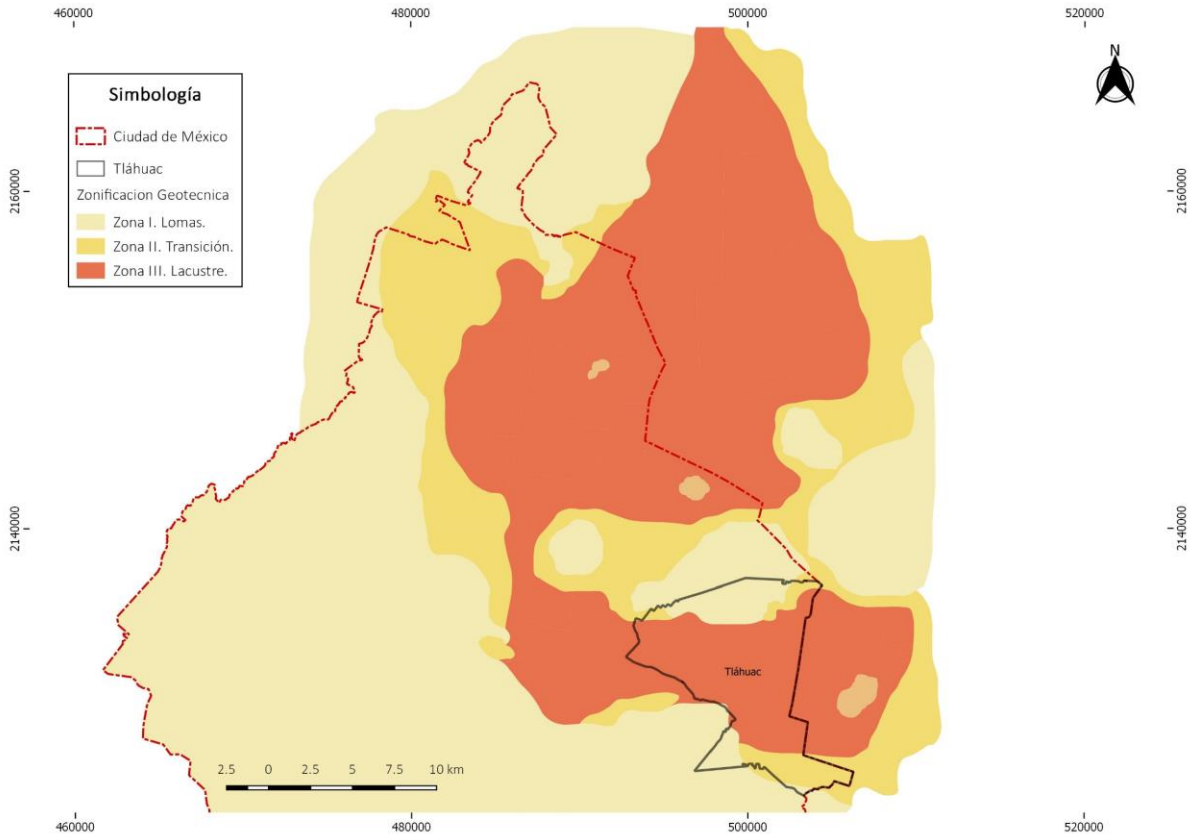


Figura 4.5. Zonificación Geotécnica de la Ciudad de México. En línea gruesa se muestran las zonas donde se encuentra asentada la Alcaldía Tláhuac. Modificado de NTC, 2017.

La zonificación sísmica se basa principalmente en el espesor del estrato de subsuelo blando y sus características (Lermo-Samaniego, 2019). Por esto las NTC divide a la Ciudad de México en 6 zonas (Figura 4.6). La zona I la conforman suelos muy resistentes y poco compresibles, como los que se pueden encontrar en las partes altas de la Cuenca de México. La zona II tiene parte de suelo blando y parte de suelo duro. Por último, la zona III es la porción en donde se encontraban los lagos de Texcoco y Xochimilco.

De manera análoga a como ocurre con la zonificación geotécnica, en la Alcaldía de Tláhuac se encuentran los tres tipos de zona. En las porciones Centro y Sureste de la demarcación se halla la zona III, los suelos de esta zona son en general depósitos lacustres compresibles, muy blandos y con altos contenidos de agua. Las zonas más resistentes, de nueva cuenta son la Sierra de Santa Catarina y el Volcán Teuhtli, mientras que la zona de transición se encuentra alrededor de estas elevaciones.

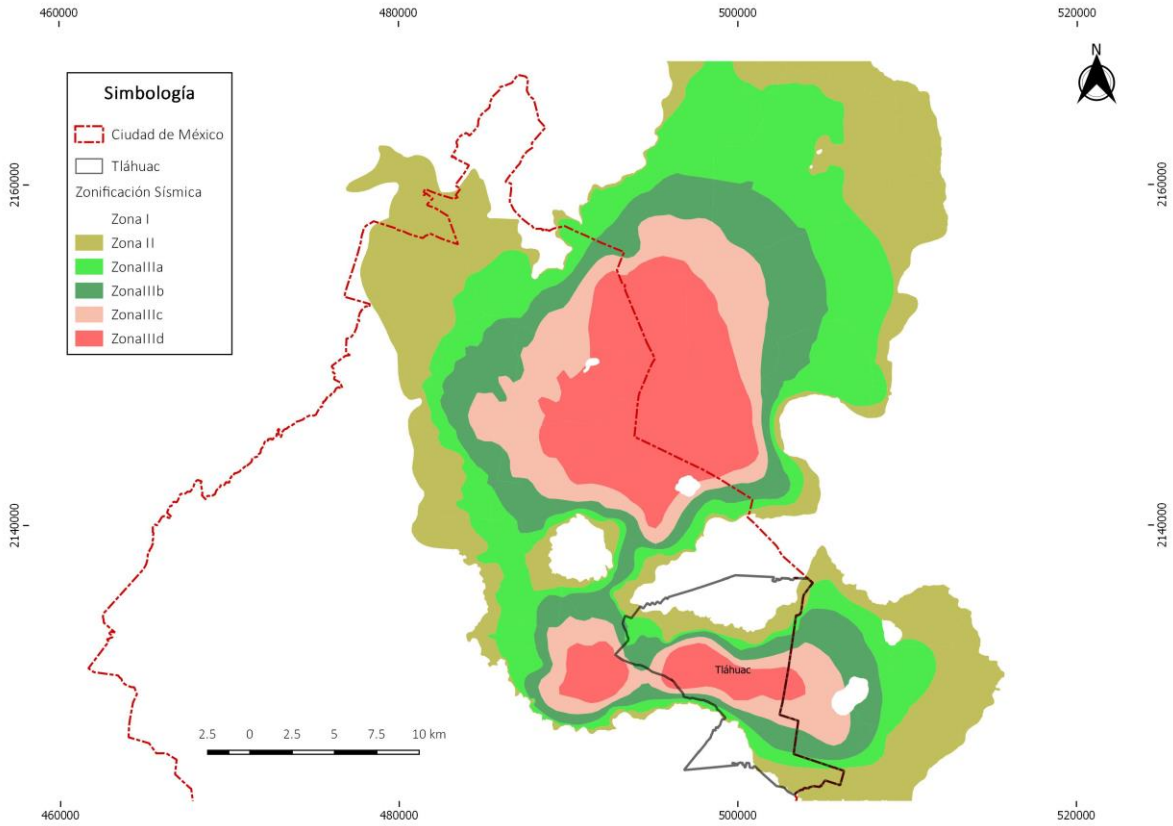


Figura 4.6. Zonificación Sísmica de la Ciudad de México. Muestra las zonas que se pueden distinguir en la Alcaldía Tláhuac. Modificado de NTC, 2017.

La Alcaldía también puede ser zonificada de acuerdo con la tasa de hundimiento regional que experimenta.-Se ha estudiado mucho el fenómeno de a subsidencia de la Ciudad, sin embargo, fue en 1947 cuando el ingeniero Nabor Carrillo propone que la causa del hundimiento es en gran medida la extracción de agua potable para el abastecimiento de la ciudad (Lesser & Cortés, 1998). Trabajos más recientes (Auvinet et al., 2014) proponen que

el hundimiento regional genera esfuerzos de tensión en el suelo, los que son responsables de los agrietamientos más fuertes.

La Figura 4.7 muestra la magnitud de los hundimientos en la Ciudad de México. En color rojo se muestran los hundimientos que tuvieron una magnitud de entre 2 y 10 cm, en amarillo aquellos que en promedio tienen de 11 a 20 cm y en azul los máximos hundimientos con valores de 21 a 30 cm.

En la figura 4.7 se observa cómo la región de Tláhuac experimenta diferentes hundimientos en más del 70% de su extensión, siendo los máximos hundimientos registrados de aproximadamente 20 cm en la región central de la alcaldía.

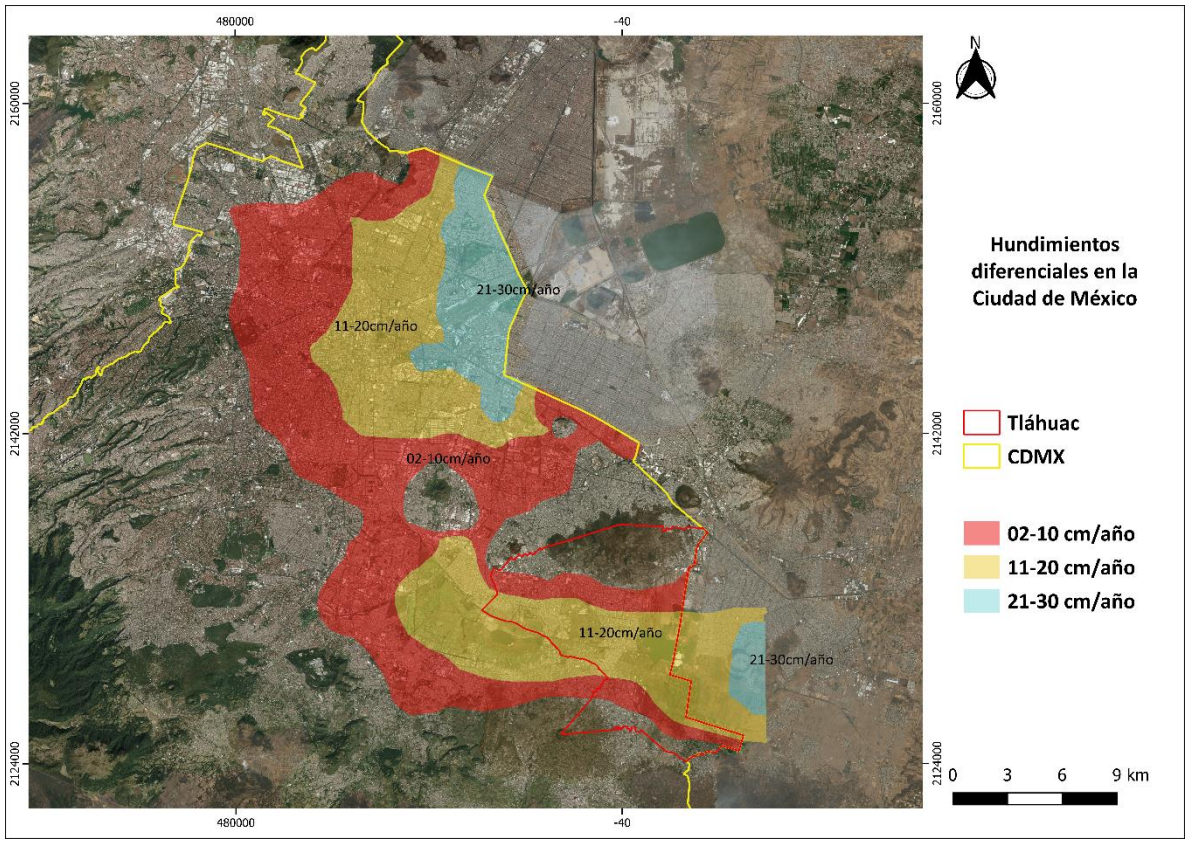


Figura 4.7. Hundimientos diferenciales en la Ciudad de México. Modificado del Atlas CDMX.

4.1.6 Fracturamiento

Aunado a la tasa de hundimiento, la aparición de discontinuos ha sido documentada y cartografiada (Figura 4.8) con mucho detalle debido a los daños que estos provocan en los asentamientos humanos (daños en casa habitación, alcantarillado y vías de comunicación).

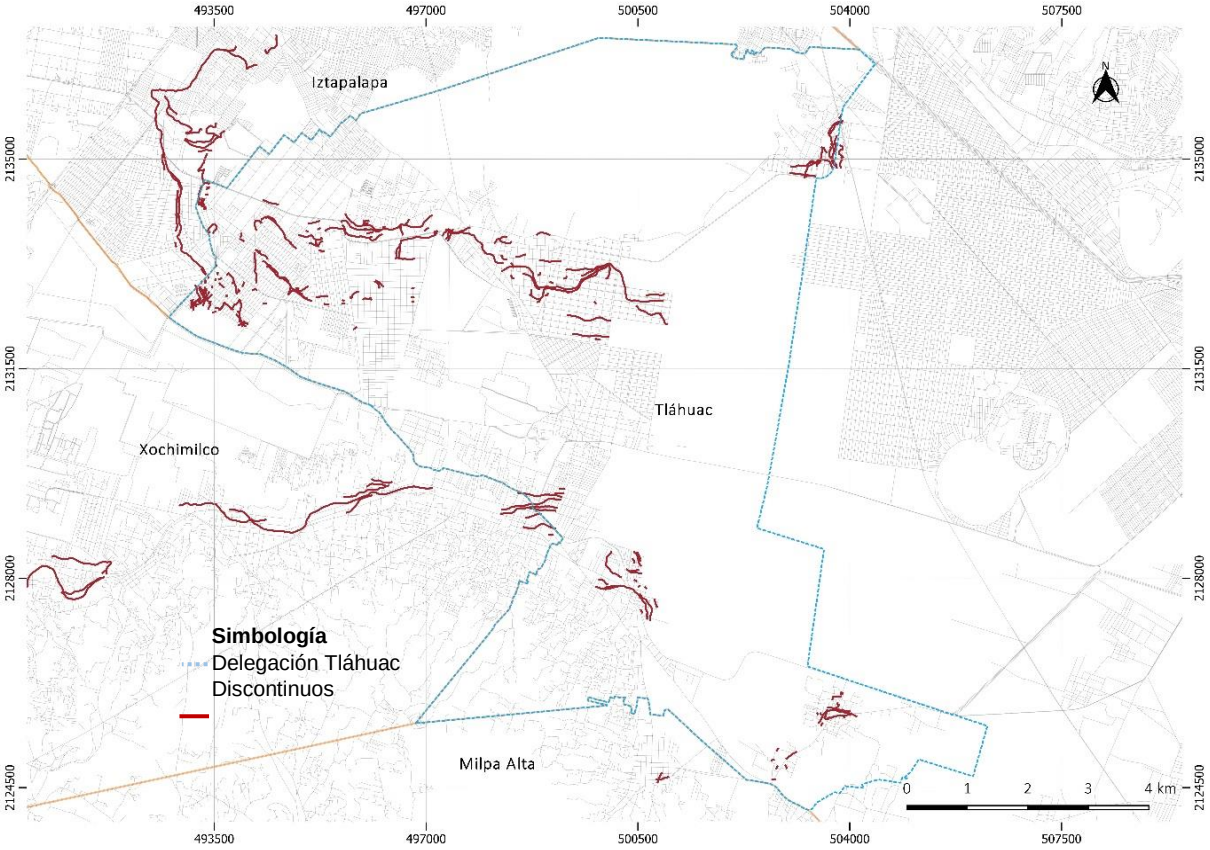


Figura 4.8. Distribución de los discontinuos que existen en la transición sur (Alcaldías: Tláhuac, Iztapalapa y Xochimilco) (con permiso de impresión por García et al, 2019).

La información para efectuar el análisis de este trabajo y con el fin de conocer las características de los suelos en la alcaldía, se obtuvo mediante sondeos colocados en puntos específicos (Figura 4.9). Entre los que estudios que se realizaron destacan:

- Análisis de microtremores
- Pruebas SPT
- Análisis de contenido de agua

A continuación, se describirá en qué consiste cada estudio y los resultados que arrojaron para el objeto de interés.

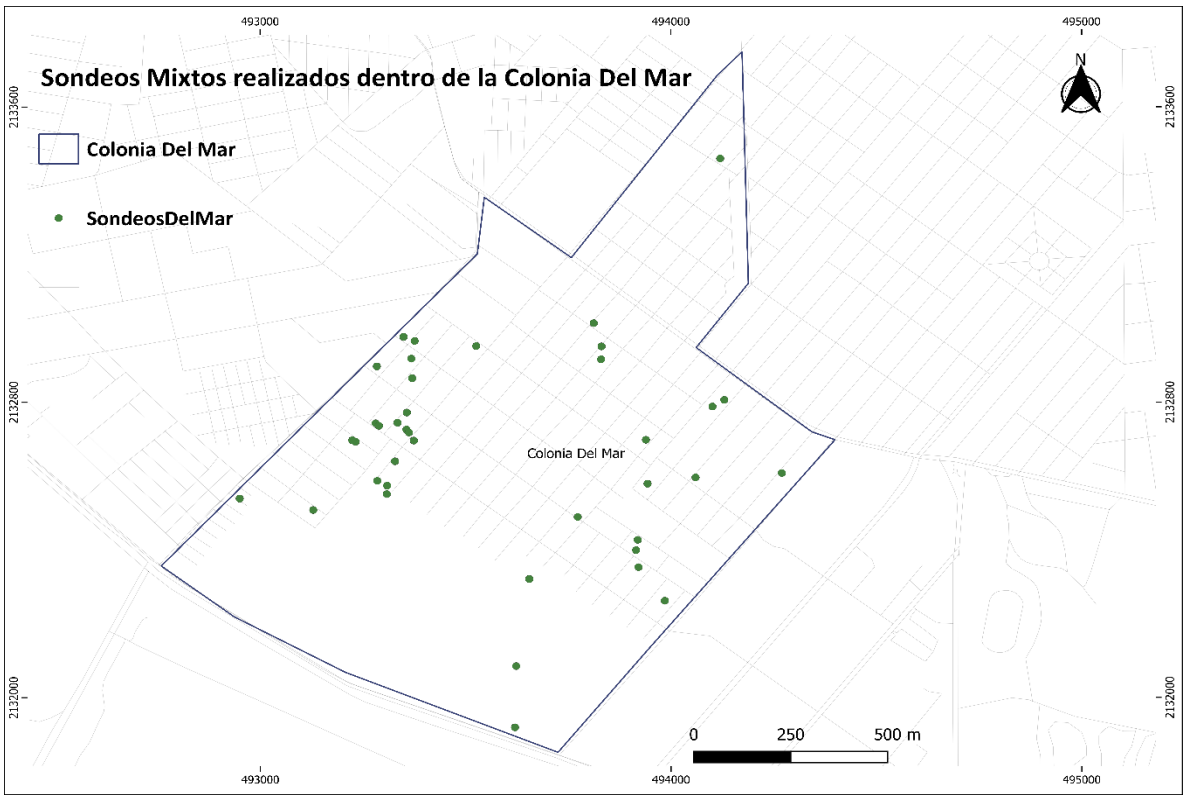


Figura 4.9. Sondeos mixtos realizados en la Colonia Del Mar. (con permiso de impresión por García et al, 2019).

4.2 Estudios geofísicos

Para obtener más información del subsuelo de la zona de estudio, se hicieron mediciones de microtremores o ruido sísmico ambiental (Figura 4.10) mediante la técnica del cociente espectral H/V. Es una técnica para evaluar las características de los depósitos sedimentarios (Lermo-Samaniego, 2019).

El método, también llamado la técnica de Nakamura o HVSR, se introdujo por Nogoshi e Igarashi en el año de 1971 y se basa en los estudios previos de Kanai y Tanaka (1961). Este es un método altamente atractivo por la caracterización de la respuesta de sitio, tanto por la sencillez en su operación y su bajo costo como por la rapidez con que permite obtener resultados (SESAME, 2004).

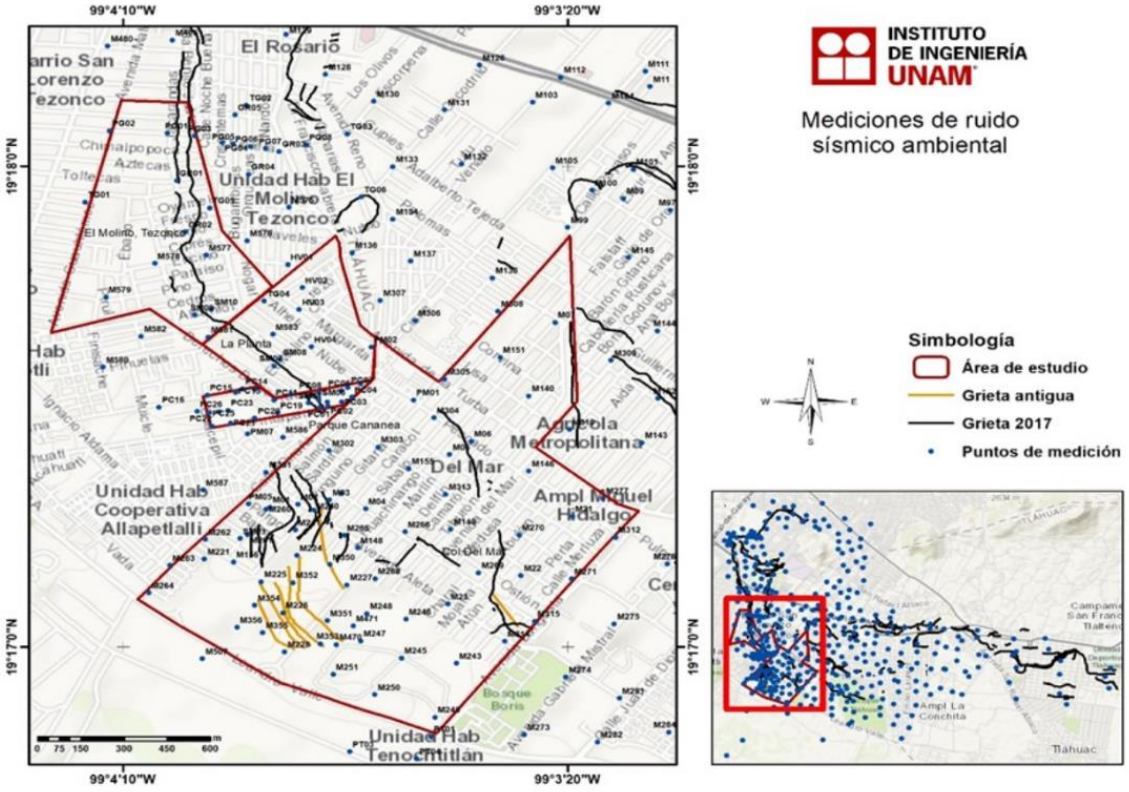


Figura 4.10. Puntos en donde se realizaron las lecturas de ruido sísmico ambiental Tomada de García et. al, 2019.

Nakamura en 1989 y posteriormente Lermo y Chávez-García, en 1993 (en Lermo-Samaniego, 2019), parten de la hipótesis de que la energía de los microtremores o ruido sísmico ambiental consiste en gran manera de ondas Rayleigh y que la amplificación del efecto de sitio de debe a la presencia en la superficie de una capa de suelo blando sobre un semiespacio.

En estas condiciones se tienen cuatro componentes del movimiento del suelo: las componentes horizontales del semiespacio y de la superficie, y la componente vertical del semiespacio y de la superficie. De acuerdo con Nakamura, es posible estimar el efecto de la fuente en la amplitud A_s, por medio del siguiente cociente.

$$As = \frac{V_s}{V_B} \qquad (4.1)$$

Donde V_S es el espectro de Fourier de la componente vertical del movimiento en la superficie y V_B es el espectro de Fourier de la componente vertical del movimiento en el semiespacio. Entonces, se define como estimación del efecto de sitio, S_E, el siguiente cociente espectral.

$$S_E = \frac{Hs}{H_B} \tag{4.2}$$

Donde H_S es el espectro de Fourier de la componente horizontal del movimiento en la superficie y HB el espectro de Fourier de la componente horizontal del movimiento en el semiespacio. Para compensar S_E por el efecto de la fuente se calcula la función del efecto de sitio modificada S_M de acuerdo con la ecuación:

$$S_M = \frac{S_E}{A_S} = \frac{\frac{H_S}{V_S}}{\frac{H_B}{V_B}} \tag{4.3}$$

Si se acepta que el cociente H_B/V_B es igual a la unidad, la función del efecto de sitio, corregida por la fuente, se puede escribir mediante la siguiente ecuación.

$$S_M = \frac{H_S}{V_S} \tag{4.4}$$

La suposición HB/VB es igual a la unidad fue verificada experimentalmente por Nakamura usando mediciones de microtremores a profundidad en un pozo.

El cociente espectral H/V proporciona información relevante del suelo como el periodo de vibración y la amplificación relativa, además puede ser considerado como una función de transferencia empírica (FTE).

En la Figura 4.11(a) se presenta el mapa de periodos de vibración del suelo determinado a partir del cociente espectral H/V para toda la alcaldía mientras que, en la Figura 4.11(b) se muestra esta distribución para la alcaldía y la Colonia Del Mar. El valor de periodo para los puntos de medición de ruido sísmico ambiental corresponde a zona de lago, es decir, los valores son mayores a 1 s.

La curva de 3.0 s (colores verdes) marca las zonas donde existe un cambio abrupto en los periodos de vibración del suelo.

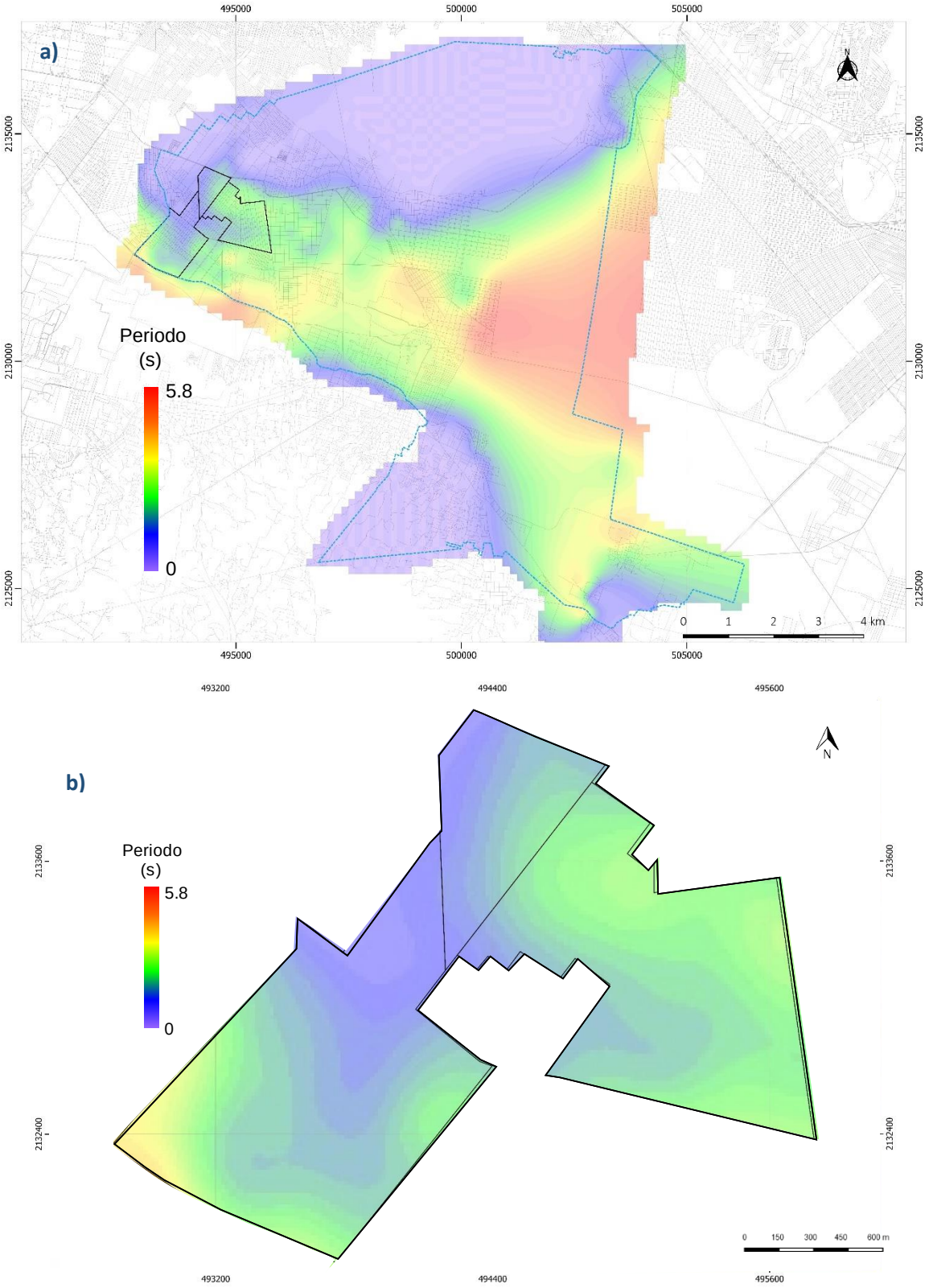


Figura 4.11. a) Mapa de periodos de vibración de los suelos en la Alcaldía de Tláhuac. b) Mapa de periodos dominantes de la Colonia Del Mar y de la zona de estudio (con permiso de impresión por García et al, 2019).

En las Figuras 4.12 a y b se presenta el mapa de amplificación relativa del suelo determinado a partir del cociente espectral H/V.

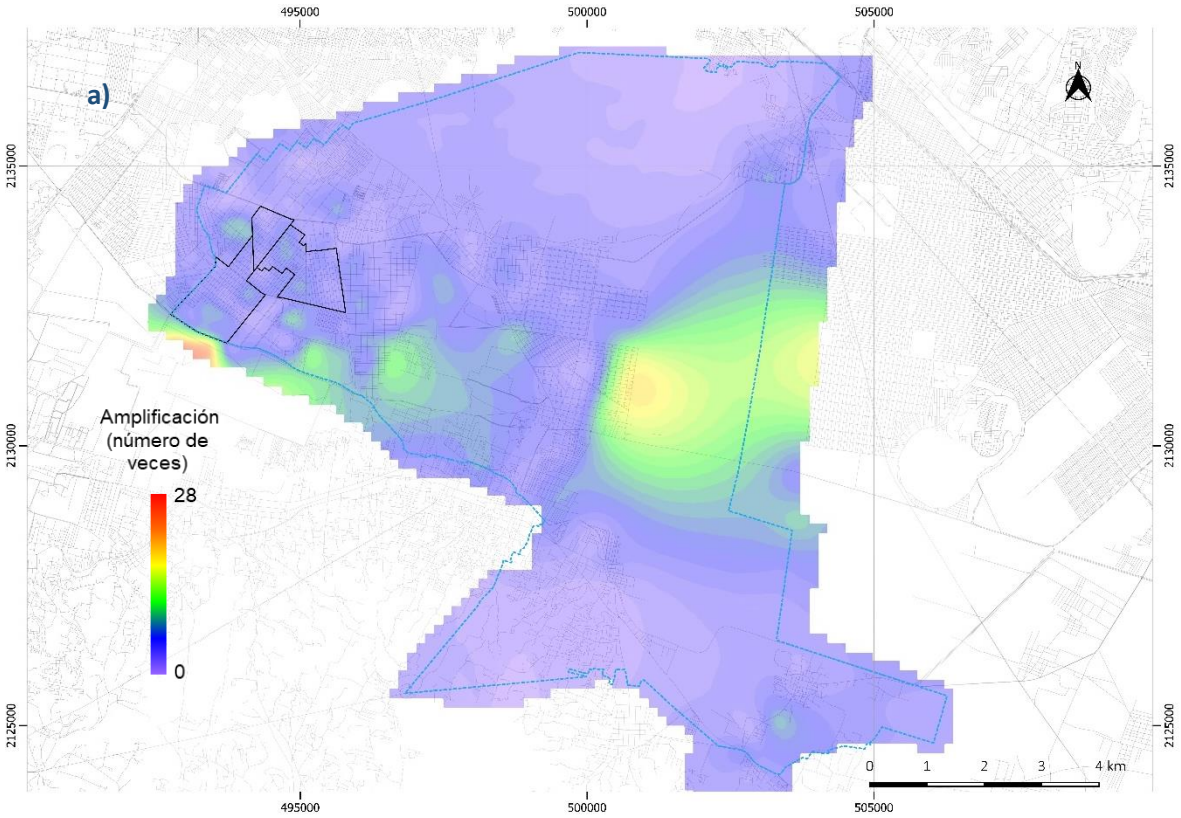


Figura 4.12a). Amplificación de las ondas para la alcaldía Tláhuac (con permiso de impresión por García et al, 2019).

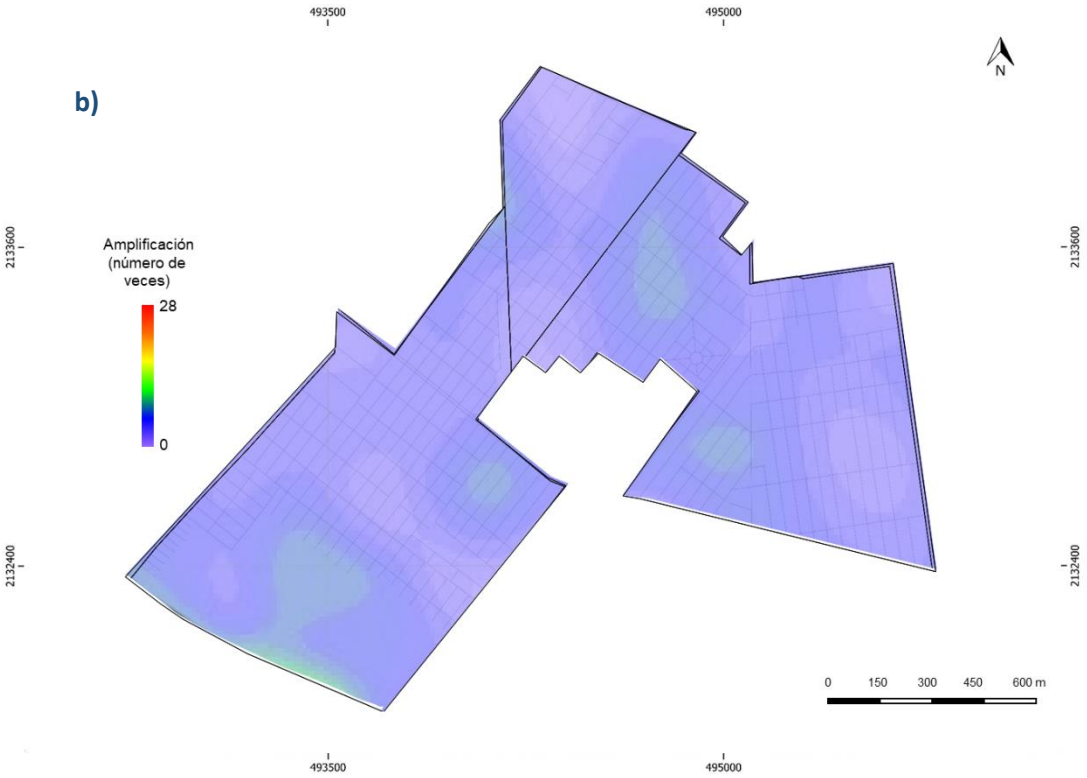


Figura 4.12.b) Amplificación de las ondas dentro de la zona de estudio (con permiso de impresión por García et al, 2019).

Si se considera que la estratigrafía del lugar consiste en una capa de arcilla (suelo blando) sobre una capa de suelo duro denominado depósitos profundos, como en la mayor parte de la zona de lago de la Cuenca de México, es posible obtener una estimación del espesor del estrato de arcilla mediante la siguiente ecuación:

$$H = \frac{T_S * v_s}{4} \qquad (4.5)$$

Donde H es el espesor, *Ts* es el periodo de vibración del suelo y *vs* es la velocidad de onda de corte para la capa de arcilla. El periodo de vibración se conoce mientras que la velocidad de onda de corte se estableció en 60 m/s, valor un promedio obtenido a partir de estudios realizados en la Cuenca de México.

En las Figuras 4.13a y 4.13b, se presenta el mapa de espesores de arcilla resultado de la ecuación 4.5 para toda la extensión de la Alcaldía Tláhuac y para la zona de estudio respectivamente.

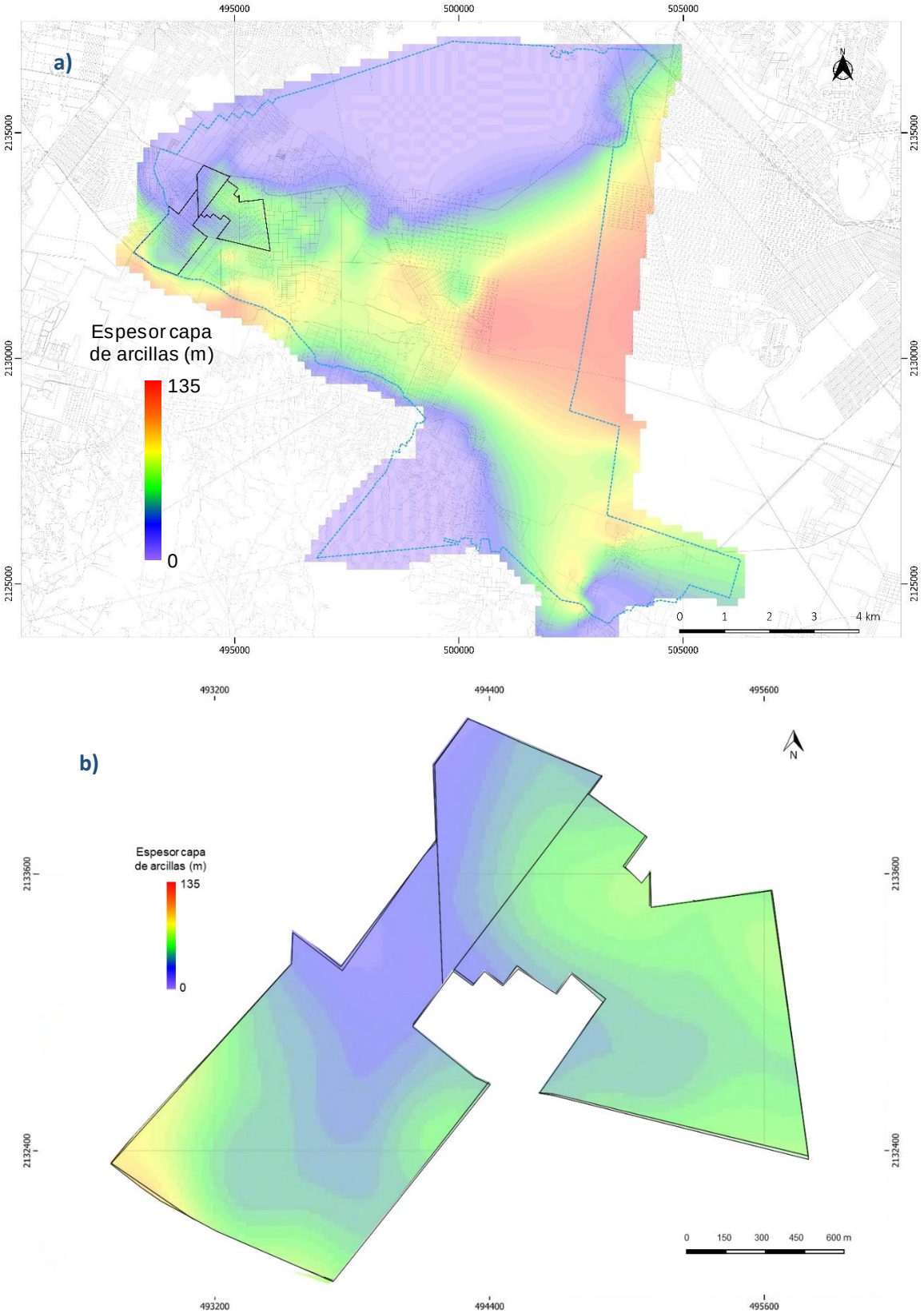


Figura 4.13. a) Espesor de la capa de arcilla para toda la extensión de Tláhuac obtenida a partir de los periodos de vibración del suelo. b) Espesor de arcilla dentro de la zona de estudio (con permiso de impresión por García et al, 2019).

4.3 Estudios geotécnicos

Se realizaron pruebas de contenido de agua y SPT (Standard Penetration Test, por sus siglas en inglés), las cuales se describirán a continuación brevemente.

4.3.1 Pruebas de contenido de agua en muestras de suelo

Es de suma importancia obtener la cantidad de agua de un suelo ya que esta cantidad nos da indicadores de su comportamiento, por ejemplo, cambios de volumen, cohesión y estabilidad mecánica.

Este tipo de pruebas tienen como objetivo determinar la cantidad de humedad (agua) que contiene una muestra de suelo. Esta cantidad la conforman: el agua libre (en general es la mayor cantidad de agua que presenta un suelo que se puede extraer con gran facilidad); capilar (es el agua que se adhiere a las partículas por fuerzas capilares) e; hidroscópica (es el agua que se absorbe directamente del aire).

La forma que tradicionalmente es utilizada para realizar esta prueba en laboratorio consiste en secar la muestra utilizando un horno; la humedad del suelo es la relación que existe entre el peso del agua que contiene y el peso de su fase sólida, esto expresado en porcentaje.

$$W\% = \frac{W_w}{W_s} x\ 100 \qquad (4.6)$$

El valor del contenido de humedad puede variar, en teoría, de 0 a ∞. Se tienen registrados límites de humedad extremadamente altos de 1200% a 1400% en suelos con una componente arcillosa muy importante (Ramos-Madrid. s/f).

En el objeto de estudio se encontraron los valores de contenido de agua registrados de algunos sondeos. Los perfiles de la Figura 4.14 muestran las variaciones en el contenido de agua.

En los tres perfiles se encuentran variaciones importantes en los contenidos de agua, con valores mínimos entre 30% y 60% llegando a valores máximos de hasta 400% a diferente profundidad. Un rasgo que sobresale en los tres perfiles es la presencia de un estrato de materiales con bajo contenido de agua en los primeros 5 m de profundidad, al cual le subyace un material con una cantidad de agua mucho mayor. Este paquete de “secos” (por

llamarlos de forma práctica) tiene una distribución en profundidad como se muestra en la Figura 4.15 (llaves rojas en los perfiles de la Figura 4.14 a, b y c).

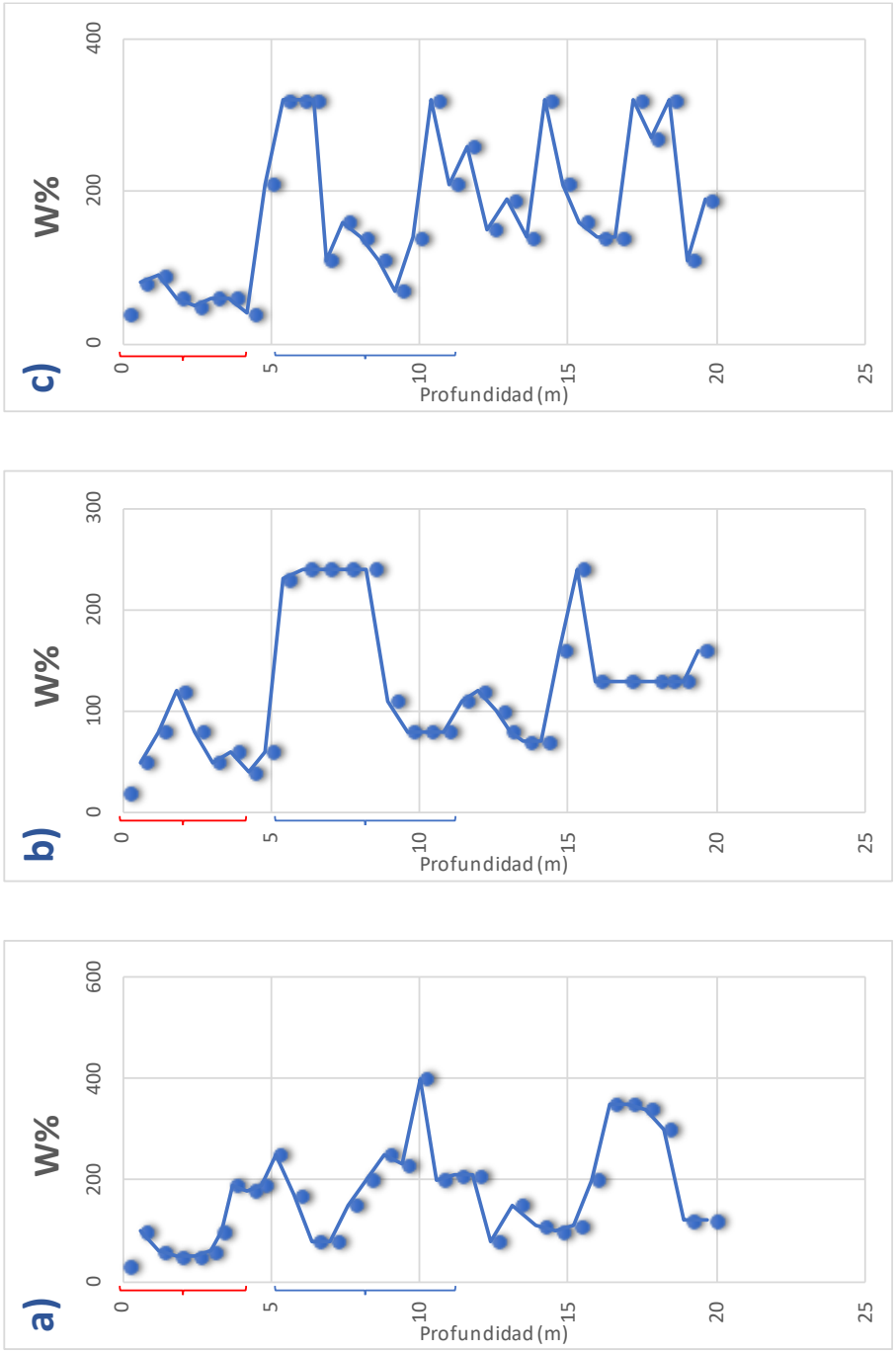


Figura 4.14. Perfiles de tres diferentes sondeos (a, b y c) realizados dentro de la zona de estudio.

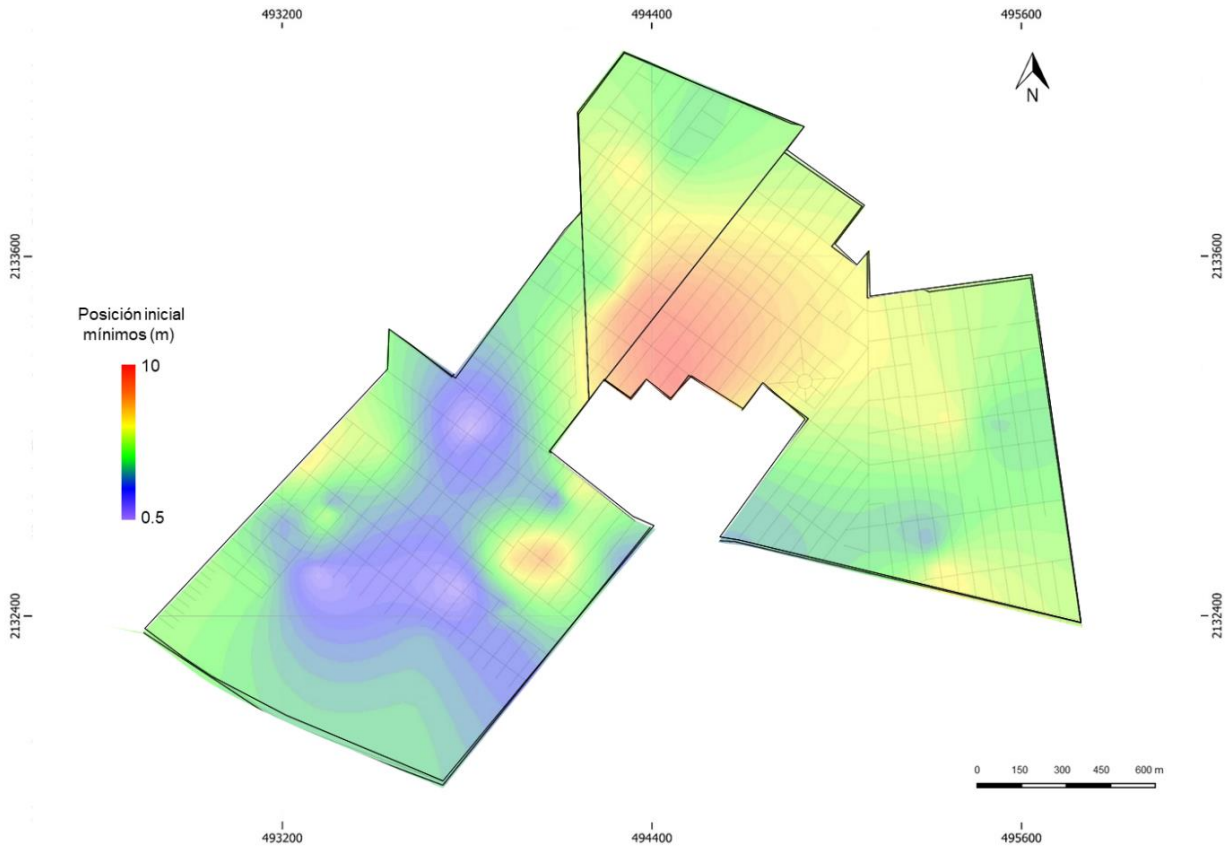


Figura 4.15. Profundidad a la que se encuentran los suelos con contenidos de agua mínimos (con permiso de impresión por García et al, 2019).

Este mapa de contornos representa el límite a profundidad entre el paquete de secos. Los colores azules muestran una profundidad de hasta 2 m, los colores verdes marcan la frontera de 5 m.

En la Figura 4.13 también se puede delimitar otra zona en la que se presentan los valores más altos de contenido de agua (llaves azules). Estos tienen un rango de entre 60% a 320%, llegando, en algunos casos, a los 400%. Este paquete de suelos con contenidos de agua máximos se puede delimitar como se muestra en la Figuras 4.16 y 4.17, las cuales marcan las fronteras para estos suelos.

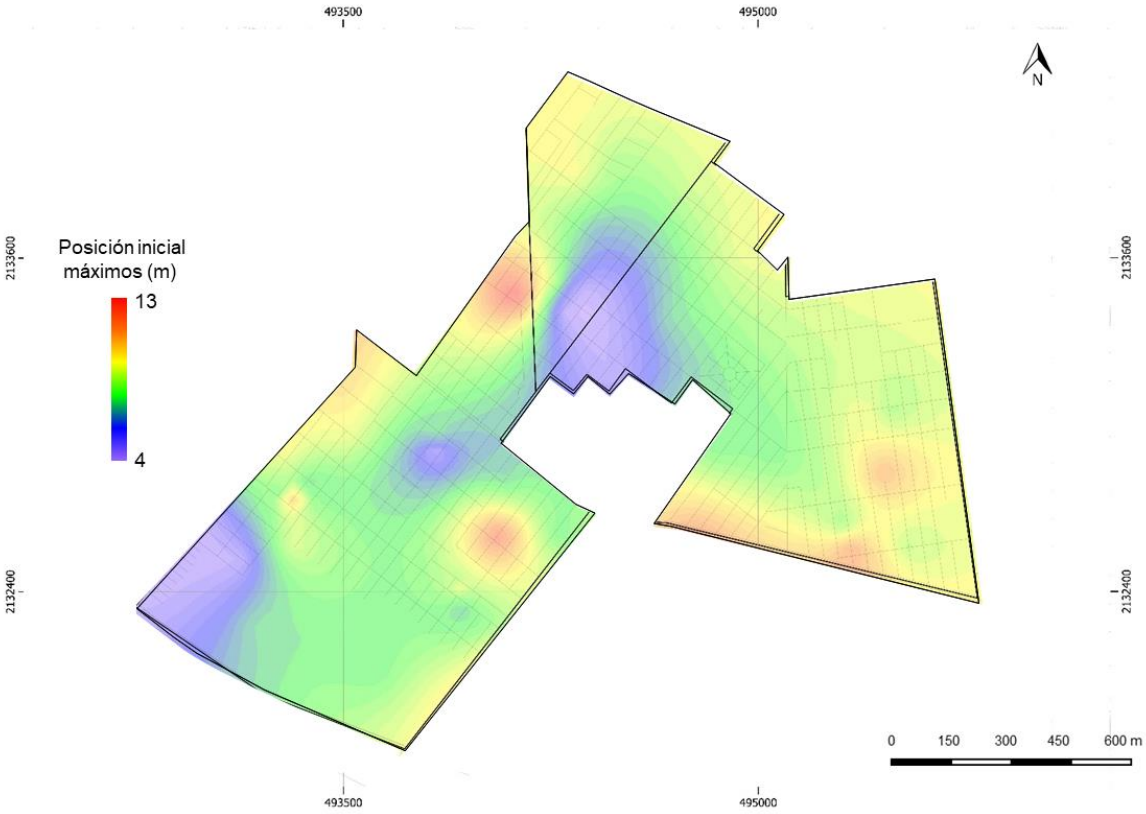


Figura 4.16. Profundidad a partir de la cual se encuentran los suelos con contenido de agua máximo (con permiso de impresión por García et al, 2019).

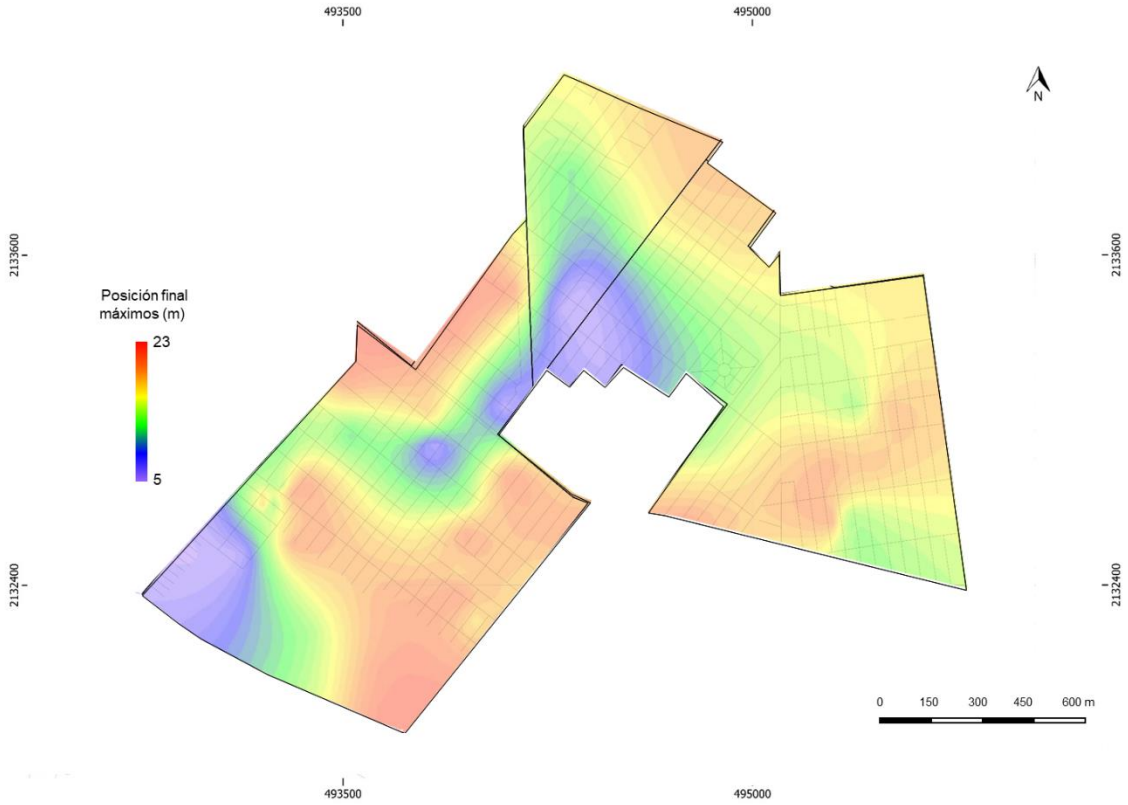


Figura 4.17. Frontera final de los suelos con contenido de agua máximo (con permiso de impresión por García et al, 2019).

4.3.2 Pruebas SPT

Esta prueba se emplea para recuperar muestras alteradas, a partir de cuyos datos se puede determinar experimentalmente el tipo de suelo y la estratigrafía del sitio, mientras que en laboratorio las muestras se utilizan para establecer las propiedades índice de los suelos, generalmente, los contenidos de agua, límites de consistencia entre otras. Terzaghi, en 1947, la denomina prueba de penetración estándar (Santoyo, 2010). La ASTM la adopta en 1958 bajo la Norma D1586, en la que precisa las dimensiones del muestreador y el procedimiento para realizar el ensayo (ASTM, 2018).

La herramienta para STP consiste en un penetrómetro, que no es más que un tubo de acero con una zapata afilada en un extremo. El tubo debe medir entre 45 y 61 cm de longitud. Para realizar la prueba se requieren, además: una columna de barras en la que se colocará el penetrómetro, un martinete golpeador de 63.5 kg (635 N) de peso y 76 cm de caída, un malacate en el que se enrolla el cable para levantar el martinete a la altura de

caída y un martillo automático; este último se introdujo al ver la necesidad de minimizar el error producto del factor humano, ya que se instala a casi cualquier máquina de perforación y controla con rigor la altura de caída del martinete (Santoyo, 2010).

La prueba consiste en hincar el penetrómetro de 45 cm contando el número de golpes correspondientes a cada etapa de 15 cm. El número de golpes N se define como la resistencia a la penetración para penetrar los últimos 30 cm, los primeros 15 cm se desprecian pues se consideran no representativos por la alteración inducida por la perforación. Si el número de golpes llega a 50 y el muestreador ya no penetre los 15 cm (o 100 golpes para los 45 cm) se debe suspender la prueba.

De manera empírica se pueden interpretar las mediciones de la prueba SPT. Terzaghi con las mediciones disponibles hasta el año 1948, publicó dos tablas para las arenas (Tabla 4.2) y para las arcillas Tabla 4.3 basado en relaciones empíricas (en Santoyo, 2010).

Tabla 4.2. Densidad relativa de arenas (Terzaghi y Peck, 1967)

Número de Golpes N	Densidad Relativa
0-4	Muy Suelta
4-10	Suelta
10-30	Media
30-50	Densa
Más de 50	Muy Densa

Tabla 4.3. Relación de la consistencia de la Arcilla (Terzaghi y Peck, 1967)

Consistencia	Muy suave	Suave	Media	Firme	Muy firme	Dura
N	<2	2-4	4-8	8-15	15-30	>30
q_u	<0.24	0.24-0.48	0.48-0.97	0.97-1.95	1.95-3.91	>3.91

Estas tablas se han modificado, actualizado y corregido con el paso del tiempo, hasta llegar a la Tabla 4.4 que se puede encontrar casi en todos los libros de mecánica de suelos.

Tabla 4.4. Correlación de N para estimar la cohesión y el ángulo de fricción de los suelos

Tipo de Suelo		N (Número de golpes)	Cohesión (kg/cm^2)	Ángulo de fricción
Suelos Cohesivos	Muy blando	<2	<0.12	0
	Blando	2-4	0.12-0.25	0
	Firme	4-8	0.25-0.50	0
	Duro	8-15	0.50-1.00	0
	Muy duro	15-30	1.00-2.00	0
	Durísimo	>30	>2.00	0
Suelos no cohesivos	Suelto	<10	0	28
	Medio	10-30	0	28-30
	Denso	>30	0	32
Suelos intermedios	Suelto	<10	0.05	8
	Medio	10-30	0.05-0.50	8-12
	Denso	>30	0.50	12

Los datos obtenidos de las pruebas SPT resultado de los sondeos se muestran en la Figura 4.18. Dichos resultados presentan una distribución particular del número de golpes. En los primeros 10 m de profundidad se encuentra una inclusión rígida, es decir, suelos con más resistencia a la penetración (de 30 a 50 golpes) con una distribución como se observa en la Figura 4.19.

Esta inclusión rígida se encuentra a diferente profundidad. La profundidad mínima a la que se halla es de 0.5 m y la máxima es de 8 m (Figura 4.20) y tiene un espesor que varía de 0.5 a 2.5 m acuerdo con el punto donde se observe (Figura 4.21).

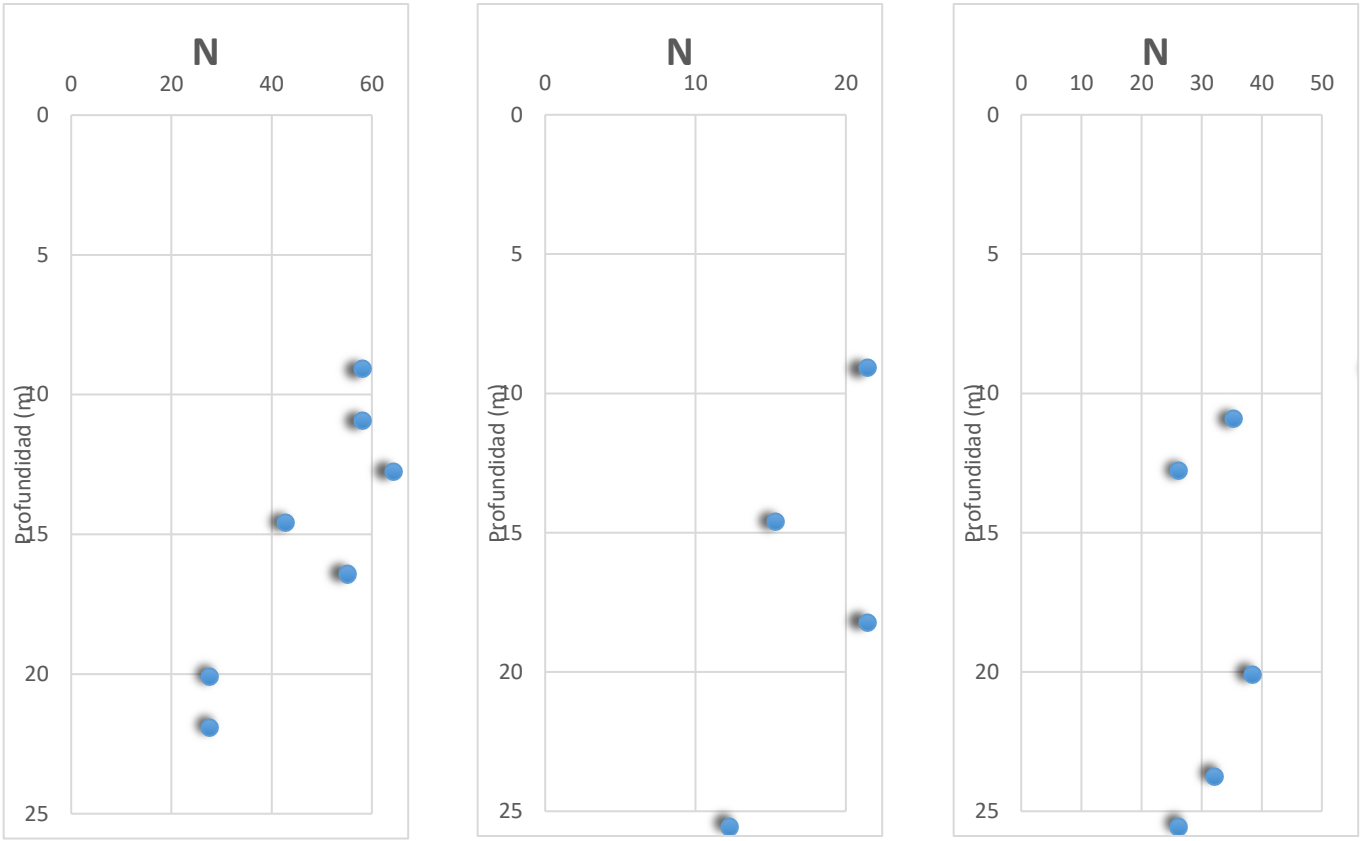


Figura 4.18. Perfiles con la distribución del número de golpes (eje horizontal) contra la profundidad de penetración (eje vertical) para 3 sondeos realizados en la Colonia Del Mar (con permiso de impresión por García et al, 2019).

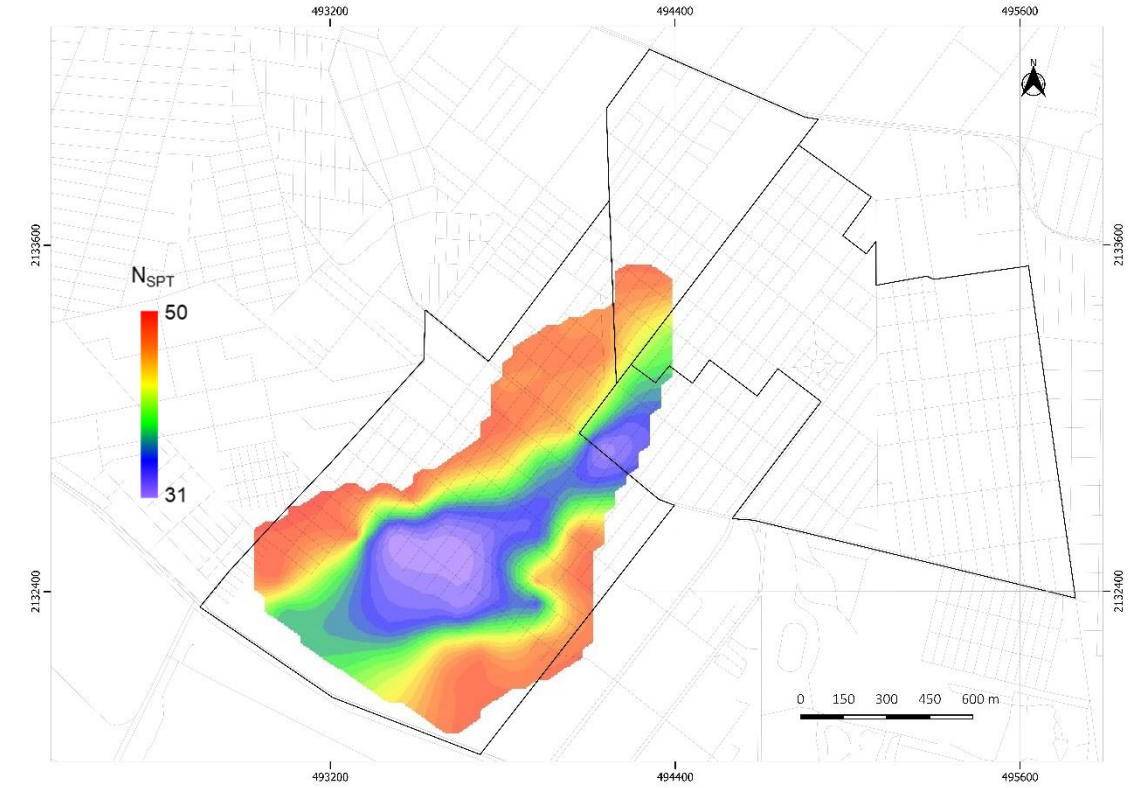


Figura 4.19. Distribución del número de golpes obtenidos de los sondeos SPT. Muestra una inclusión rígida que presenta un número de golpes de entre 30 y 50 (con permiso de impresión por García et al, 2019).

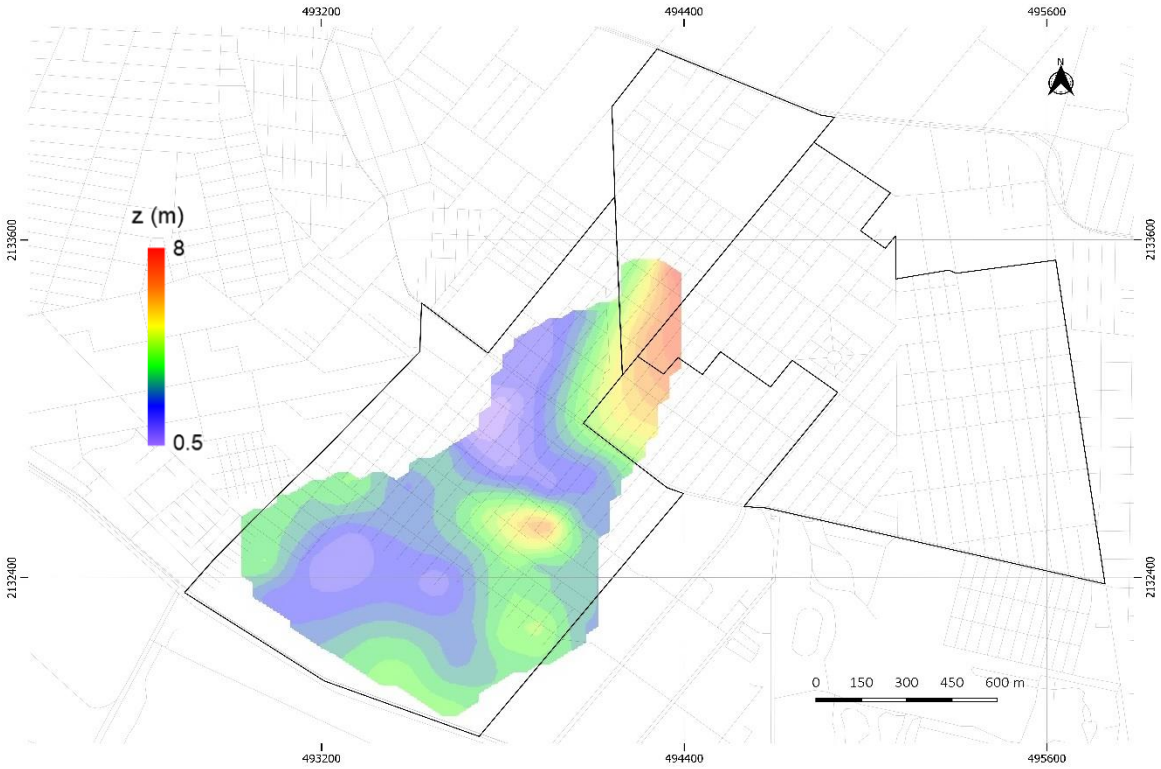


Figura 4.20. Profundidad a la que se encuentra la inclusión rígida. Existe una variación en la profundidad de 0.5 a 8 m. (con permiso de impresión por García et al, 2019).

Figura 4.21. Espesor de la inclusión rígida. La mayor parte de la inclusión presenta un espesor de al menos 0.5 m exceptuando algunos puntos muy específicos en los que el espesor alcanza 1.5 m (con permiso de impresión por García et al, 2019).

Los resultados obtenidos de los sondeos geofísicos y geotécnicos; en particular la inclusión rígida encontrada con base en sondeos SPT, el paquete de suelos secos y el espesor de la capa de arcilla son parámetros muy importantes que considerar para determinar la causalidad de los eventos que, aunados al efecto sísmico, provocaron fracturamiento y se abordarán en las discusiones de este trabajo.

Bajo el contexto de que gran parte de los suelos de la alcaldía se formaron gracias al desarrollo de lagos someros (específicamente el de Xochimilco-Chalco), se puede pensar que dichos suelos son homogéneos en toda su extensión. Si bien la estratigrafía típica es una columna de materiales arcillosos con grados de plasticidad y compresibilidad muy variantes y rellenos superficiales con pobres o nulas aptitudes de para sostener cargas, los estudios realizados demuestran que hay heterogeneidad tanto en la distribución como en las propiedades de estos.

La respuesta de estos arreglos al ser sometidos a esfuerzos debido a las cargas que generan las unidades habitacionales, estructuras educativas o gubernamentales (origen antrópico) o ante un evento sísmico (origen natural) son los discontinuos que se observan en la zona de estudio.

Estos discontinuos se pueden clasificar dentro de los siguientes grupos: i) grietas por fractura hidráulica (zonas de encharcamientos), ii) grietas por transición abrupta, iii) grietas por contactos (heterogeneidad) (Figura 4.21), iv) grietas por evapo-transpiración, v) grietas por estructuras sepultadas (García et al, 2019).

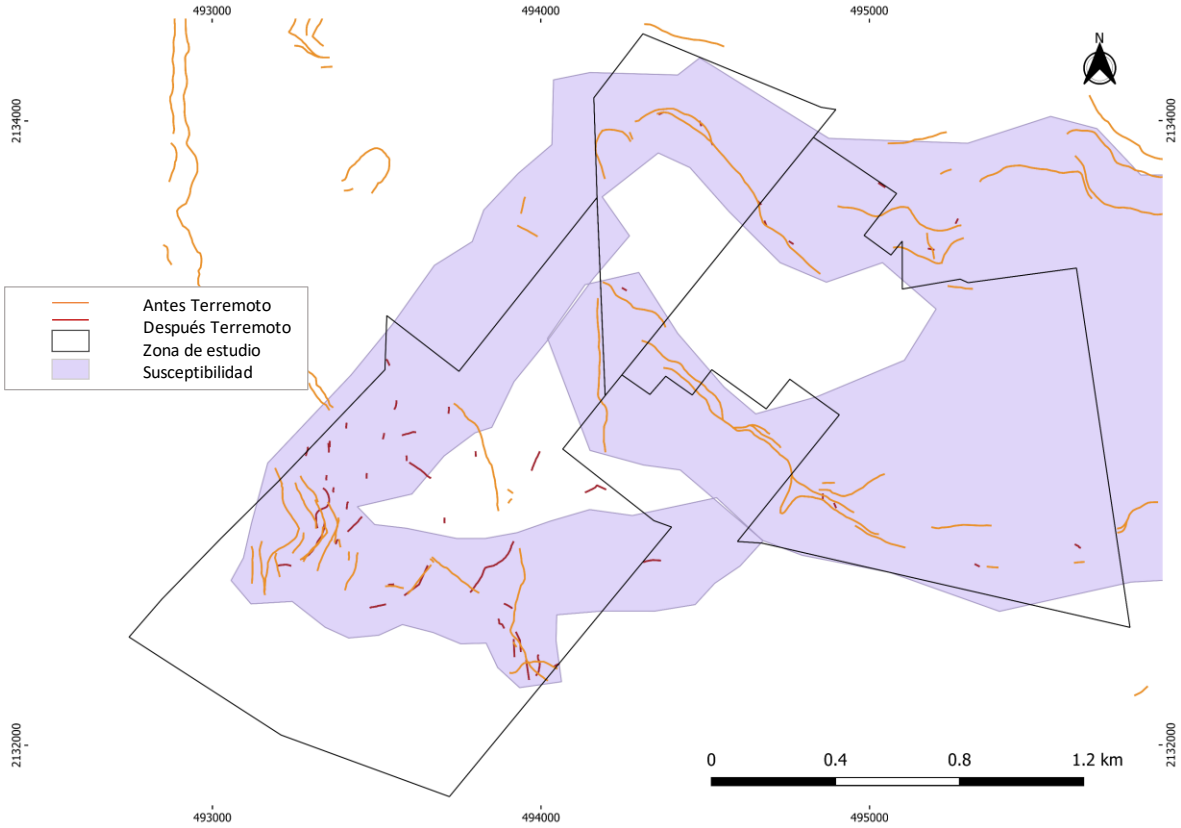


Figura 4.22 Zonas de susceptibilidad al agrietamiento debido a la heterogeneidad (con permiso de impresión por García et al, 2019).

Estas clasificaciones (o interpretaciones) sobre el origen de las grietas no toman en cuenta aspectos geológicos que son determinantes en el patrón de aparición de discontinuos. Entre los rasgos más importantes se encuentran:

a) la zona de derrames basálticos de la Sierra de Santa Catarina, Sierra de Chichinautzin (con el Volcán Teuhtli), que se prolongan en algunos sitios hasta más de 1 kilómetros, llegando a profundidades entre 30 a 70 metros.

b) la presencia de terremotos de diferentes fuentes (subducción, intraplaca, cortical, etc.) que ocasionan el movimiento de grandes volúmenes de sedimentos (tanto superficiales como profundos) y con respuesta de aceleraciones mayores a los 200 a 400 cm/s^2 a un lado de las grietas y, su contraste hasta de 10 veces entre materiales. Esta aceleración con diferente energía provocada durante el movimiento sísmico en los límites de los derrames basálticos podría haber provocado la aparición de algunos discontinuos.

5. Discusión de hallazgos

5.1. Zona de estudio: Colonia del Mar

La zona de estudio es parte de la Colonia del Mar, ubicada en el extremo oeste de la Alcaldía Tláhuac, Ciudad de México. Colinda al Norte y al sur con las alcaldías Iztapalapa y Xochimilco respectivamente. La colonia Del Mar está limitada por las calles: Canal de Chalco, Langosta, Piraña, La Turba; así como por las calles Gitana, Ana Bolena y Ricardo Monges López (Figura 5.1).

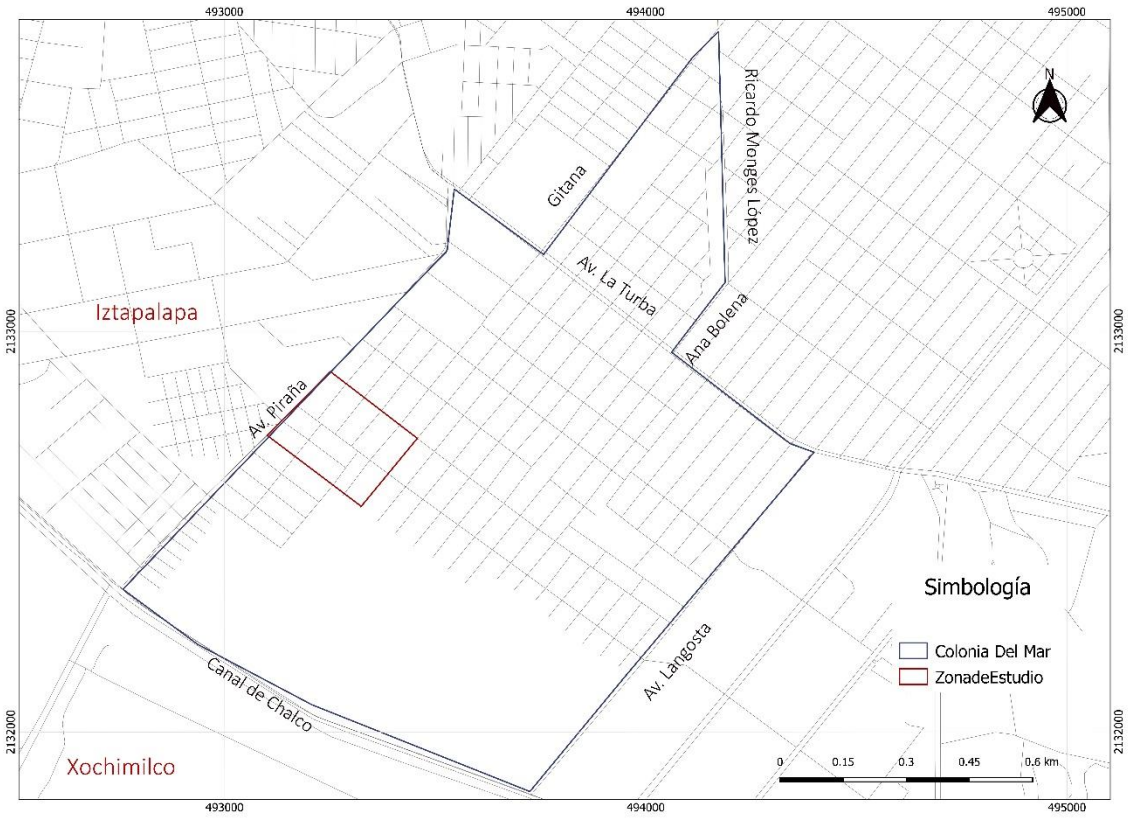


Figura 5.1. Límites de la colonia Del Mar y objeto de estudio.

El área bajo observación ocupa ≈ 0.1 km^2 entre las calles de Pargo y Caracol y las avenidas: Piraña y Sirena (Figura 5.2).

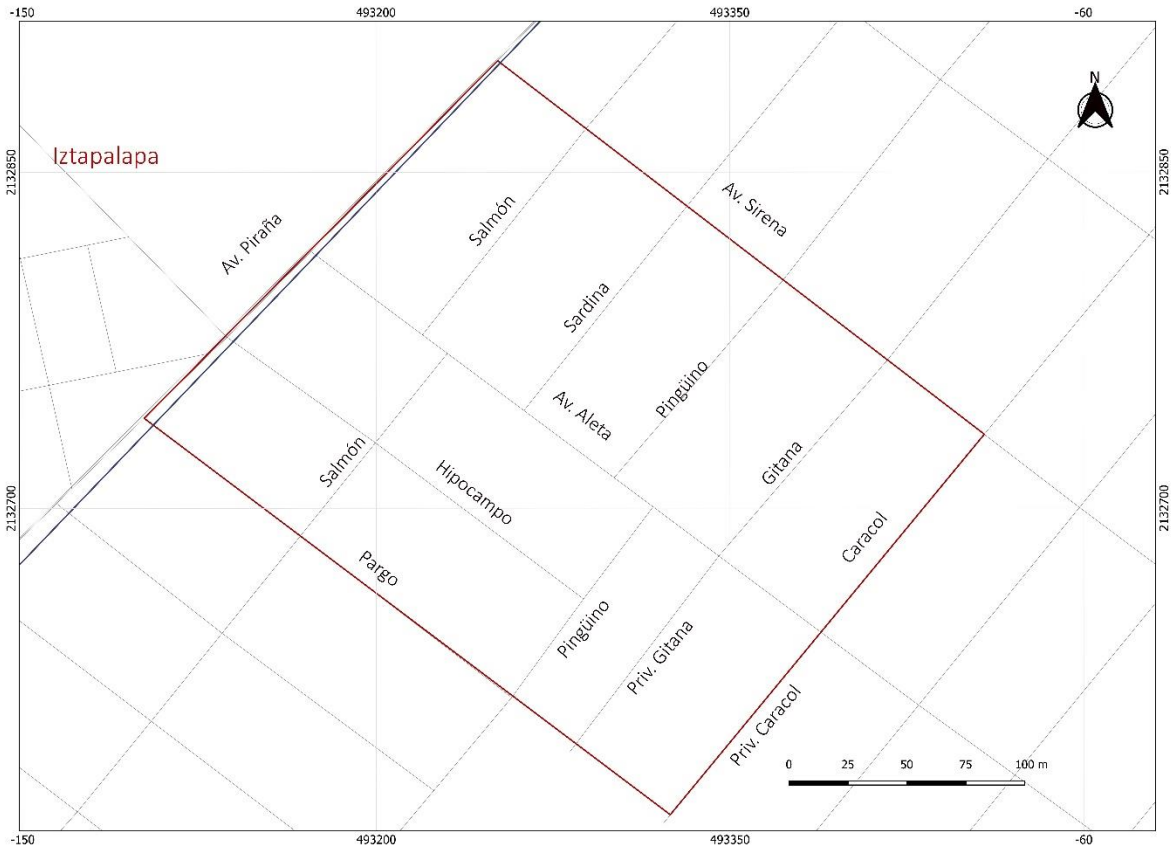


Figura 5.2. Límites del objeto de estudio.

La Colonia del Mar se ha visto afectada históricamente por la presencia de discontinuos que dañan su infraestructura. Se tiene registro de aparición de discontinuos antes y después del sismo del 19 de septiembre de 2017 publicados en los Atlas de riesgo de la CDMX y el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y que fueron levantados por diversos grupos de investigadores (entre ellos, García et al., 2019) (Figura 5.3).

Con base en dichos discontinuos y la afectación de estos dentro de la colonia se escogió el objeto de estudio para determinar si existe causalidad entre las propiedades de los suelos y la aparición de discontinuos en la superficie.

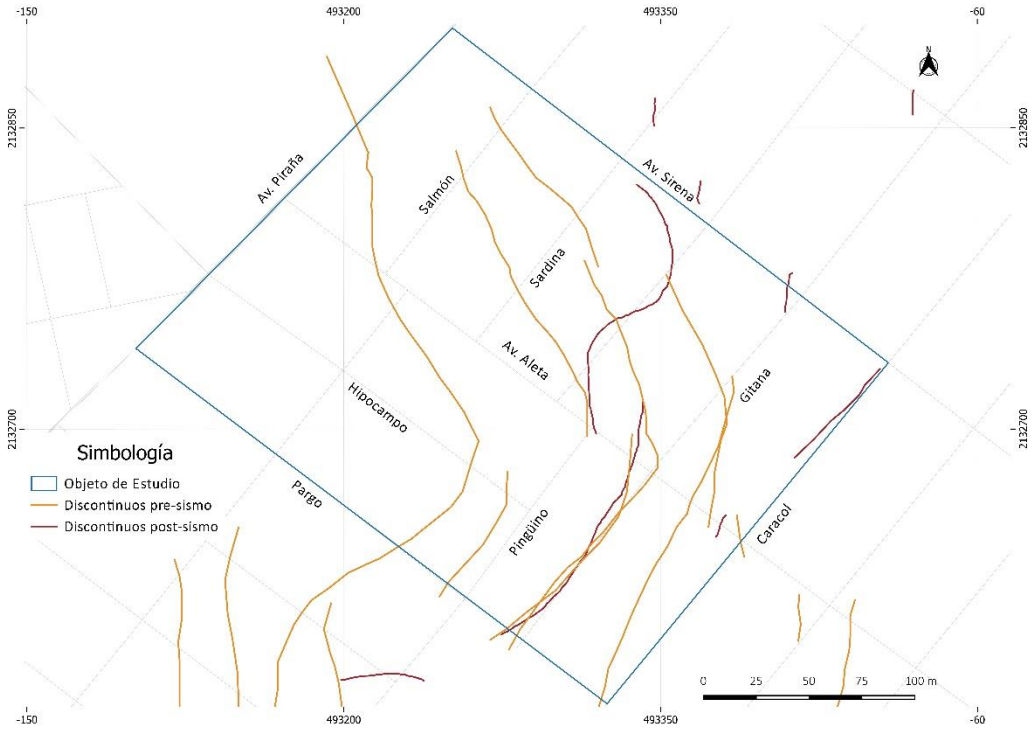


Figura 5.3. Discontinuos registrados antes del sismo (en color amarillo) y los que se produjeron después del evento del 19 de septiembre de 2017. No se verificó la secuencia, en su gran mayoría las líneas fueron inferidas de manifestaciones entre calles y algunos efectos muy claros en predios Modificado de CENAPRED.

5.2 Evidencias de los discontinuos

Como primera etapa de estudio se corroboró en campo el patrón, la geometría y la distribución que de los discontinuos publicados dentro del objeto de estudio. El levantamiento de las manifestaciones claras (verificables bajo los argumentos para clasificar/modelar) se muestra en la Figura 5.4.

Las líneas en color negro muestran los discontinuos que se pudieron medir en el recorrido exhaustivo sobre el rectángulo zona de estudio. Hay que destacar que la zona de estudio se han realizado varias campañas de reparaciones en vías de comunicación y servicios enterrados, por lo que algunos de los discontinuos reportados hace años no son tan evidentes a la fecha. El levantamiento, sin embargo, corroboró la presencia de importantes discontinuidades.

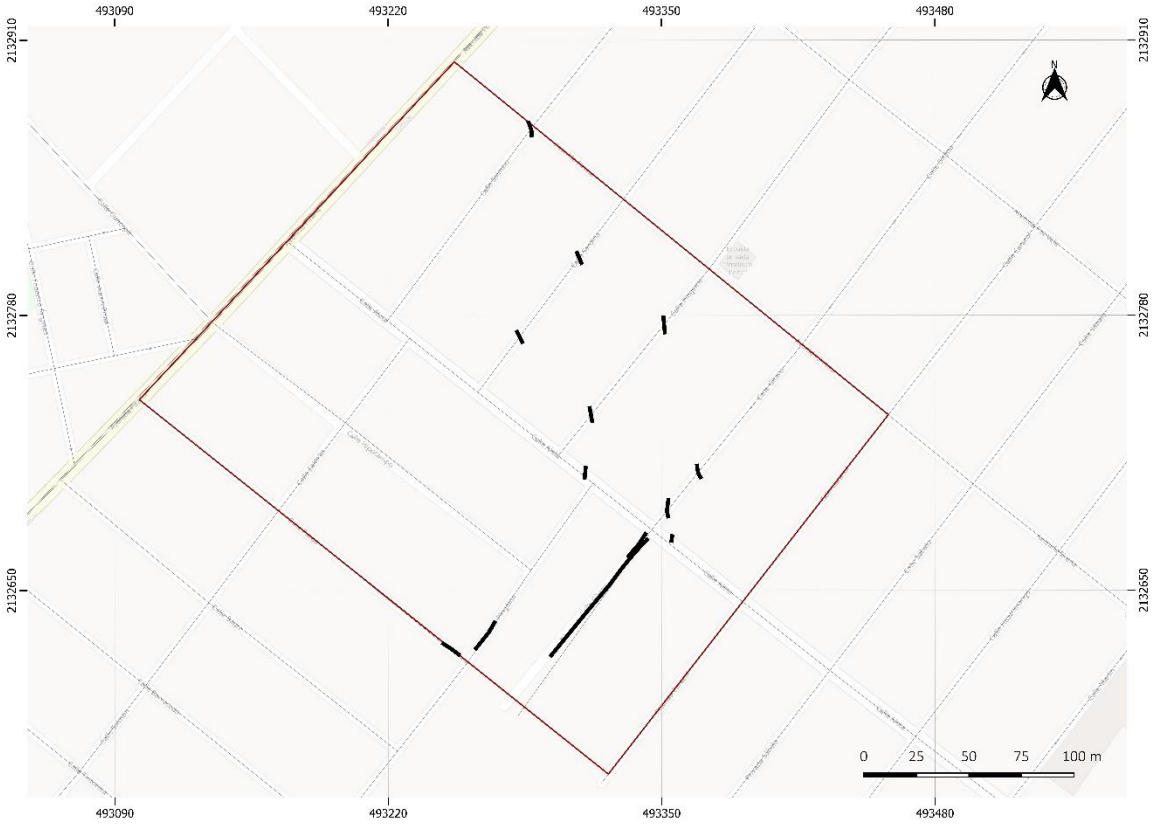


Figura 5.4. Discontinuos caracterizados dentro de la zona de estudio.

De cada discontinuo encontrado se midió su dirección, longitud, desnivel y se caracterizaron de acuerdo con: escalones (deformación vertical abrupta), hundimientos con pendiente (sin rompimiento aparente) o grietas (sin hundimiento, rompimientos sobre plano). El resultado espacial se muestra en el Anexo con fotografías y datos cerrados.

5.3 Sobre las Causas→Efectos

Reconocidos los espacios de propiedades que se consideran fundamentales, las posibles causas se enlistan a continuación (en la sección de Conclusiones se expresaran las relaciones entre ellas):

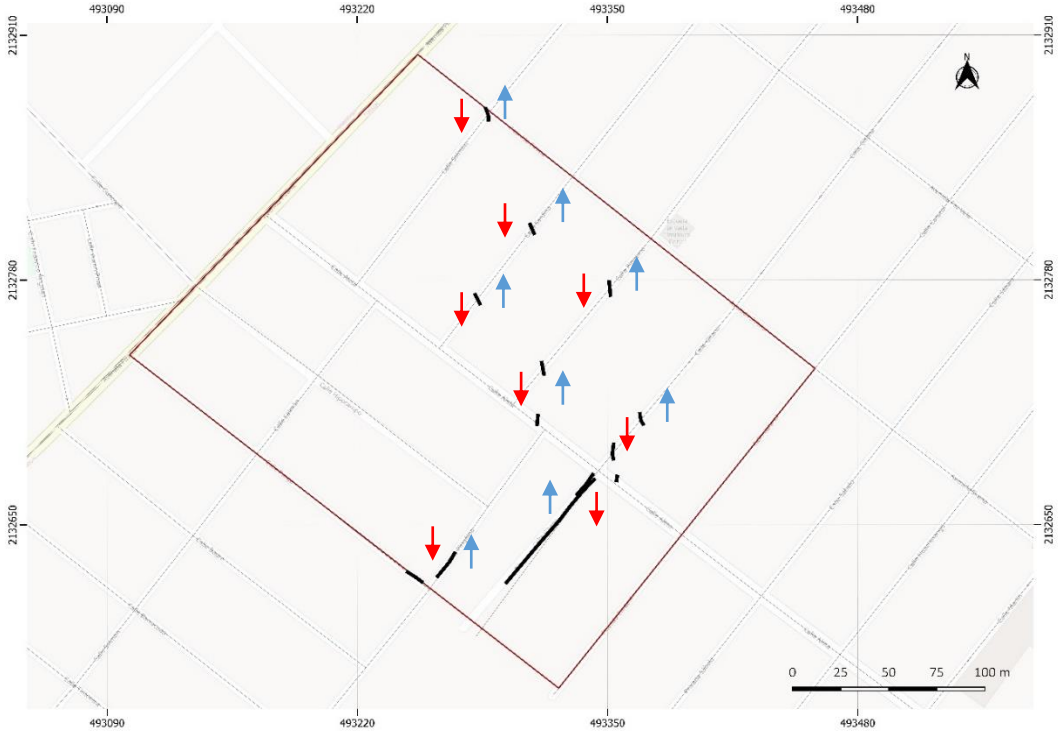


Figura 5.5. Las flechas rojas marcan el lado del discontinuo que se encuentra "hundido" mientras que las de color azul son las partes que quedan por arriba o "montadas"; se observa cómo las 6 manifestaciones más hacia la derecha parecen formar un bloque completo que mueve hacia Iztapalapa mientras que las dos más hacia la izquierda de la figura podrían pertenecer a un objeto desconectado de este hecho.

- Dinámica del Movimiento. Se identifica un patrón distintivo en los discontinuos en el que parece estar deslizando un bloque (seis flechas alineadas, a la derecha de la Figura 5.5). La parte de la grieta que está por debajo fue identificada plenamente. Las dos flechas a la izquierda en la Figura 5.5 son expresiones que geométricamente se alejan de las señaladas anteriormente; incluso son expresiones más relacionables con fallas de origen antrópico (rompimientos alineados a banquetas, a tuberías, etc.). Las escalas de éstas se exacerbaron en el terremoto del 2017. No se contaminaron por otros mecanismos y parecen estar detenidos a la fecha de realización del presente estudio.

- **Espesor de Arcillas (posición de basamento)**. De acuerdo con la reconocida influencia de la posición de la base rocosa y, por ende, del espesor del estrato de arcillas (en su homogeneidad y semi-infinito) (Figura 5.6) se buscan estos argumentos en el espacio (definidos con propagación neuronal a partir de los ejercicios de microsismos).

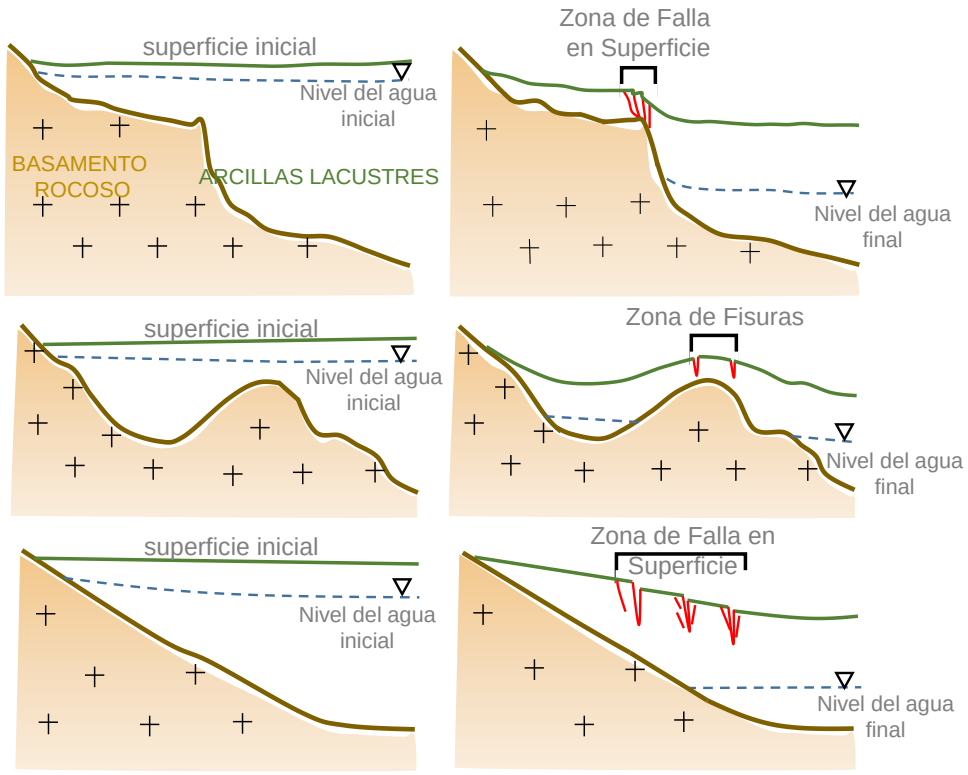


Figura 5.6. Mecanismos en la Transición: dada la configuración de la capa dura (y su espesor relativo sobre ella) cuando el nivel de agua desciende la concentración de esfuerzos vence la resistencia de los materiales a romperse y se pueden presentar los discontinuos, todos diferentes dependiendo de la forma del basamento.

Entonces el incremento de riesgo (dado: Riesgo = Amenaza x Vulnerabilidad, siendo la Vulnerabilidad función de la Exposición, Susceptibilidad y Resiliencia en este caso, se trata la *Exposición* – efecto por la posición del sujeto en la Tierra) está delimitado por la pendiente de roca (transición abrupta del basamento en la zona verde) que, traducido a la medición del espesor de arcillas, se trata del cambio de la columna de

suelos finos de ≈15 m a más de 70 m en pocos metros sobre el plano XY (franja en verdes hacia azules en la Figura 5.7).

Como se observa, la alineación de los rompimientos con respecto a las isocurvas de profundidad es muy evidente.

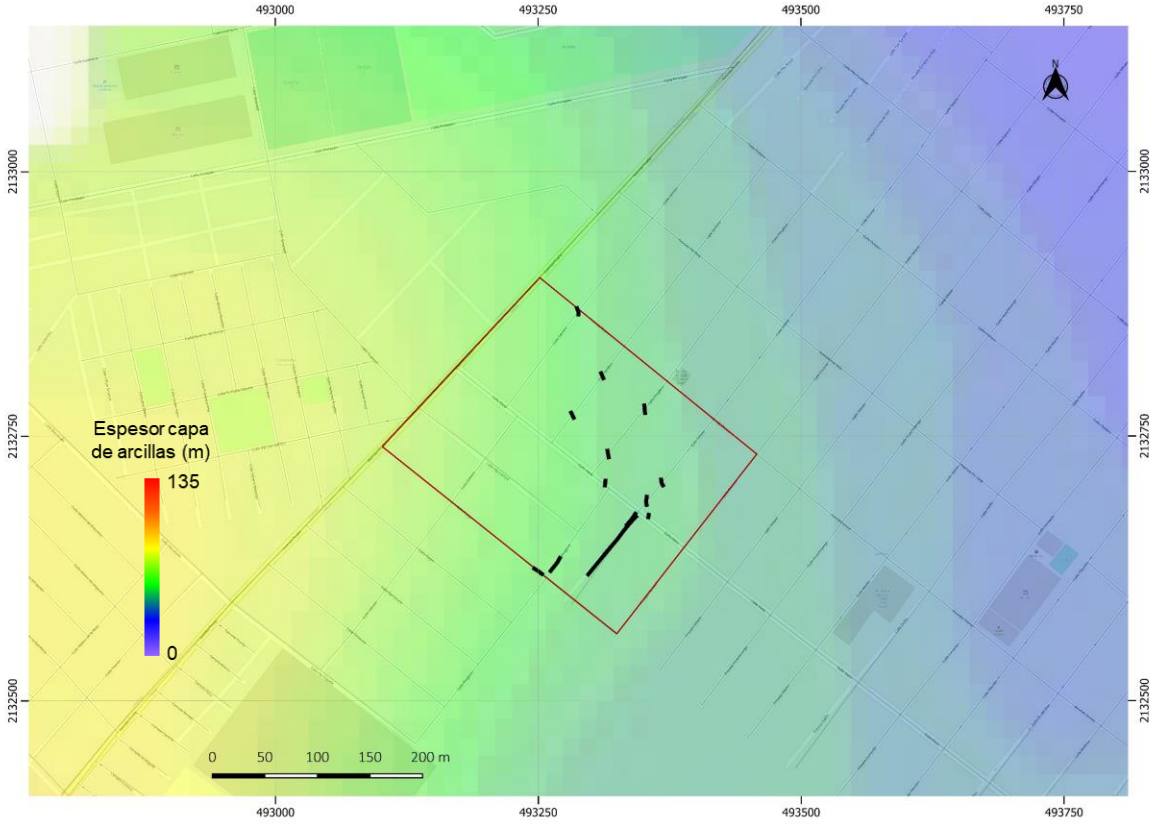


Figura 5.7. Mapa de espesor de arcilla. En colores verdes se delimita la zona de transición abrupta en la profundidad a la que se encuentra el basamento.

Al realizar un perfil con dirección NE-SW basado en la información del espesor de arcilla, se obtiene una configuración tal como la que se muestra en la Figura. 5.8. Es muy importante reconocer que este es un efecto desacoplado, es decir no toma en cuenta que la columna de materiales finos no es homogénea.

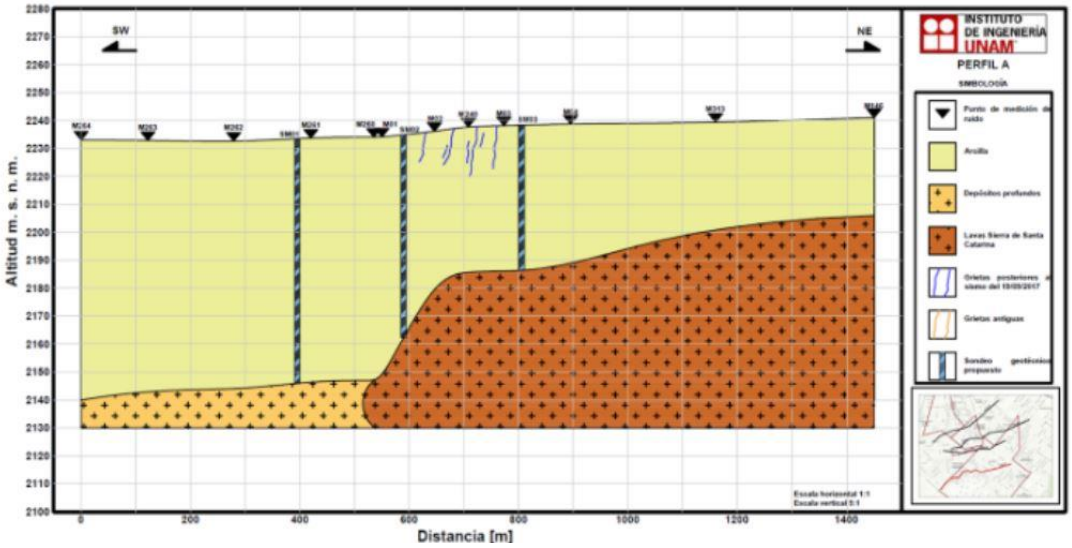


Figura 5.8. Perfil que muestra la profundidad y configuración del basamento (con permiso de impresión de García et al., 2019.

- Contenido de Agua – paquete secos. El parámetro sobre el agua en los materiales (contenido de agua natural W% y límites de Atterberg LL y LP) es uno de los más importantes al reconocer la capacidad de los materiales de expulsar agua y la que rige los patrones de cambio volumétrico y, seguramente, agrietamiento por desecación.

  Como se expuso en el capítulo 4, en el objeto de estudio se encuentran suelos con contenidos de agua muy contrastantes y que se asocian a límites plásticos (Límite Plástico es la humedad más baja con la que pueden formarse cilindros de unos 3 mm de diámetro, rodando la muestra de suelo entre la palma de la mano y una superficie lisa, sin que los cilindros se rompan a pedazos) muy variables en zonas pequeñas. En este análisis se muestran los resultados para W%. En la columna se identifican una primera región con suelos estratificados que tienen contenidos de agua muy bajos, (de acuerdo con el máximo reportado en la base de datos de ≈400%) y que se identificaron como suelos “secos”.

  En plano, como mapa, se colocan los límites en Z (profundidad en m) en que se presenta este primer paquete, Figura 5.9. Es muy evidente que el cambio de espesor (de superficial, casi imperceptible capa, a potente) es un ingrediente fundamental para que aparezcan los discontinuos. La línea de grietas más a la izquierda del mapa no parece seguir este proceso.

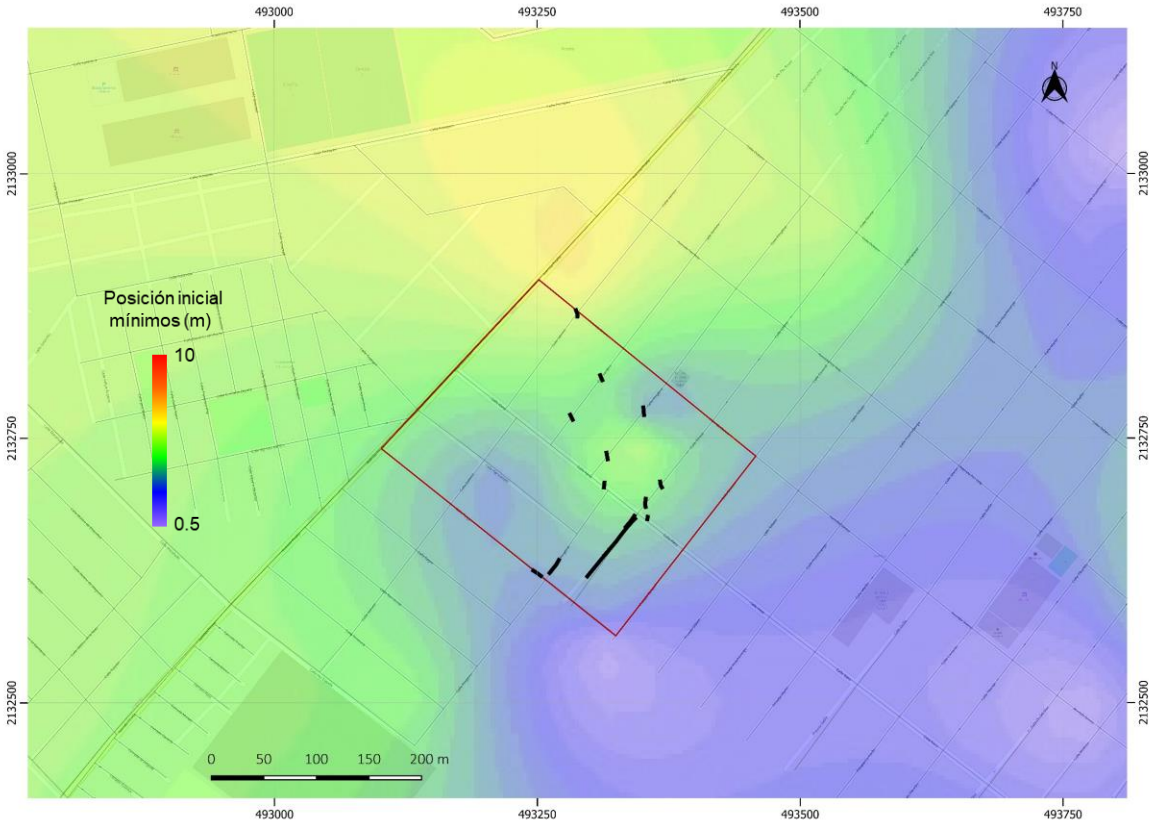


Figura 5.9. Distribución a profundidad de los suelos con contenidos de agua bajos.

- Contenido de Agua – paquete contenidos altos. El cambio a profundidad entre paquete secos y materiales con W% altos (o muy altos) parece no tener un efecto sobre la dirección del discontinuo en la zona que parece deslizar pero sí lo tiene en las manifestaciones que corren paralelas a la calle. Este fenómeno se ve agravado si se toma en cuenta que alrededor de estos suelos "secos" se encuentran suelos con contenidos de agua mucho más altos que los primeros, que varían desde 200% a 460% cuya distribución se observa en la Figura 5.10. Esta diferencia en las propiedades de los suelos marca una zona de mayor susceptibilidad.

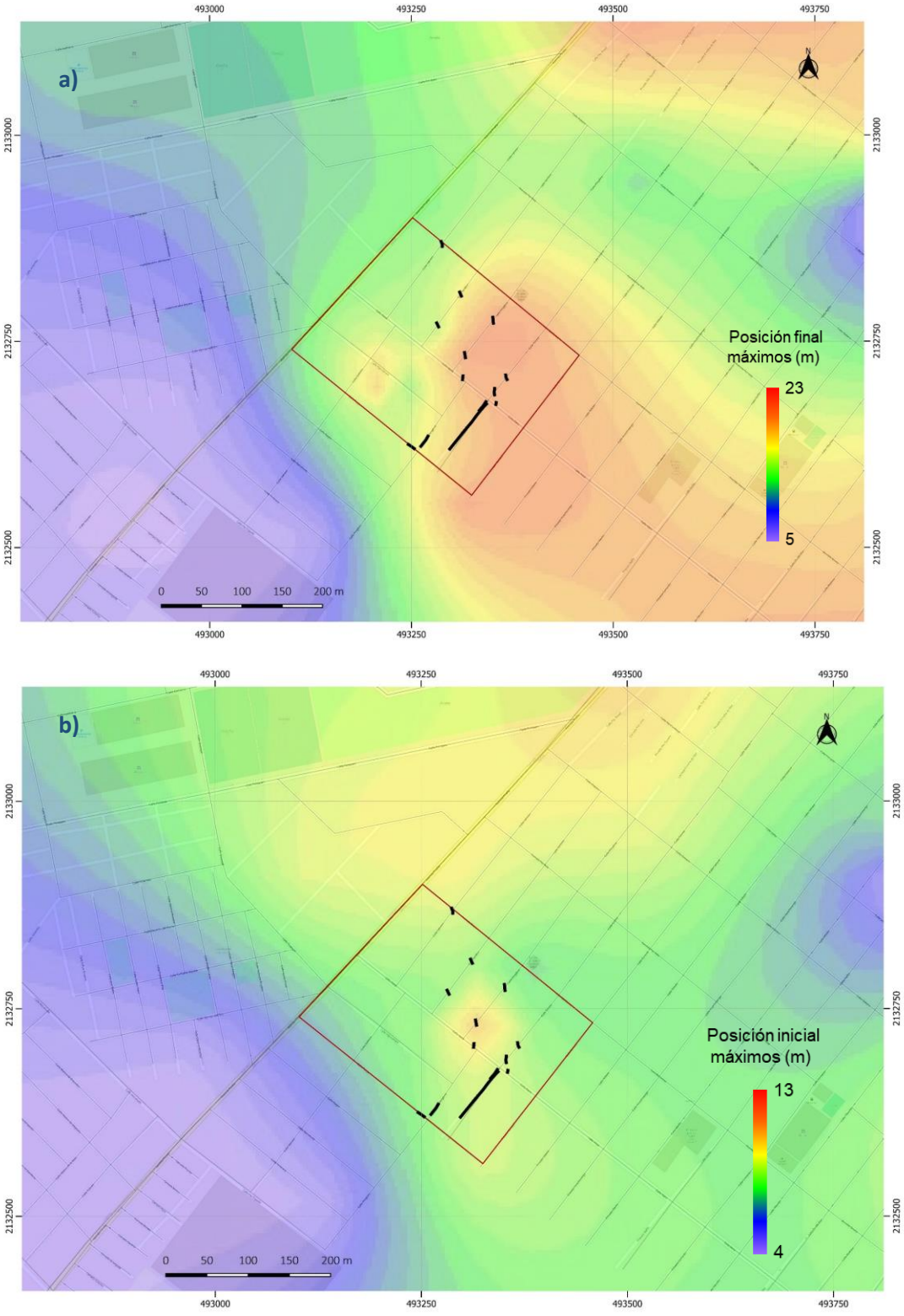


Figura 5.10. a) Posición inicial de los suelos con contenidos de agua máximos. b) Posición final de los suelos con contenidos de gua máximos.

Se presenta un modelo (con mediciones reales y virtuales) de los cambios de humedad en 3 dimensiones (Figura 5.11). Se distingue más fácilmente que los contrastes en el contenido de agua de los suelos son muy importantes y de darse cambios volumétricos diferentes a distintas profundidades, muchas de las expresiones que se observan en superficie son relacionables con esto.

- Heterogeneidad e inclusión semi-rígida. Analizando la secuencia de los materiales en las estratigrafías medidas y las evaluadas con las redes neuronales se encuentran intercalaciones de materiales que podrían ser responsables de las erráticas tasas de hundimiento. Particularmente se encontró una lámina (diferentes espesores y rigidez) que está presente en la colonia y que tiene un comportamiento que puede ser ligado a los rompimientos súbitos. Este material es rígido (N_{SPT} > 50 golpes, Figura 5.12, avance con broca) y está a profundidades que van desde superficial (menos de medio metro) a profundo (>5m) (Figuras 5.13 y 5.14). La región en estudio tiene la inclusión en su expresión más peligrosa: rígida + superficial. Observando los rompimientos más fuertes (mayor profundidad y procesos escalón) se nota la coincidencia espacial entre la región en rojo (nivel V, Figura 5.15).

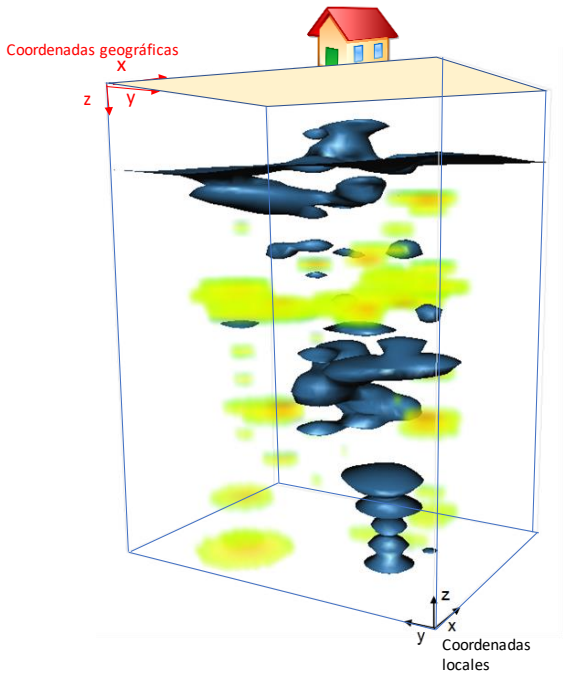


Figura 5.11. Modelo tridimensional de la distribución del contenido de agua de los suelos en la zona de estudio.

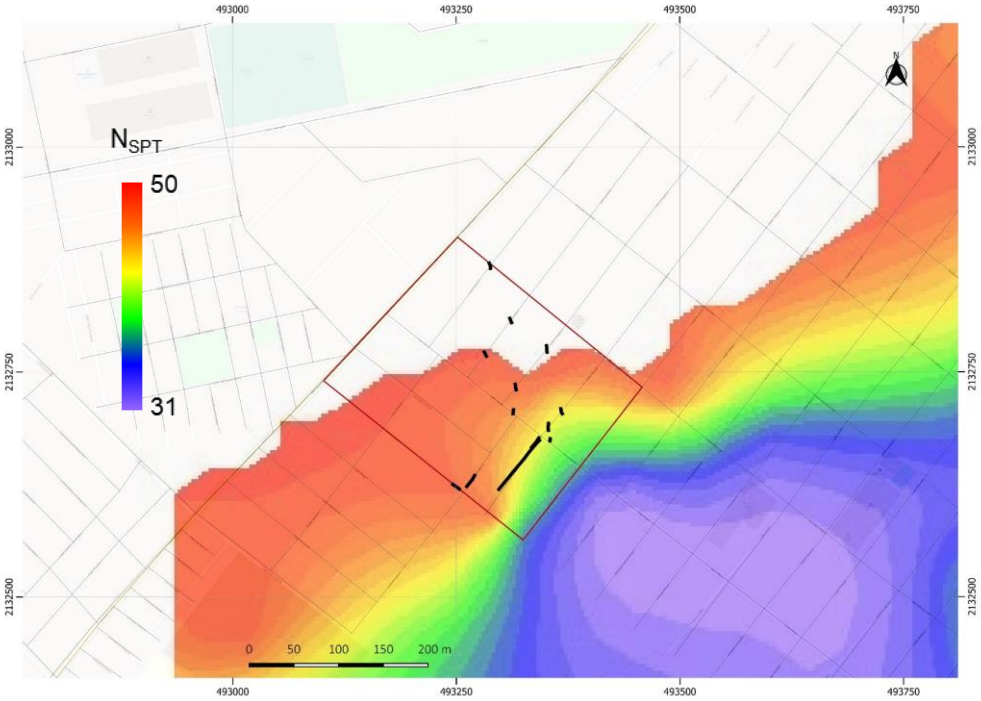


Figura 5.12. Distribución del número de golpes de la inclusión rígida.

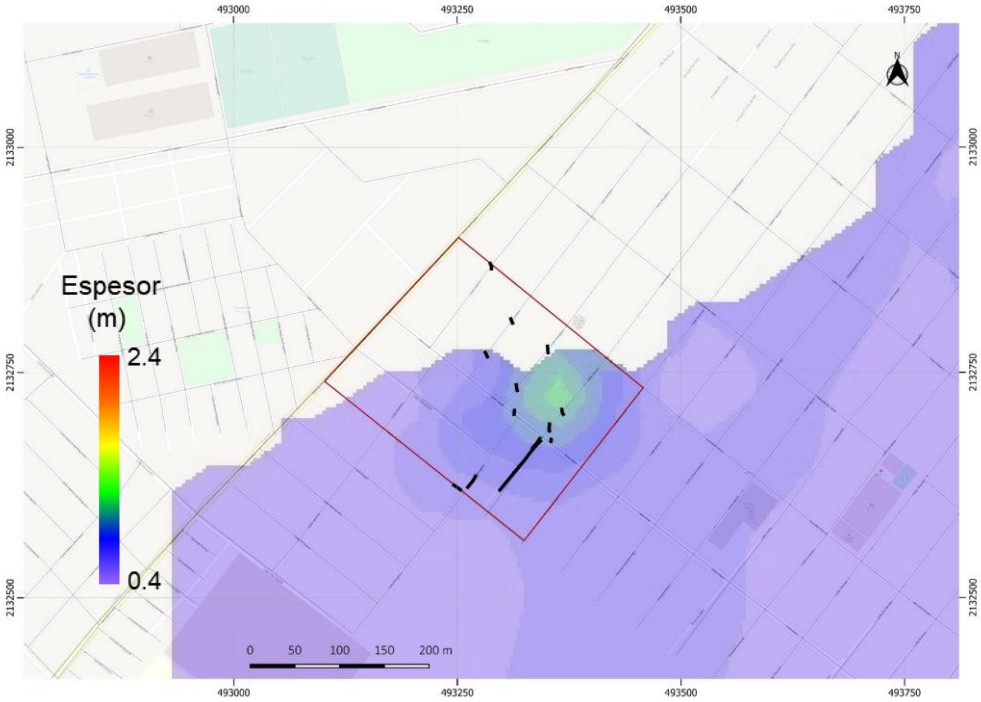


Figura 5.14. Espesor de la inclusión rígida.

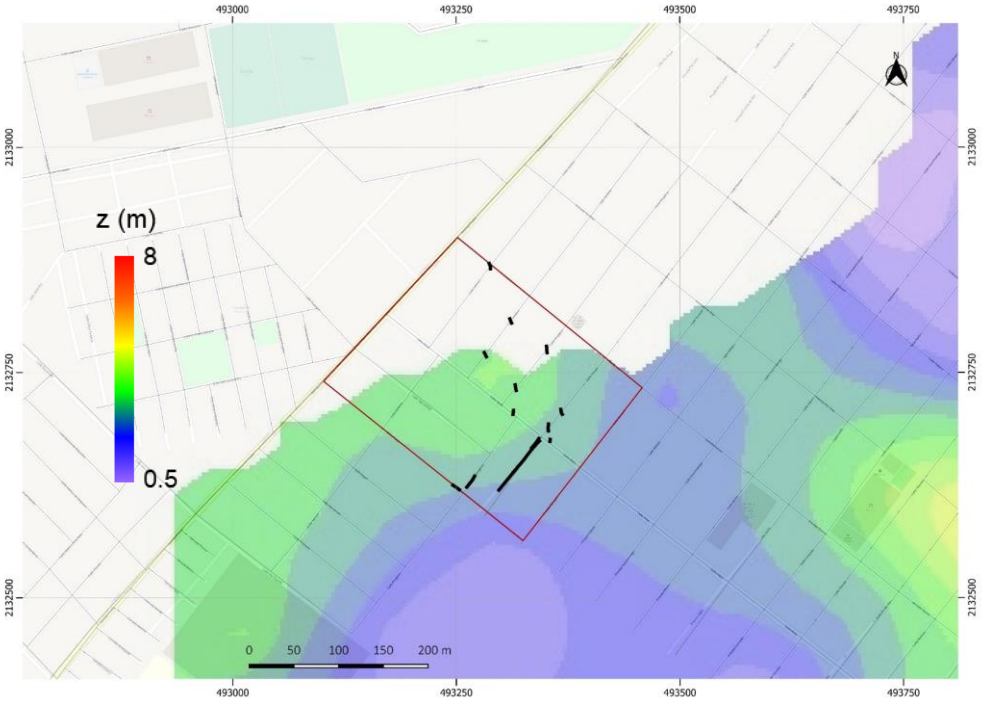


Figura 5.13. Profundidad a la que se encuentra la inclusión de suelos más competentes.

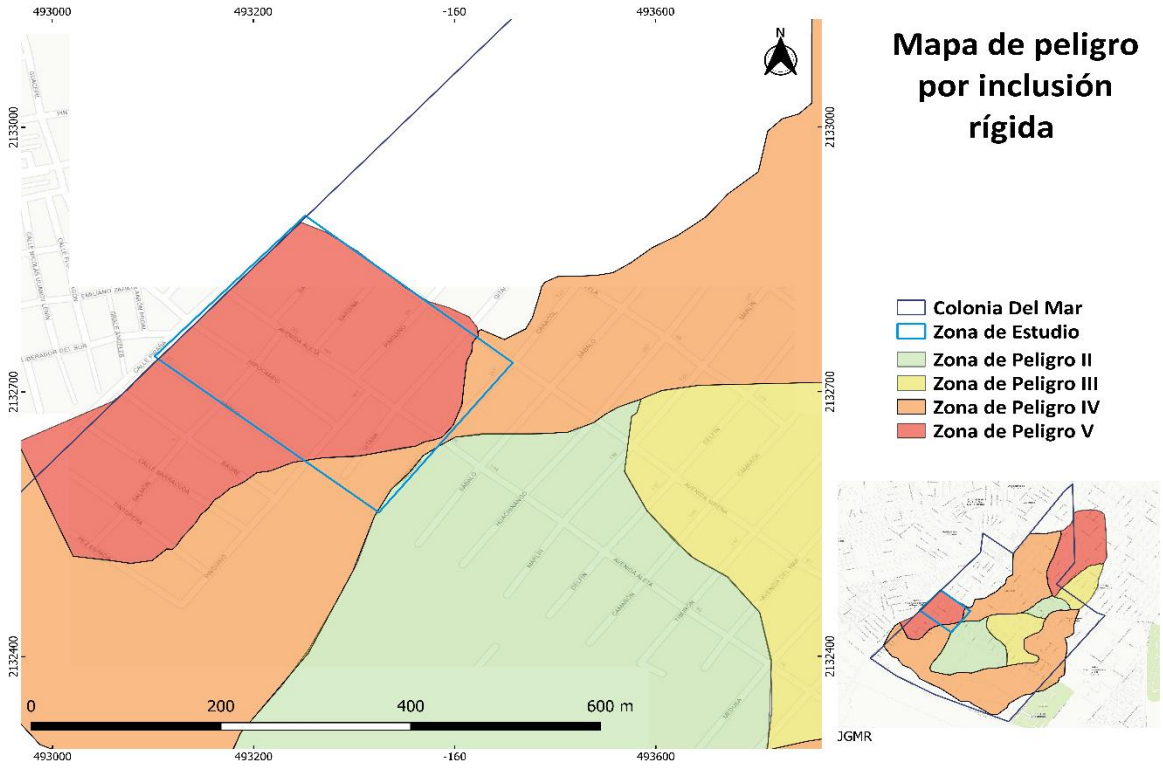


Figura 5.15. Mapa de peligros por inclusión rígida.

6. Conclusiones

Presentada la metodología y analizados los parámetros de posición del basamento (espesor de la capa de arcillas), el contenido de agua (y los límites de Atterberg) y el número de golpes de las pruebas SPT, se considera:

- No se encontraron evidencias de fracturamiento profundo. Entre las fuentes adicionales consultadas. Los estudios en la zona (desarrollados para infraestructura hidráulica principalmente) no reportan capas profundas con mecanismos que pudieran relacionarse con las manifestaciones en superficie.

- En la Colonia Del Mar, particularmente en la subzona objeto de este trabajo de tesis, la susceptibilidad al agrietamiento es ALTA y es consecuencia de la heterogeneidad de las formaciones en los primeros metros (hasta los 25 m sobre líneas de estudios y hasta los 70-100 m en reconocimiento indirecto).
- Los suelos en la subzona en estudio son profundamente heterogéneos en términos de sus capacidades plásticas. Además, el contenido de agua natural (y el que se relaciona directamente aquí con su patrón de cambio volumétrico) cambia drásticamente entre puntos sobre X-Y y a diferentes Z's lo que significa sobre los rompimientos que se observan en superficie. La congruencia entre este parámetro y la expresión de los escalones es muy alta.
- La zona de la colonia más afectada, en términos de casas habitación, vías de comunicación y servicios enterrados, contiene en su columna estratigráfica una intercalación llamada aquí "inclusión". Esta capa de material va de rígida a semi-rígida y puede tomar algunos centímetros hasta cerca de 2 m. Las expresiones asociadas a rompimientos (hundimientos con pendiente alta) están en la zona catalogada como Nivel V (la inclusión cuando se "rompe" – ya sea por el bombeo en capas profundas, cargas heterogéneas o por el

paso de ondas sísmicas- es más peligrosa si es más rígida, está a mayor profundidad y es más potente).

- Sin duda la transición abrupta del basamento en el Pie de Monte tiene un efecto absoluto sobre la aparición de zonas de suelo plastificado, lo que se traduce en deformaciones y rompimientos en superficie (FRAG). Sin embargo, esta situación significa en franjas (área) por lo que el trazo del discontinuo (línea) se infiere está determinado por la infraestructura urbana y el desarrollo de las actividades humanas nocivas.
- El levantamiento de discontinuos muestra que la subzona de la colonia Del Mar, objeto de este estudio, presenta un hundimiento-deslizamiento generalizado hacia el poniente que puede estar relacionado con: i). la posición del basamento y la topografía y, ii). el descenso acelerado y heterogéneo del Nivel de Aguas Freáticas por el bombeo en Canal de Chalco.
- La explotación de las Redes Neuronales para la construcción de mapas paramétricos a partir de conjuntos de datos escasos y contaminados resultó crucial para la determinación de las causas. La eliminación de la subjetividad en la definición de cortes estratigráficos y de la sobre-simplificación de los atributos que dirigen los fenómenos fue posible gracias a las ventajosas capacidades de aprendizaje por patrones de las redes.

Referencias

Capítulo 2

Arce, J. L., Layer, P., Macías, J. L., Morales-Cacique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F., Vásquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. Journal of Maps, 15(2), 320–332.

Arce, J. L. (2015). Geología y estratigrafía del pozo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 67(2), 123–143.

Cervantes, J. y López, R. (1988). Atlas de la Ciudad de México, México, D.F.: Departamento del Distrito Federal, Secretaría General de Desarrollo Social: El Colegio de México, Centro de Estudios Demográficos y de Desarrollo Urbano: Editorial Plaza y Valdés.

CONAGUA. (2020). Actualización de la Disponibilidad Media Anual de Agua en el Acuífero Zona Metropolitana de la Cd. de México (0901), Ciudad de México.

Díaz-Rodríguez, A. (2006). Los Suelos Lacustres de la Ciudad de México. Rev. Int. de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil., 6.

Gobierno de la Ciudad de México. (2017). Normas Técnicas para Diseño y Construcción de Cimentaciones de la Ciudad de México. Gaceta oficial. 15 de diciembre de 2017.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana., Volumen conmemorativo del centenario, 227-283. Recuperado de https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a2.

Gonzáles-Torres, E. A., Morán Zenteno, D. J., Mori, L., & Martiny, B. M. (2015). Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,67(2), 285–297. Recuperado de http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/index.php/component/content/article/273-sitio/articulos/cuarta-epoca/6702/1315-6702-11-gonzalez.

Lermo-Samaniego, J. F (2019). Asesoría técnica en aspectos geosísmicos en la zona del Bosque de Tláhuac, Alcaldía de Tláhuac. Reporte técnico. Instituto de Ingeniería, UNAM.

Lesser, J. M., & González, D. (2005). El agua subterránea de la Ciudad de México. V Congreso de aguas subterráneas. Hermosillo, Sonora: AGM.

Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., Urrutia-Fucugauchi, J. (1993). Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, central Mexico. Review of Paleobotany and Palynology, 40, 332–342.

Marsal, R. J., y Mazari, M. (1959). El Subsuelo de la Ciudad de México. Ciudad de México, México: Instituto de Ingeniería UNAM.

Martínez, D. (2011). Evolución de las cimentaciones en la zona de lago de la Ciudad de México. Programa Único de Especializaciones de Ingeniería. Facultad de Ingeniería, UNAM. Tesina de especialidad.

Mooser, F., Wolffer, J., Rzedowski, J., Halffter, G., & Reyes Castillo, P. (1975). Historia Geológica de la Cuenca de México. En Departamento del Distrito Federal (Ed.), Memoria de las obras del Sistema del Drenaje Profundo del Distrito Federal (pp. 9–38). D.F, México: Departamento del Distrito Federal.

Oviedo De León, A. (1970). El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de Mexico. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, núm. 2, p. 77–82.

Padilla y Sánchez, R. (1989). Geology and tectonics of the basin of Mexico and their relationship with the damage caused by earthquakes of September 1985. International Journal of Mining and Geological Engineering, (7), 17–28.

Santoyo, E., Ovando, E., Mooser, F., & León Plata, E. (2005). Síntesis geotécnica de la cuenca del valle de México. México, Ciudad de México: TGC Geotecnia.

Secretaría de Protección Civil. (2014). Atlas de Peligros y Riesgos de la Ciudad de México. Actualización de los Mapas de Riesgo. Tláhuac. Recuperado de http://www.atlas.cdmx.gob.mx/mapas/MR_Tlahuac.pdf.

Capítulo 3

Anadón, R. (1995). Estructura de las neuronas naturales. Computación neuronal. Universidad de Santiago de Compostela. 15-35.

Bishop, C. M. (1995). Neural Networks for Pattern Recognition. Department of Computer Science and Applied Mathematics. Clarendon press., Oxford, UK.

Bojórquez, M. (2011). Uso de redes neuronales artificiales para estimar la respuesta sísmica de sistemas estructurales. Facultad de Ingeniería, UNAM. Tesis de maestría.

Etherington, S. J., Atkinson S. E., Stuart, G. J., Williams, S. R. (2010). Synaptic Integration. En: Encyclopedia of Life Science. John Wiley & Sons. Chichester. 1-5.

Falhman, S. E. (1988). An Empirical Study of Learning Speed in Back-Propagation Networks. National Science Foundation.

Hassoun, H. M. (1995). Fundamentals of Artificial Neural Networks. Cambridge, MIT Press.

Haykin, S. (1999). Neural Networks. A Comprehensive Foundation, 2nd Edition, Pearson Education. Ontario, CAN.

Hecht-Nielsen, R. (1988). Neurocomputing: picking the human brain. IEEE Spectrum.

Larrañaga, P., Inza, I., Moujahid, A. (1997). Tema 8. Redes Neuronales. Departamento de Ciencias de la Computación e Inteligencia Artificial. Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea.

Panchal, F. S., y Panchal, M. (2014). Review on Methods of Selecting Number of Hidden Nodes in Artificial Neural Network. International Journal of Computer Science and Mobile Computing, 3 (11), 455–464.

Rumelhart, D., Hinton, G., Williams, R. (1986). Learning representations by back-propagating errors. Nature. Vol. 323. 533-536.

van Gerben, M., y Bohte, S. (2017). Artificial Neural Networks as Models of Neural Information Processing. Frontiers in Computational Neuroscience. -(11), 1-2.

Waxman, S. G. (2001). Axons. En: Encyclopedia of life sciences, John Wiley & Sons, Chichester. 1-5.

Zigüenza (1995). Redes Neuronales. Economía Aplicada. 1-16.

Capítulo 4

ASTM (2018). D1586. Standard Test Method for Penetration Tests.

Auvinet, G., Méndez, E., Juárez, M., Hernández, F., Martínez, O. (2014). Avances sobre el agrietamiento del suelo asociado al hundimiento regional en el Valle de México. XXVII Reunión anual de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica, SMIG, Puerto Vallarta, Jalisco.

García-Benítez, S., Trejo P., Castillo I., Muratalla G. (2019). Informe del proyecto: Estudios geotécnicos geofísicos y geológicos en diferentes pueblos y colonias de la delegación Tláhuac. Instituto de Ingeniería, UNAM.

Gobierno de la Ciudad de México. (2017). Normas Técnicas para Diseño y Construcción de Cimentaciones de la Ciudad de México. Gaceta oficial. 15 de diciembre de 2017.

INEGI (2010). Censo de Población y Vivienda, 2010.

Lermo, J. F. (2019). Asesoría técnica en aspectos geosísmicos en la zona del Bosque de Tláhuac, Alcaldía de Tláhuac. Instituto de Ingeniería, UNAM.

Lesser, J. M., & Cortés, M. A. (1998). El hundimiento del terreno en la Ciudad de México y sus implicaciones en el sistema de drenaje. Ingeniería Hidráulica en México, 3 (13), 13-18.

Padilla y Sánchez, R. (1989). Geology and tectonics of the basin of Mexico and their relationship with the damage caused by earthquakes of September 1985. International Journal of Mining and Geological Engineering, (7), 17–28.

Programa Delegacional de Desarrollo Urbano de Tláhuac. PDDU. (2008). Gaceta Oficial del Distrito Federal. Secretaría de Finanzas.

Santoyo, E. (2010). Exploración de suelos. Métodos Directos e Indirectos, Muestreo y Pruebas de Campo. 20ª Conferencia Nabor Carrillo. SMIG.

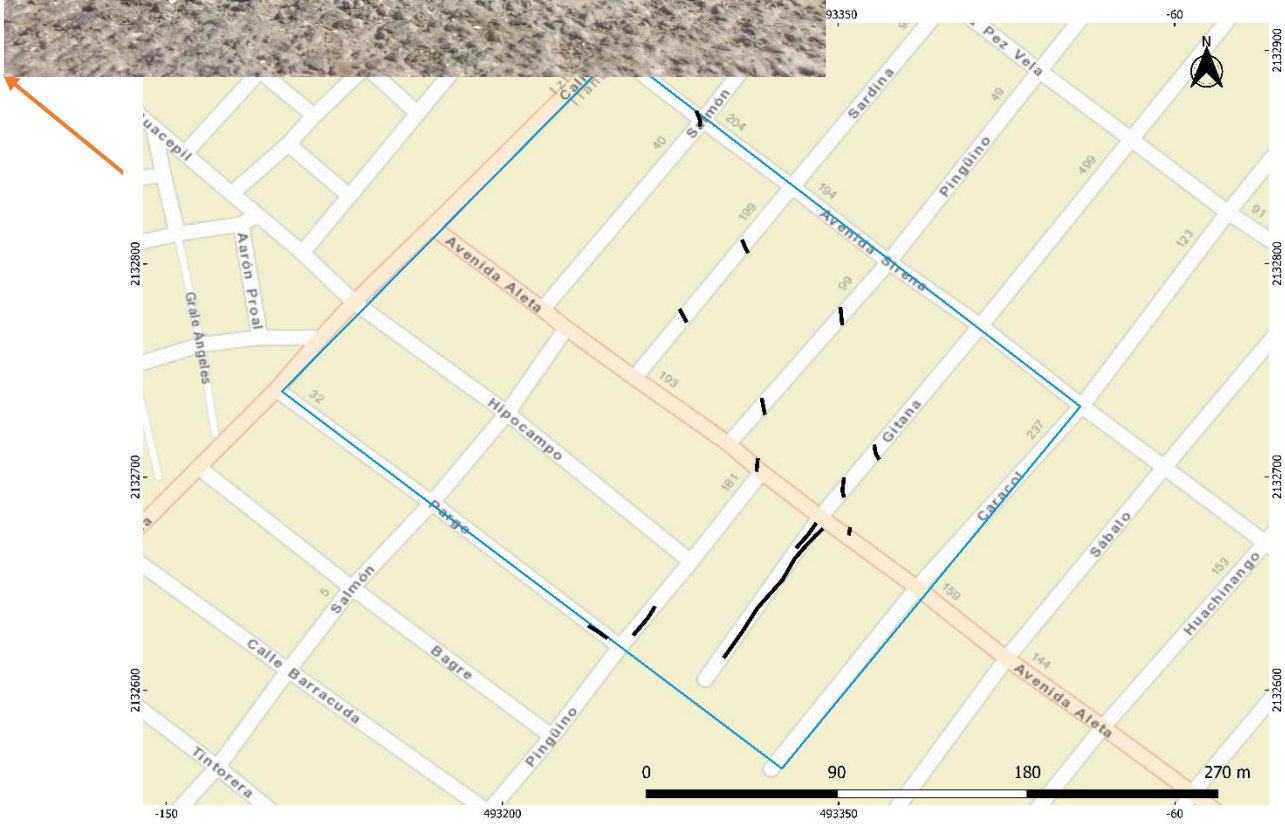
SESAME. (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation. European Research Project.

Secretaría de Protección Civil. (2014). Atlas de Peligros y Riesgos de la Ciudad de México. Actualización de los Mapas de Riesgo. Tláhuac. Recuperado de http://www.atlas.cdmx.gob.mx/mapas/MR_Tlahuac.pdf.

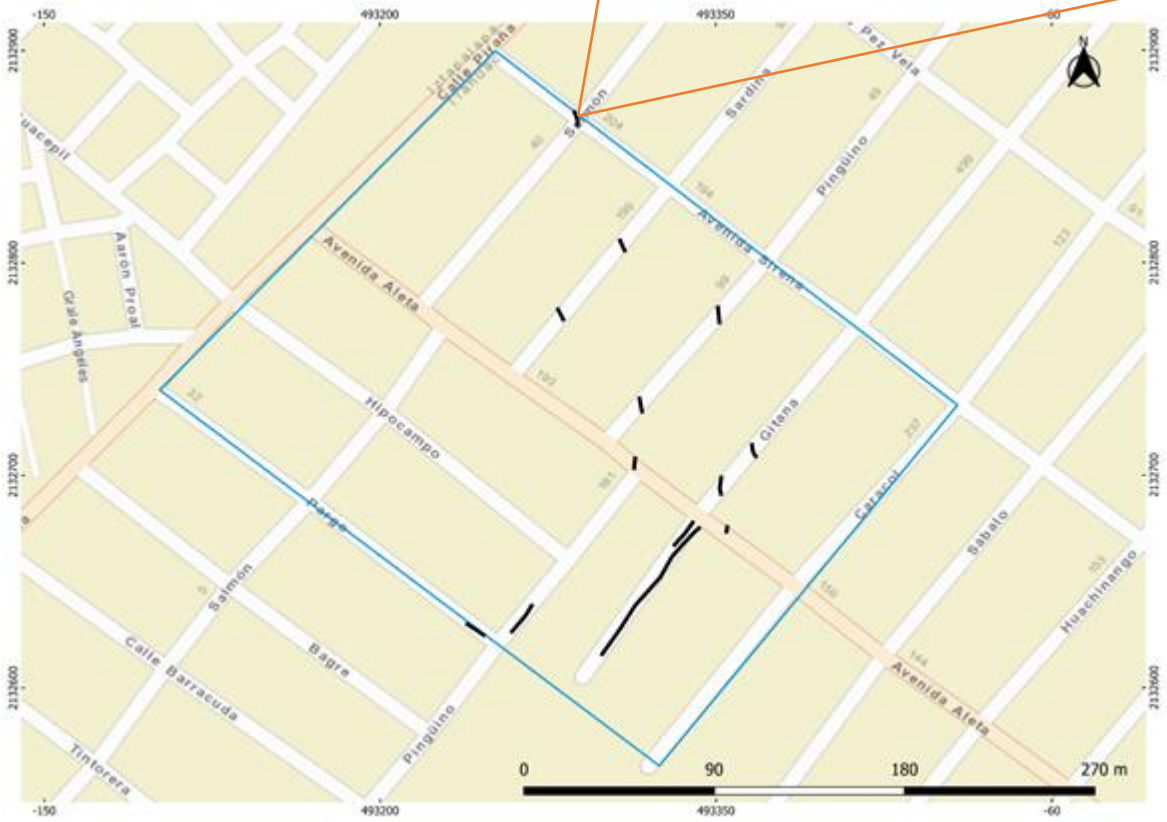
Anexo

Evidencias y ubicación de discontinuos.

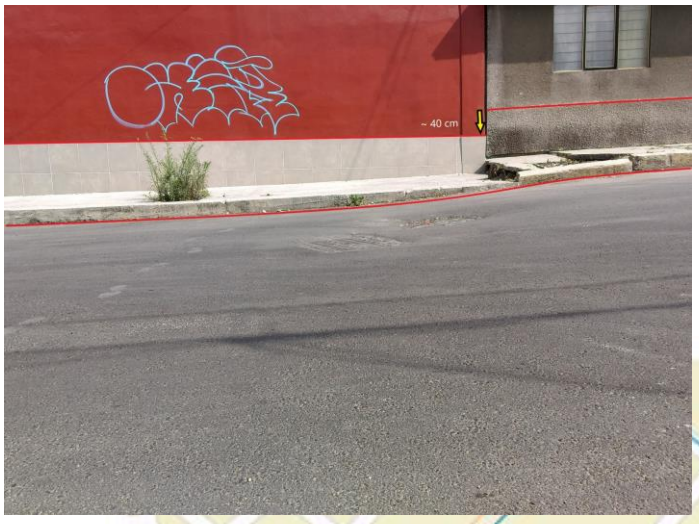
Hundimiento con pendiente. Corre en dirección de la calle Pingüino con un desnivel promedio de ~15 cm. En toda su longitud se encuentran saltos abruptos (escalones) pequeños (en longitud). La pendiente que desarrolla es de 25°. El discontinuo tiene una dirección preferencial al N35°E con una longitud total de 14 m.

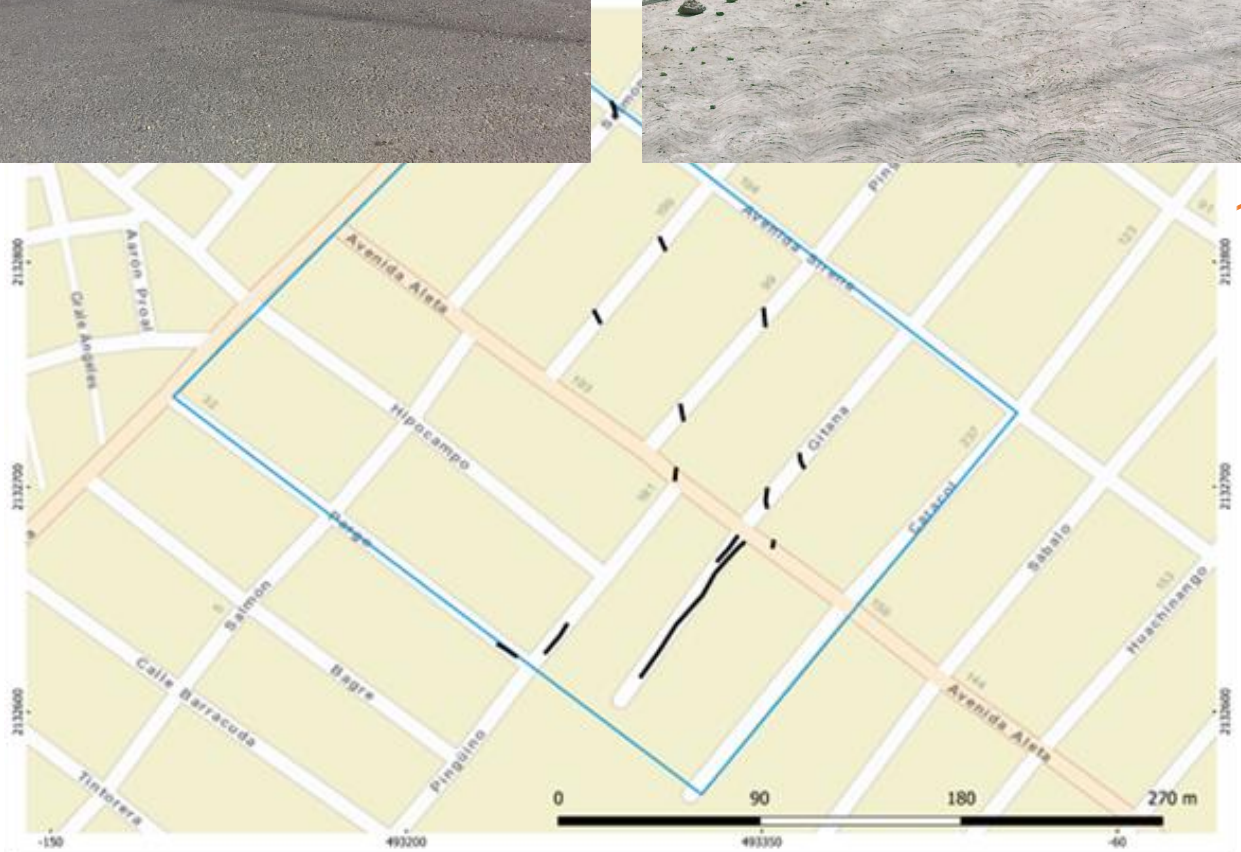


Hundimiento con pendiente. En un extremo de la manifestación se encuentra un escalón que continúa y progresa gradualmente hacia desnivel mayor y descenso suave. Es de recalcar que la zona ha sufrido reparaciones continuas que hacen muy difícil la calificación del evento. La pendiente máxima alcanza 15°. El desnivel en el tramo va desde algunos centímetros (se infiere que la mezcla asfáltica podría estar enmascarando el evento) hasta más de 40 cm.



Escalón abrupto. En el mapa se muestra que el evento tiene una dirección N-S atravesando en diagonal la Av. Aleta (la carpeta asfáltica no permite definir la continuidad de manera contundente). Las trazas del discontinuo se ligan a partir de las expresiones en banquetas y fachadas (normalmente las bardas son frágiles ante estos movimientos). Los “saltos” en las banquetas van desde 40 cm hasta más de 60 cm. El desnivel entre las fachadas de las unidades habitables es muy evidente y parece estar ligado a las propiedades de sus cimentaciones.

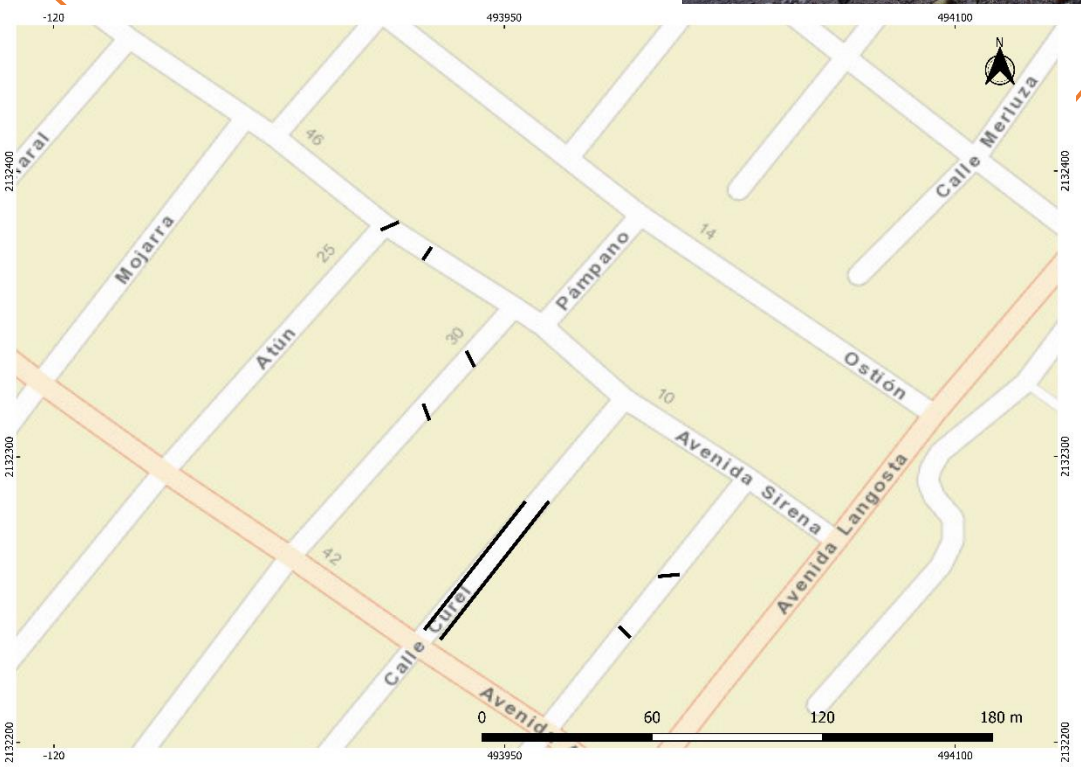




Escalón abrupto. En su longitud total el evento presenta diferentes desniveles, desde algunos centímetros hasta cerca de medio metro. El largo total de este discontinuo (corroborado) es de 58 m con una dirección S38°W.

Hundimiento con pendiente. El desnivel que presenta es de más de 60 cm. Dicho hundimiento está limitado por dos discontinuos que atraviesan la calle con una longitud de cerca de 11 m en dirección N25°W. En este punto se observan dos construcciones de gran tamaño, una bodega de dos pisos y estructuración sólida y una casa habitación de tres pisos (más una zotehuela en 4to piso) con estructura de marcos de concreto; ambas se encuentran dentro de la parte deprimida de la calle.

Escalón abrupto. Presenta un desnivel de cerca de un metro con una longitud de 9 m (observe que se midieron ≈70 cm, pero el paquete de mezcla asfáltica que quedó al descubierto en el terremoto del 2017 en algunos tramos es de cerca de 25 cm). El discontinuo atraviesa la Calle Almeja en dirección N85°W. Las fotografías muestran este discontinuo desde una perspectiva frontal (lado izquierdo) y una de perfil (lado derecho).



Hundimiento limitado por discontinuos.

Se presenta a lo largo de la Calle Curel corre paralelo a la dirección de la calle y parece un escalón con “hombro” en el límite de la banqueta. Del lado poniente (fotografía izquierda) muestra un desnivel de hasta 80 cm -entre banqueta y carpeta asfáltica que había sido reparada antes del terremoto 2017. La magnitud del desnivel del lado oriente (fotografía derecha) alcanza los 40 cm.