



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**RESPUESTA HIDROGEOFÍSICA DEL ACUITARDO
DE LA CIUDAD DE MÉXICO**

TESINA

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA**

PRESENTA

CARMEN GABRIELA LUNA IZAZAGA

DIRECTOR

DR. JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ ESPRIÚ



MÉXICO, D.F.

NOVIEMBRE, 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central

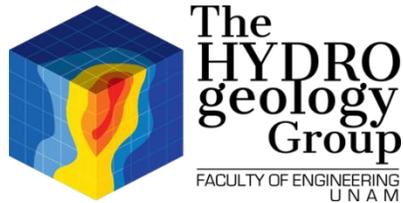


UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



CONTRIBUCIÓN DEL GRUPO DE HIDROGEOLOGÍA DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM

Este documento representa la tesis No. 15 del Grupo de Hidrogeología de la Facultad de Ingeniería (UNAM) como parte de su contribución científica y de formación de recursos humanos especializados en la evaluación cuantitativa de acuíferos.

www.ingenieria.unam.mx/hydrogeology

Twitter: @hydrogeologymx

AGRADECIMIENTOS

En este día tan especial, donde concluyo una de las etapas más importantes de mi vida, quiero expresar mi gratitud a quienes de una u otra forma me han acompañado y apoyado para poder llegar al final de este camino:

A Dios, por el hermoso regalo de la vida, por ser quien guía mis pasos y por permitirme llegar a este día.

A mi Alma Máter, la UNAM, y a mi querida Facultad de Ingeniería, por el enorme privilegio que ha sido para mí el poder formarme en sus aulas.

A mi familia: Mis hermanos, por lo increíble que ha sido crecer junto a ustedes, por el enorme amor y apoyo que siempre me han brindado y por lo mucho que me han enseñado, Lucerito, siempre mostrándome que se debe luchar por lo que se ama, y David, por ser para mí un ejemplo de nobleza y bondad. Y muy especialmente a Carmen, mi mamá, eres mi mayor inspiración, mi mejor ejemplo y mi principal motor, por siempre creer en mí, por darme todo para sacarnos adelante, por todo tu amor, por ser mi mejor amiga, por todo mami, las palabras no me alcanzan, te amo demasiado.

A mi tío Ignacio, por su protección, su apoyo y sus cuidados aun a distancia, por ser como un padre y nunca dejar de creer en mí.

Al Dr. José Antonio Hernández Espriú, por su invaluable guía durante la realización de este trabajo, por ser para mí un ejemplo a seguir, por ayudarme con su entusiasmo en clase a descubrir mi amor por la Hidrogeología y por todo el apoyo y consejos que me ha brindado desde que tuve la fortuna de ser su alumna.

A mis sinodales, por sus valiosos consejos durante el proceso de elaboración de este trabajo y la guía que recibí desde los inicios del proyecto “Sísmica de la Ciudad de México”: Dr. Guillermo Pérez Cruz, Maestra Iza Canales, Maestra Isabel Domínguez, y al Ing. Alberto Arias, por sus valiosos consejos y su buena disposición para la mejora de este trabajo.

A mis compañeros de proyecto de Sísmica de la Ciudad de México y del Grupo de Hidrogeología, quienes han sido una parte muy importante en la elaboración de este trabajo: Rodrigo, Sergio, Vanesa y muy especialmente a Alfonso, cuyas enseñanzas y apoyo fueron de vital importancia durante el proceso de elaboración de mi tesina.

A mis queridos amigos: Tania, has sido mi amiga desde el segundo día de la carrera, y desde siempre me has apoyado en todo y regalado un poquito de esa hermosa personalidad y alegría que solo tú tienes; Yadira, porque me has enseñado que siempre es bueno reír un poquito más y me has ayudado a hacerlo, me has compartido mucha de tu sabiduría y tu forma de ver la vida; Edgar Olivares, gracias por todo el cariño que me das, por la confianza, por las lecciones, por siempre estar dispuesto a escucharme y entenderme, espero sigas por siempre en mi vida; Edgar Espinoza, gracias por ser mi ángel guardián, por estar para apoyarme siempre, por todo el cariño que me has regalado, las muchas cosas aprendidas contigo, por ser parte de mi día a día, tendrás siempre un lugar muy especial en mi corazón.

A las maravillosas personas que durante mi estancia en la Facultad de Ingeniería tuve la fortuna que conocer: A mis amigos, colegas y compañeros de carrera: Blanca, Memo, Nayelli Canseco, Emanuel, Rosa, Roberto, Nayelli Soto, Saraí, Agessandro, Yahir, Dino, por todas las experiencias compartidas dentro y fuera del aula, por los buenos momentos en las prácticas y porque entre ustedes encontré a mis mejores ejemplos de perseverancia y dedicación. A mis amigos geofísicos: Cristóbal, Andrés Manuel, Martín, Francisco, Miguel, gracias por los buenos momentos.

Carmen Gabriela Luna Izazaga

RESUMEN

Con base en la síntesis de datos geofísicos, geológicos, geotécnicos y espectroscópicos, se presenta la respuesta hidrofísica del acuitardo de la Ciudad de México y sus variaciones espaciales en la zona de estudio. El análisis consiste en la reinterpretación de 28 líneas sísmicas de reflexión tomadas en el año 1988, la interpretación somera de los registros geofísicos de cuatro pozos profundos ubicados en la Ciudad de México, 445 cortes litológicos de pozos de extracción de agua, 78 sondeos geotécnicos y la espectroscopía de reflectancia y mecánica de suelos de 61 muestras provenientes de 3 sondeos geotécnicos.

Se determinó la variación espacial del espesor del acuitardo, con un valor máximo de 118 m de espesor en la zona de Iztacalco, lugar donde antiguamente se ubicaba el depocentro del lago de Texcoco, con un descenso progresivo hacia la periferia de la cuenca.

Fue posible identificar una amplia heterogeneidad vertical en las propiedades geotécnicas del acuitardo para los primeros 30 m de profundidad, identificándose secuencias de tipo granocreciente y granodecreciente, con predominancia de arenas finas intercaladas con una baja cantidad de partículas finas (limos y arcillas) cuya abundancia varía del 5 al 20%, teniendo como mineral principal la nontronita en algunas zonas puntuales, según los resultados de los análisis espectroscópicos realizados y cuya génesis es correlacionable con el palcoambiente volcánico-lacustre de la cuenca de México.

La respuesta petrofísica de los primeros 500 m del subsuelo de la zona de estudio indica intercalaciones de capas de arcillas y limos, areniscas, conglomerados y tobas con espesores de 1 a 5 m, con contenido de arcillas del 1 al 35% y escasos horizontes de basaltos con espesores menores a 10 m que resultan de la actividad volcánica episódica cuaternaria, con porosidades de 40-65% para las facies sedimentarias y de 0-15% para las rocas volcánicas, con resistividades de 6-25 [Ohm*m] y de 127-280 [Ohm,*m], respectivamente, así como salinidades calculadas menores a 200 ppm que denotan agua de muy buena calidad en la zona del acuífero.

Se definieron cinco hidrofacies con comportamiento hidráulico diferente: muy finos clásticos, finos clásticos, medios clásticos, gruesos clásticos y volcánicos, con una mayor abundancia de volcánicos y medios clásticos, que se presentan en la Ciudad de México en 31.6 y 24.85% respectivamente.

ABSTRACT

Based on the synthesis of geophysical, geological, geotechnical and spectroscopic data, the hydrogeophysical aquitard response of Mexico City and its spatial variations in the survey area is presented. The analysis consists in the interpretation of 28 seismic reflection lines took in 1988, the geophysical logs shallow interpretation of 4 deep wells located in Mexico City, 445 water extraction wells lithologic sections, 78 geotechnical soundings as well as the reflectance spectroscopy and soil mechanic of 61 samples from of 3 geotechnical soundings.

The aquitard thickness spatial variation was determined with 118 meters as peak value in the Iztacalco area, place where formerly was located the 'Lago de Texcoco' depocenter, with a progressive decrease towards basin periphery.

It was possible to identify a wide vertical heterogeneity in the aquitard geotechnical properties for the first 30 meters of depth, identifying grain-growing and grain-decreasing sequences types, with a fine sand predominance interspersed with a low amount of fine particles (silt and clay) whose abundance varies from 5 to 20%, with nontronite as the main mineral in some specific areas, according to the spectroscopic analyses results and whose genesis is correlatable with volcanic-lacustrine paleoenvironment of Mexico basin.

The petrophysical response of the first 500 meters of the survey area subsoil indicates interbedded layers of silts and clays as well as sandstones, conglomerates and tuffs with 1-5 meters of thickness, with 1 to 35% clay content and few basalts horizons with thickness less than 10 meters, that result from episodic Quaternary volcanic activity, with 40-65% porosity for the sedimentary facies and 0-15% for volcanic rocks with 6-25 [Ohm * m] and 127-280 [Ohm, * m] resistivities respectively, as well as salinities less than 200 ppm that indicate high quality water in the aquifer.

Were defined five hidrofacies with a different hydraulic behavior: very fine clastic, fine clastic, clastic medium, thick clastic and volcanic, with a volcanic and clastic medium greater abundance, presented in Mexico City at 31.6 and 24.85% respectively.

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA	32
3.1 RECOPIACIÓN Y ANÁLISIS DE INFORMACIÓN EXISTENTE	33
3.2 GEOLOGÍA SOMERA DEL SUBSUELO	35
3.3. PROCESADO SÍSMICO DE REFLEXIÓN	38
3.4. PROCESADO DE REGISTROS GEOFÍSICOS DE POZOS	42
3.5. ESPECTROSCOPIA DE REFLECTANCIA	46
CAPÍTULO 4: RESULTADOS Y DISCUSIÓN	47
4.1. GEOLOGÍA SOMERA DEL SUBSUELO	48
4.2. GEOMETRÍA DEL ACUITARDO E HIDROFACIES ASOCIADAS	57
Geometría	57
Hidrofacies del acuitardo	66
4.3. RESPUESTA PETROFÍSICA DEL ACUITARDO	72
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES	79
CAPÍTULO 6: REFERENCIAS CITADAS	82



CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES Y PROBLEMÁTICA

1.2 OBJETIVOS

Objetivo General

Objetivos particulares

1.3 UBICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES Y PROBLEMÁTICA

El acuitardo de la Ciudad de México (ACM) tiene un rol fundamental en la hidrogeología de la zona de estudio: (1) disminuye la vulnerabilidad y riesgo a la contaminación del acuífero de abastecimiento, siendo una barrera natural contra los numerosos contaminantes presentes en la superficie, (2) aporta caudales a las rocas volcánicas subyacentes a través de efectos de goteo y (3) es un material plástico extremadamente sensible a procesos de fracturamiento y subsidencia diferencial.

Existen una gran cantidad de estudios que han sido realizados con la finalidad de evaluar la vulnerabilidad del acuífero (Vargas y Ortega-Guerrero, 2004; Cabral-Cano, 2008; Hernández-Espriú, 2013; Hernández-Espriú et al, 2014), estudios geohidrológicos para conocer sus tasas de recarga (Ortega y Farvolden, 1989; Birkle et al, 1998; Huizar y Álvarez, 2003; Carrera-Hernández y Gaskin, 2008), estudios geoquímicos (Cardona y Hernández, 1995; Huizar y Álvarez et al, 2004), entre otros, de tal manera que hoy en día se tiene bien estudiada la hidrogeología de la Ciudad de México, se conocen las características geológicas, hidráulicas y mecánicas del acuífero pero en contraste a esto, la información con la que se cuenta sobre el acuitardo es comparativamente escasa, no obstante la importancia que tiene y su repercusión directa en el acuífero de abastecimiento de la Ciudad de México existen aún muchas interrogantes sobre su funcionamiento hidrogeológico, por ejemplo: configuración 3D y geometría, firmas petrofísicas, cuantificaciones del goteo al acuífero, modelos geomecánicos para predecir la subsidencia relacionada con la extracción de agua subterránea, así como estudios más detallados sobre las variaciones que presenta en su conductividad hidráulica y coeficiente de almacenamiento, entre otros.

El presente trabajo realiza una integración de análisis geológicos, geofísicos, geotécnicos y espectroscópicos, con la finalidad de contribuir a responder algunas de las interrogantes antes mencionadas sobre el acuitardo, específicamente, se hace una inferencia de su configuración tridimensional, variaciones litológicas y la correlación de su respuesta hidrogeofísica con el comportamiento hidrogeológico que presentan el acuitardo y el acuífero en explotación.

1.2 OBJETIVOS

Objetivo general

Caracterizar la respuesta hidrogeofísica del acuitardo somero de la Ciudad de México, en el sector comprendido del Distrito Federal.

Objetivos particulares

- Caracterizar la geometría del acuitardo, estableciendo la variación espacial de su espesor, variaciones litológicas e hidrofácies.
- Establecer intervalos de la respuesta petrofísica del acuitardo.
- Correlacionar la respuesta hidrogeofísica con el comportamiento hidrogeológico del acuitardo y del acuífero en actual explotación.

1.3 UBICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La Ciudad de México se ubica al suroeste de la Cuenca de México, en la Faja Volcánica Transmexicana, entre los paralelos 19°00' y 19°40' de latitud norte y los meridianos 99°00' y 99°20' de longitud oeste. Se encuentra limitada al norte por la Sierra de Guadalupe, al sur por la Sierra de Chichinautzin, al oeste por la Sierra de las Cruces y por la Sierra de Santa Catarina al este.

Originalmente, la cuenca en la que se ubica el área de estudio fue de tipo exorreico, y su hidrología se conformaba por el sistema de lagos de la Cuenca de México, posterior a la colonización del Imperio Azteca la cuenca fue transformada por acción antropogénica en endorreica, a fin de dar paso a la construcción de la Nueva España, hoy Ciudad de México (Lesser-Illades, 2005). La figura 1.1a ilustra la ubicación del área de estudio en la Cuenca de México, así como el crecimiento del área urbana de 1978 a 2000, que como puede

observarse, ha sido hacia la periferia de la cuenca, fuera de los límites políticos del Distrito Federal.

Políticamente, el acuífero de la Ciudad de México forma parte de la Región Hidrológica Administrativa XIII “Aguas del Valle de México”, que es gestionada por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) y se encuentra conformada por 100 municipios de 3 Entidades Federativas (México, Hidalgo y Tlaxcala) y las 16 delegaciones políticas del Distrito Federal, como se puede observar en la figura 1.1b.

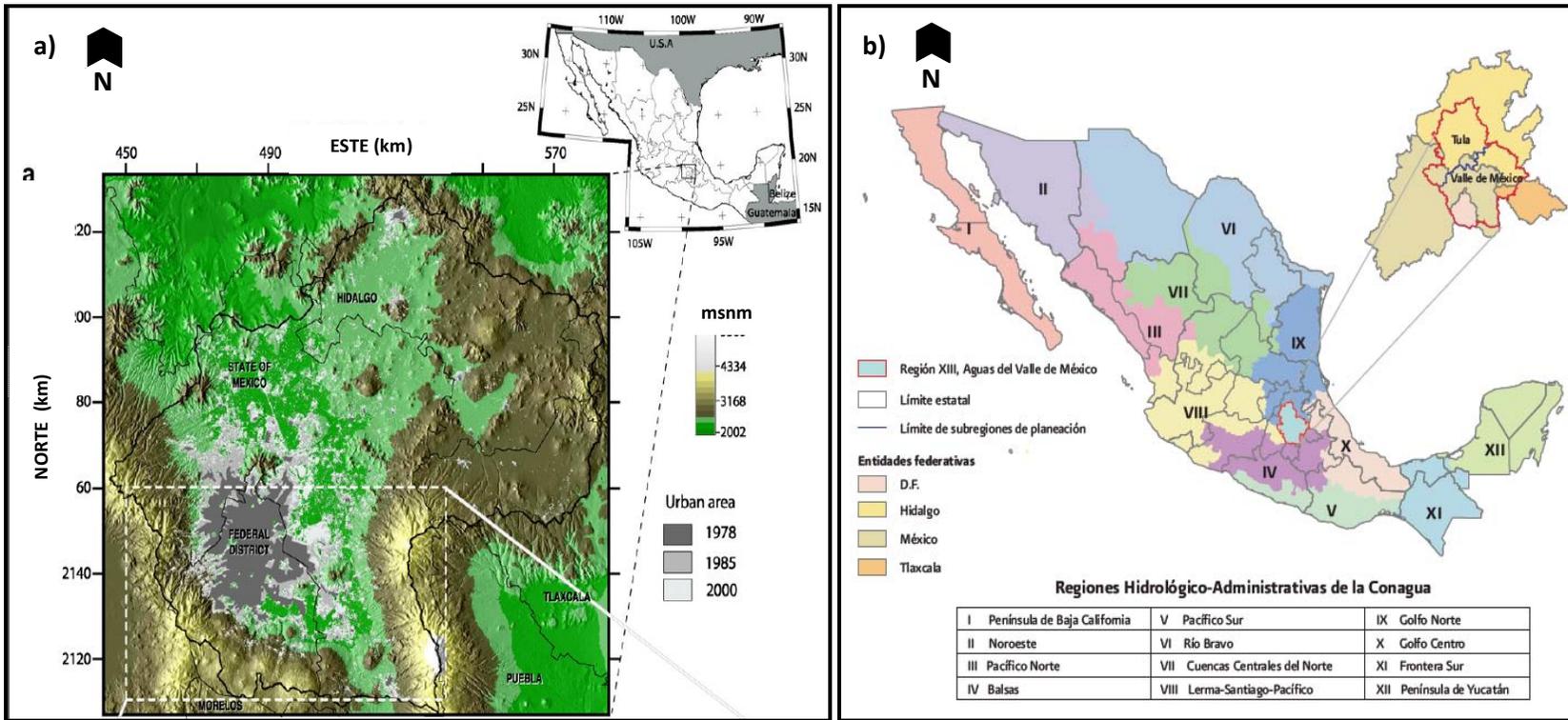


Figura 1.1 (a) Ubicación de la Cuenca de México y de la Ciudad de México en ella, así como la altura en metros sobre el nivel del mar del terreno. En tonos grises se señala el crecimiento del área urbana de 1978 a 2000 (Modificada de Carrera y Gaskin, 2008). (b) Figura esquemática de la ubicación en México de la Región XIII y de la Ciudad de México dentro de ella (SEMARNAT, 2009).



CAPÍTULO 2

HIDROGEOLOGÍA DEL ACUITARDO DE LA CIUDAD DE MÉXICO

2.1 BREVE REVISIÓN DE LA GEOLOGÍA E HIDROLOGÍA DE LA CUENCA DE MÉXICO

2.2 UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS DE LA CIUDAD DE MÉXICO

Acuitardo superior

Acuífero granular superior

Acuífero inferior fracturado

Basamento hidrogeológico calcáreo

2.3 ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS DEL ACUITARDO

Minerales constituyentes del acuitardo

Características hidráulicas y geomecánicas

Subsidencia

CAPÍTULO 2. HIDROGEOLOGÍA DEL ACUITARDO DE LA CIUDAD DE MÉXICO

2.1 BREVE REVISIÓN DE LA GEOLOGÍA E HIDROLOGÍA DE LA CUENCA DE MÉXICO

La Cuenca de México es una depresión vulcano-tectónica (Enciso-de la Vega, 1992), que forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), una secuencia de rocas de 1000 Km de longitud cuya variación composicional y estilo de vulcanismo son muy variados (Ferrari et al., 2012). Su origen se encuentra relacionado con el sistema de arco-trinchera propiciado por la subducción de la Placa de Cocos con la placa de Norteamérica, activa desde hace ~17 M.a (Ferrari et al., 1999; Cerca-Martínez et al., 2000).

El basamento de la Cuenca de México está formado por rocas calcáreas, pertenecientes a las Formaciones Mezcala, Cuautla, Morelos y Xochicalco de edad cretácica (Vázquez y Jaimes, 1989), que funcionan como base para las tres unidades más jóvenes que se ubican en la zona de estudio.

La evolución geológica de esta zona de la FVTM se divide en dos episodios magmáticos (Arce et al. 2013; Ferrari et al. 2012), como se puede apreciar en la figura 2.1: [1] el principio de un arco volcánico efusivo de composición intermedia a principios y mediados del Mioceno cuya litología consiste en andesitas basálticas, dacitas, riolitas e ignimbritas, todas de tipo calcoalcalino con un espesor aproximado de 1500 m en las partes centrales de la Cuenca de México y [2] a finales del Plioceno y Pleistoceno, con el desarrollo de un arco caracterizado por notable variabilidad composicional y por la génesis de estratovolcanos como Popocatepetl e Iztaccíhuatl, cuyas litologías principales son andesitas y andesitas basálticas con un espesor promedio de 800 m, según las muestras de los pozos Mixhuca y Tulyehualco, perforados por Petróleos Mexicanos (PEMEX) en 1986-1987 (Pérez-Cruz, 1988). Las dos unidades volcánicas antes mencionadas, también fueron ubicadas en el pozo San Lorenzo Tezonco, perforado por el Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACM) en el año 2012, y las dataciones hechas por los métodos Ar^{40}/Ar^{39} y U-Pb, han arrojado edades que varían de 18 a 0.25 M.a. (Arce et al., 2013).

En la parte más superficial de la Cuenca, con un espesor promedio de 70 m (Arce et al., 2013), se detecta una capa no consolidada de depósitos lacustres, producto del depósito en el sistema de lagos que en la antigüedad se ubicaban en la Cuenca de México (figura 2.2).

La litología de dicha unidad consta de sedimentos finos (limos y arcillas) intercalados con depósitos fluviales, así como conchas de ostrácodos en varios niveles. En el pozo San Lorenzo Tezonco, se encontró una segunda capa de sedimentos finos, a una profundidad de entre 550 y 604 m, lo que sugiere la presencia de un paleolago. Las dataciones realizadas a las unidades volcánicas subyacentes y suprayacentes por el método Ar^{40}/Ar^{39} , arrojan para estos depósitos una edad de entre 0.25 y 1 M.a. Este trabajo aporta información hidrogeofísica relacionada con el primer depósito lacustre (acuitardo somero) acotado en el área del Distrito Federal.

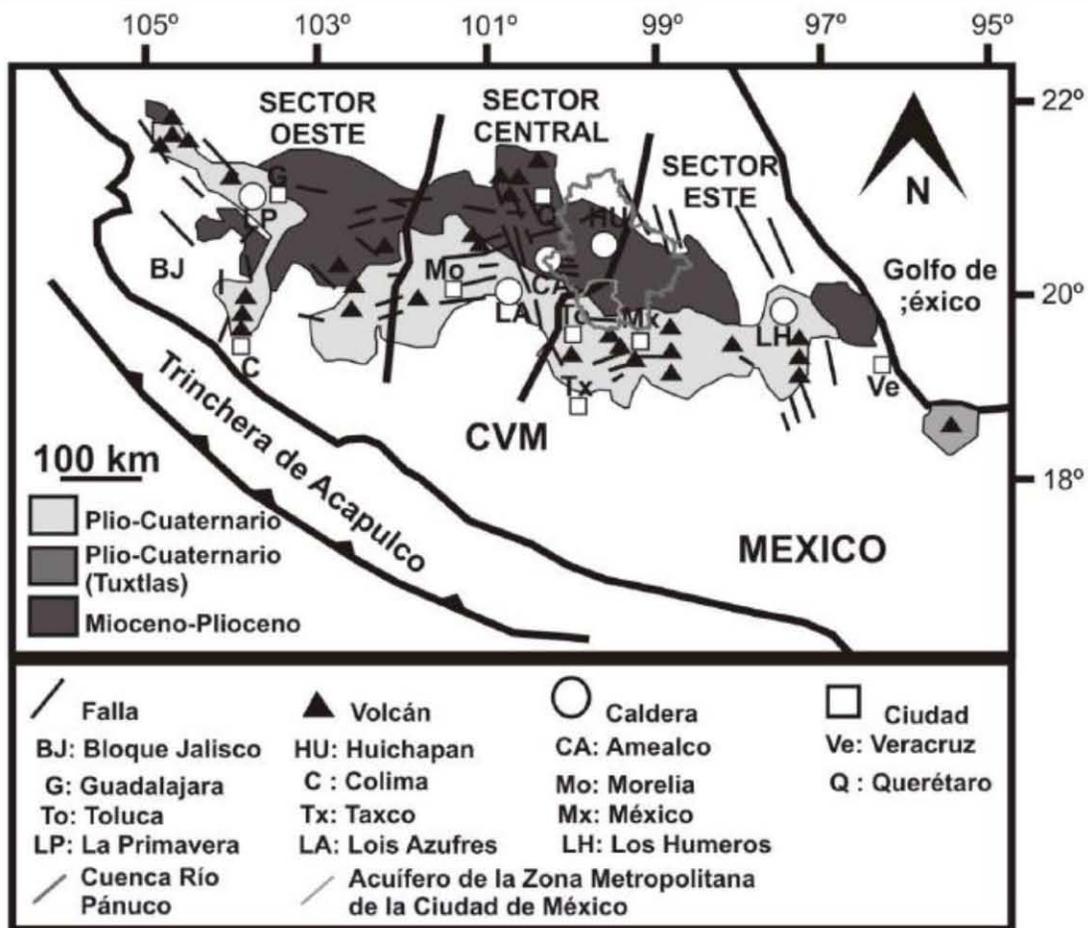


Figura 2.1 Ubicación geográfica de la Cuenca de México y de la Ciudad de México en la Faja Volcánica Transmexicana, así como de las principales estructuras geológicas cercanas a la zona de estudio (Leyva-Suárez, 2010).

2.2 UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS DE LA CIUDAD DE MÉXICO

De acuerdo a trabajos previos en la zona de estudio (Mooser et al., 1996, Vargas y Ortega-Guerrero, 2004; Huizar-Álvarez et al., 2004; Santoyo et al., 2005; Hernández-Espriú et al., 2012; Hernández-Espriú, 2013; Hernández-Espriú et al., 2014), la hidrostratigrafía del sistema acuífero de la Ciudad de México (figura 2.3) se puede dividir en cuatro unidades: [1] Acuitardo Superior, compuesto por arcillas, [2] Acuífero Superior, perteneciente a la Unidad Volcánica Superior-Grupo Tarango, [3] Acuífero Inferior, correspondiente a la Unidad Volcánica Inferior y finalmente [4] un posible Acuífero calcáreo, perteneciente a la Unidad Sedimentaria Marina.

Acuitardo superior

El Acuitardo Superior cubre aproximadamente el 30% de la Ciudad de México (450 km²) (Hernández-Espriú et al., 2014) y se encuentra conformado por aluvión Cuaternario y depósitos fluviales y lacustres provenientes principalmente del ex lago de Texcoco, que constan de sedimentos arcillosos, compresibles y sobresaturados, intercalados con limo, arena, lentes pumíticos y escasas gravas (Hernández-Espriú, 2013), producto de la hidratación y la degradación de los derrames volcánicos, es decir, materiales clásticos transportados desde partes altas de la cuenca por las corrientes de agua o glaciares y directamente desde los volcanes, por la acción eólica (Ovando-Shelley et al., 2012), que de forma sucesiva se encuentran de la siguiente manera (Santoyo et al., 2005):

- Costra superficial que es más profunda en el Centro Histórico y se adelgaza hacia las orillas de lo que antiguamente fue la zona lacustre.
- Capa superior de arcillas, de blandas a muy blandas.
- Capa dura entre las formaciones arcillosas, a 32 y 35 m de profundidad, compuesta por limos arenosos con algo de arcilla y grava (capas duras o acuíferos salobres).
- Capa inferior de arcillas, más consolidadas.
- Depósitos profundos compuestos por materiales granulares.

Marsal y Masari (1959), Hansen (1990) y Urrutia-Fucugauchi et al. (1994) reportan que los sedimentos finos contienen un porcentaje de materia orgánica promedio del 25%, que incluyen restos de plantas y pequeños fósiles.

Ortega-Guerrero (2004) subdividen verticalmente el acuitardo en tres subunidades con un espesor medio de 20 a 30 m, separados por dos acuíferos salobres (capas duras) compuestos de arena volcánica, producto de las erupciones volcánicas que se produjeron durante el Pleistoceno superior (Ovando-Shelley et al., 2012), que no superan los 5 m de espesor. El acuitardo superficial tiene la mayor extensión lateral y contiene tres lentos de arena volcánica de hasta 1 m de espesor, a profundidades de aproximadamente 3, 6 y 10 m. Los dos principales acuíferos salobres se encuentran a profundidades de 20-26 m y 50-56 m, respectivamente. Los valores de conductividad hidráulica (K) para los tres subacuitardos en orden descendiente son de 8.64×10^{-7} a 8.64×10^{-3} [m/día], 8.64×10^{-7} a 8.64×10^{-5} [m/día] y de 1.9×10^{-6} [m/día] respectivamente, mientras que en los acuíferos salobres o capas duras la conductividad hidráulica varía de 1.73×10^{-3} a 0.43 [m/día].

Los sondeos geotécnicos perforados hasta 30 m de profundidad reportan más de 20 m de un material arcilloso de color verde, intercalado con capas de hasta 3 metros de espesor de arenas volcánicas de color negro, altamente compactas. A diferentes profundidades, se reportan también depósitos lacustres con un alto contenido de fósiles, lo que indica variaciones en los distintos niveles de la antigua zona de lagos (Tequio, 2008). En cuanto a la clasificación geotécnica del subsuelo, de manera general, los materiales son limos de alta plasticidad (MH) y arcillas de alta plasticidad (CH) con intercalaciones de cenizas volcánicas, normalmente consolidados, con un contenido de agua que varía del 50 al 150 % e índices de plasticidad variables entre 30 y 70% (Carreón-Freyre et al., 2011).

El espesor promedio de esta capa es de ~40-110 m (Hernández-Espriú et al., 2014), mientras que sus mayores espesores se encuentran fuera de los límites de la ciudad, alrededor de la cuenca de Chalco y Texcoco y van de 350 a 400 m (Vargas y Ortega Guerrero, 2004).

Acuífero granular superior

Se localiza por debajo del acuitardo arcilloso, denominada como Unidad Volcánica Superior en medio granular. Está constituido por aluvión Cuaternario, rocas piroclásticas-

volcanoclásticas y basaltos andesíticos Plio-Cuaternarios. Representa el acuífero explotable de la zona de estudio, principalmente en la Formación Tarango. La profundidad del nivel estático del agua subterránea varía de 60 a 170 m (2010), mientras que su espesor saturado es de más de 800 m (Hernández-Espriú et al, 2014), siendo de mayor importancia para la extracción de agua los primeros 300 m (Herrera et al., 1989).

La recarga local del acuífero ocurre en las Sierras ubicadas en la periferia de la Cuenca, principalmente en la Sierra del Chichinautzin, cuya infiltración anual se estima en ~420 [mm/año], así como en las Sierras de Pachuca, Las Cruces y Nevada. La recarga para el flujo regional se infiere fuera de los límites de la superficie de la cuenca (Edmunds et al. 2002), cuyo flujo potencial promedio varía de 10.9 a 23.8 [m³/s], encontrándose controlada principalmente por las variaciones estacionales de la temperatura, precipitación y evapotranspiración, así como por la vegetación, la topografía y el tipo de suelo. Como la recarga del acuífero se produce principalmente por el flujo subsuperficial de las montañas que lo encierran, el crecimiento urbano ha tenido un impacto mínimo en la recarga, aunque ha disminuido la recarga en la llanura aluvial (Carrera-Hernández y Gaskin, 2008). El agua subterránea fluye en un patrón radial al centro de la cuenca, y descarga naturalmente a través de los sedimentos lacustres, que parcialmente forman el lago de Texcoco (Durazo y Farvolden, 1989).

La extracción promedio del acuífero para el abastecimiento de la Ciudad de México es de 40.76 [m³/s], que representan el 66% del consumo total de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (Carrera-Hernández y Gaskin, 2009).

Datos obtenidos por Rathod y Rushton (1991) indican altos índices de heterogeneidad en la conductividad hidráulica de esta unidad hidrogeológica. De forma específica, la conductividad hidráulica horizontal (K_h) varía de 259.2 a 2.59 [m/día], mientras que la conductividad hidráulica vertical (K_v) posee rangos entre 2.59 y 0.26 [m/día] (Huizar et al., 2004). El coeficiente de almacenamiento (S_s) varía entre 4×10^{-4} y 7×10^{-4} [m⁻¹] para condiciones de confinamiento y desde 7.3×10^{-2} a 1.7×10^{-1} [m⁻¹] para condiciones de no confinamiento (SMA, 1991).

Arce et al. (2013) proponen la existencia de un acuitardo inferior de litología heterogénea dentro de esta unidad, ubicado de 750 a 1140 m de profundidad, de edad entre 5 y 13 Ma, debido a la presencia de una significativa cantidad de arcillas con intercalaciones de rocas ígneas fracturadas, este hecho se encuentra evidenciado por las bajas resistividades y las altas lecturas de radiación gamma (45 a 65 [API]) reportadas en los registros geofísicos del pozo San Lorenzo Tezonco. Esta subunidad es correlacionable en edad y litología con

depósitos volcanoclásticos, depósitos fluvio-lacustres y lavas encontrados en la cuenca de Tepcji del Río-Taxhimay, ubicada al norte de la Ciudad de México (Aguirre-Díaz y Carranza-Castañeda, 2000, 2001).

Acuífero inferior fracturado

Este acuífero se compone de rocas andesíticas del Mioceno Superior y basaltos y riolitas que pertenecen a un evento volcánico separado del Oligoceno Superior fracturadas en algunas zonas (Aguayo et al., 1989; Hernández-Espriú et al., 2014), así como de depósitos lacustres del Plioceno Inferior que consisten en arcillas y limos, así como tobas, brechas y aglomerados de esta misma edad (Lesser y Asociados, 2000).

Los pozos profundos Mixhuca-1 y Roma-1 (PEMEX, 1986-1987) cortaron esta unidad de 700 a 1580 m y de 820 a 2750 m respectivamente, mientras que el pozo San Lorenzo Tezonco encontró su cima a 1140 m de profundidad (Morales Casique et al., 2014).

Para esta unidad se reporta una conductividad hidráulica (K) de 0.2 [m/día] y almacenamiento específico (S_s) de 4×10^{-6} [m^{-1}]. Sus registros geofísicos reportan dos intervalos, de 1380 a 1430 m y de 1560 a 1610 m de profundidad con altas lecturas de radiación gamma de 22 a 75 [API] y de 30 a 40 [API] respectivamente, con resistividades menores a 20 [Ωm] y permeabilidad muy baja o nula, que se infieren como intervalos con muy alto contenido de arcilla (Morales-Casique et al., 2014).

Basamento hidrogeológico calcáreo

Esta unidad calcárea, conformada por depósitos marinos de las Formaciones Morelos y Cuautla, consiste en calizas masivas, plegadas, fracturadas y afalladas (Ramos et al., 2010), arenisca y lutita en menor medida. Aflora en la parte noroeste y sureste de la Cuenca de México, tradicionalmente asociada con el basamento impermeable del acuífero (Hernández-Espriú, 2013).

Se cree en la posible existencia de un acuífero profundo emplazado en estas rocas calcáreas. Posee un espesor mínimo de 500 metros y es altamente permeable debido a zonas con alta

karstificación (Vázquez y Jaimes, 1989), suposición que se apoya en pérdidas de fluidos de perforación de pozos profundos (Huizar-Álvarez et al., 2004).

Los pozos profundos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 (PEMEX, 1986-1987) cortaron la cima de esta unidad a 1570 y 2100 m respectivamente. El pozo exploratorio San Lorenzo Tezonco (SACM, 2012-2013), ubicado en la zona de Iztapalapa, inicialmente se perforó con la finalidad de encontrar y estudiar las calizas de esta unidad (Hernández-Espriú, comunicación personal, 2014), aunque con 2008 m de profundidad no se llegó a ellas, sin embargo, entre 1500 y 2000 m de profundidad, se encontraron características favorables para la producción de agua subterránea, a través de la presencia de andesitas, probablemente de la unidad volcánica inferior (Hernández-Espriú et al, 2014).

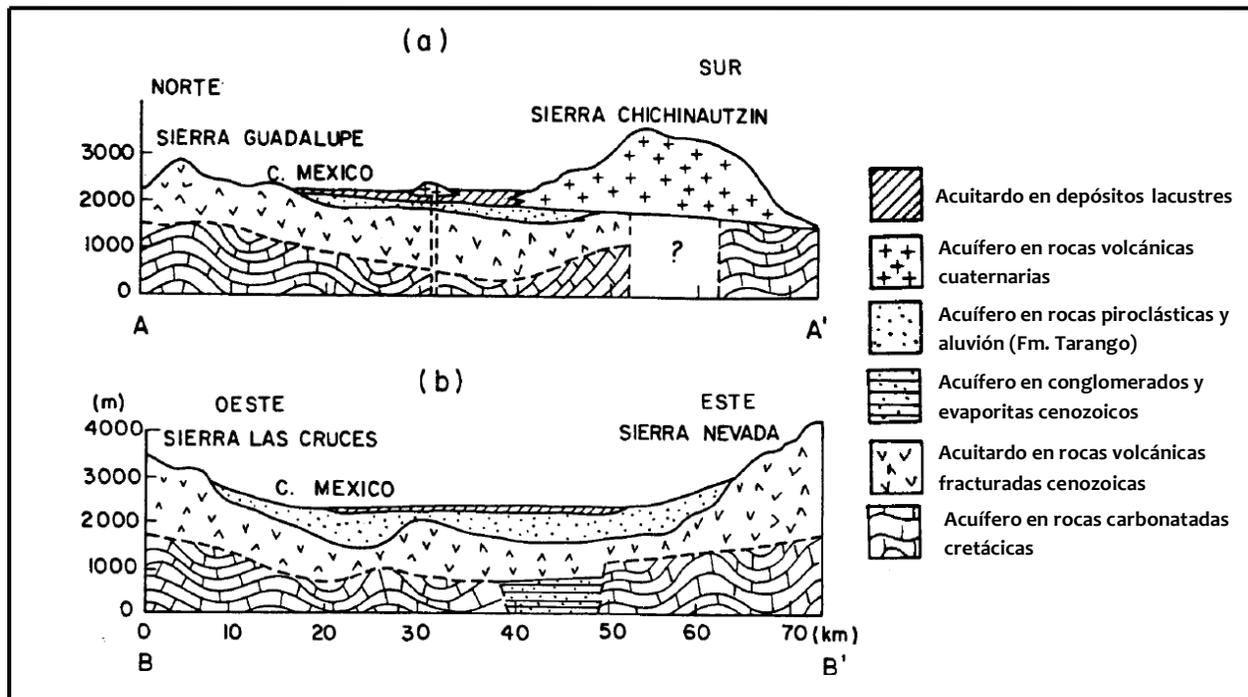


Figura 2.3 Secciones esquemáticas de las unidades hidrogeológicas de la Ciudad de México (Modificada de Vargas y Ortega-Guerrero, 2004).

2.3 ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS DEL ACUITARDO

Minerales constituyentes

Los minerales arcillosos que predominan en el subsuelo de la de la Ciudad de México son las montmorillonitas (esmectitas), caolinitas y alófanos, y han sido reportados en una buena cantidad de trabajos científicos (Zeevaert, 1953; Marsal y Mazari, 1959; Peralta y Fabi, 1989, entre otros), como puede apreciarse en la tabla 2.1.

La montmorillonita se forma principalmente en zonas de lago en el que el drenaje es restringido con aportaciones importante de Fe y Mg y se caracteriza por retener grandes cantidades de agua dentro de su estructura, por lo que presentan los valores más altos de plasticidad (Hillier en Velde, 1995). La formación de alófanos se debe a la alteración de materiales piroclásticos de caída (cenizas) en tiempos relativamente cortos (Velde, 1995).

La variación mineralógica de los materiales limo-arcillosos tiene una relación directa con su estructura y permeabilidad, lo se puede traducir en variaciones de compresibilidad y provocar la deformación diferencial y fracturamiento del subsuelo (Carreón-Freyre et al., 2006).

Profundidad [m] y zona	Composición mineralógica reportada [%]	Fuente
0-25 m, zona no especificada	Montmorillonita (20), cenizas, diatomas y conchas microscópicas (65), feldespatos, cuarzo y ferromagnesianos (15).	Zeevaert, 1953
No especificados	Montmorillonita (13); ilitas (54); caolinita (4); dickita (2); halloysita (1); nontronita (3); fósiles (3); CaCO ₃ (3-21), materia orgánica (1-7), no determinado (20).	Marsal y Mazari, 1959
8 m, centro de la Ciudad de México	Amorfos-fragmentos de diatomeas, geles de silicoaluminato, material volcánico alterado. Montmorillonita de pobre cristalización, calcita (10), materia orgánica (4).	Lo, 1962
No especificados	Alófanos (amorfos) en su mayoría, poca calcita, materia orgánica (8-10).	Leonards y Girault, 1961; Girault, 1964
15 m, zona no especificada	Interestratificado esmectita-silice(10), silice biogénico y volcánico (90).	Mesri et al., 1975
3.1-31.5 m, centro de la Ciudad de México	Fracción arcillosa fina: montmorillonita, calcita, plagioclasa, probable cuarzo-alfa, cristobalita, probable caolinita y/o clorita. Arcillas (2-0.08 micras): esmectita (a veces Montmorillonita), clorita y/o caolinita mal cristalizada, mica y nontronita.	Peralta y Fabi, 1989
0-10 m, norte de la Cd. de México	Alófano rico en sílice, montmorillonita (30%), halloysita (solo a 1.5 m), caolinita e Illita.	Warren y Rudolph, 1997
0-40 m, centro de la Ciudad de México.	La fracción arcillosa a lo largo del sondeo varía de 20 a 55 %. Montmorillonita, illita y cristobalita. Polimorfos de sílice: ópalo biogénico, ópalo y cristobalita.	Diaz-Rodriguez et al., 1998
14.9-75.5 m, centro de la Ciudad de México	Corrensita (interestratificado clorita-esmectita) (>90%), trazas de cristobalita, material amorfo, halloysita (5-10 %).	Mazari-Hiriart et al., 2000

Capítulo 2. Hidrogeología del acuífero de la Ciudad de México

Tabla 2.1 Características mineralógicas reportadas para distintos sectores del acuífero de la Ciudad de México (Modificada de Carreón-Freyre et al., 2006).

Características hidráulicas y geomecánicas

Los estudios sobre la mineralogía de las arcillas de la Ciudad de México, se han enfocado en entender la variación de sus propiedades, ya que dicha unidad posee una marcada heterogeneidad a lo largo y ancho de toda su extensión.

Esta unidad se caracteriza por presentar un alto contenido de agua que varía del 200 al 400% (Ortega, 1996; Díaz-Rodríguez et al., 1998; Díaz-Rodríguez, 2006), cuyo flujo es esencialmente vertical, codiendo agua por goteo al acuífero superior, debido a la pérdida de presión de poro por extracción, que ocasiona una inversión del gradiente hidráulico. Esto produce consolidación y reacomodo de las arcillas, que se manifiesta en superficie por hundimientos diferenciales. (Cabral-Cano, 2008).

El acuitardo posee los valores más bajos de conductividad hidráulica de toda la cuenca, con rangos de 0.52 a 8.64×10^{-5} [m/día] (Vargas-Cabrera 1995; Vázquez-Sánchez 1995) Los análisis realizados por Ortega-Guerrero et al (2004), indican que la distribución de la conductividad hidráulica del acuitardo se ajusta a modelos de regresión log-normales. Las frecuencias dominantes en las llanuras de Chalco y Texcoco están comprendidas entre 8.65×10^{-5} y 8.65×10^{-4} [m/día] respectivamente, que son dos órdenes de magnitud mayores que el valor de la matriz. En la planicie aluvial, la medida es casi un orden de magnitud inferior (2.25 [m/día]). Se atribuye este contraste entre la conductividad hidráulica medida y la de la matriz a la presencia de fracturas en el tramo superior del acuitardo situado entre 25 y 40 m de profundidad, aspecto que resulta coherente con estudios previos de migración de solutos en el acuitardo.

Marsal y Mazari (1959) y Rudolph (1989), reportan valores de coeficiente de almacenamiento (Ss) de 0.05 [m⁻¹], ampliamente variable debido a la gran heterogeneidad y constante compactación de estos depósitos, así como porosidad del 70 al 90%, relaciones de vacío de 4 a 7, índices de plasticidad de 200 a 300% e índices de compresibilidad de 10 (Díaz-Rodríguez et al., 1998; Díaz-Rodríguez, 2006) y densidad de sólidos de 2.3 a 2.4 [g/cm³] (Marsal y Mazari, 1959; Hansen, 1990).

Los materiales de los depósitos arcillosos del subsuelo de la Ciudad de México se caracterizan por su extraordinaria capacidad de compresión, ya que su coeficiente de compresibilidad, puede alcanzar valores tan altos como 6 [cm²/kg] (0,06 [m²/kN]). Por otro lado, la resistencia y compactación de los materiales que conforman el acuitardo de la Ciudad de México, es mayor de lo que podría esperarse teniendo en cuenta el

excepcionalmente alto contenido de agua, demostrando que este material se encuentra altamente estructurado, variando de 20 a 40 [Kn/m²] (Auvinet y Juárez, 2011). Se han encontrado numerosas capas de arena gruesa que tienen una gran resistencia a la penetración (capas duras en la literatura geotécnica), además de numerosos lentes de arena fina, intercalados con capas blandas de arcillas con una baja resistencia y compactación (Ortega-Guerrero, 2004).

Subsidencia

Desde 1953, la Comisión Hidrogeológica de la Cuenca de Valle de México (CHCVM, 1953), reconoció consolidación de los depósitos lacustres y subsidencia en varias zonas de la Ciudad de México asociadas a este hecho. Posteriormente, diversos autores han estudiado desde el siglo pasado la subsidencia en la Cuenca de México, demostrando que además de la propia constitución mineralógica del subsuelo, la extracción de agua es un factor desencadenante en este proceso. Nabor Carrillo (1948) fue el primero en establecer una correlación clara entre el hundimiento y la reducción del nivel piezométrico, teniendo como base la teoría de consolidación de Terzaghi, señalando que el hundimiento era ocasionado por la consolidación de las arcillas, la cual a su vez, se debía al incremento de esfuerzos inducidos por la disminución de la presión de agua debida al bombeo (Lezama et al., 2012). Posteriormente, Figueroa-Vega (1984) realizó análisis en la zona arcillosa de Paseo de la Reforma, concluyendo que entre 1970 y 1973 se relacionó un 75% de los fenómenos de subsidencia a la consolidación de arcillas del acuitardo y el 25% restante a la compactación de los materiales que constituyen el acuífero, debido a la extracción de agua. Ortega et al. (1993), identifican una subsidencia acumulada de hasta 6 m en Chalco entre 1960 y 1989, con tasas de hasta -40 cm/año. Asimismo, Mazari y Alberro (1991), Mazari et al. (1992), atribuyen grietas en depósitos lacustres al sobrebombeo del acuífero. Posteriormente, Hernández-Espriu et al. (2014), caracterizan la variación espacial de estas grietas de tensión y correlacionan su ocurrencia con el aumento de la vulnerabilidad del acuífero de la Ciudad de México.

Datos recientes muestran que la tasa de subsidencia tiende a disminuir en algunas zonas, especialmente en la parte oeste de la ciudad, donde las presiones de poro están casi completamente disminuidas. Sin embargo, en las zonas urbanas de nuevo desarrollo como el sur del antiguo lago de Texcoco y el centro del antiguo lago de Chalco, el proceso de

consolidación se encuentra todavía en su primera etapa y la tasa de hundimiento alcanza hasta 40 cm por año (Auvinet et al., 2009 , 2010).

Las consecuencias del proceso de subsidencia son costosas, ya que la mayor parte de la ciudad se encuentra construida sobre los depósitos arcillosos del acuitardo. Las zonas de transición entre las capas lacustres y los depósitos de pendiente son propensas a graves hundimientos diferenciales, poniendo en riesgo millones de viviendas y dañando las infraestructuras urbanas, como carreteras, gasolincras, tanques de almacenamiento subterráneos y olcoductos (Cabral-Cano, 2008; Hernández-Espriú et al., 2014).

La técnica InSAR

Una de las técnicas más efectivas para el estudio del fenómeno de subsidencia es la Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR), que ha demostrado ser una excelente herramienta para el análisis de la magnitud y la variabilidad espacial del proceso de hundimiento en nuestro país (Farina et al., 2007; Ávila-Olivera, 2008; Cabral-Cano et al., 2008, López-Quiroz, 2009). Las principales ventajas de este método radican en que: a) brindan una visión sinóptica del proceso de hundimiento y b) permiten generar productos que poseen una alta resolución espacial que difícilmente puede ser obtenida por métodos de nivelación convencional (Cabral-Cano et al., 2011).

Los estudios de subsidencia en la Zona Metropolitana de la Ciudad de México utilizando Interferometría de Radar de Apertura Sintética Diferencial (DInSAR) y GPS (Cabral-Cano et al., 2007, 2008), indican que la subsidencia en la Zona Metropolitana de la Ciudad de México desde el inicio de la existencia de datos SAR, en 1996, presenta tasas que rebasan los -370 mm/año en su zona oriente (i. e. Ciudad Netzahualcóyotl), mientras que el área del centro histórico muestra tasas de hundimiento que varían de -92 a -115 mm/año.

Hernández-Espriú (2013) y Hernández-Espriú et al. (2014), como puede apreciarse en la figura 2.4, reportan tasas máximas de subsidencia para el periodo 2003-2010 con base en un análisis de algoritmo SqueeSAR que surge como segunda generación de la técnica PSInSAR (Interferometría de Radar de Apertura Sintética con Dispersores Persistentes), de -343.3 [mm/año] para la parte oriental del Distrito Federal (contorno rojo), y a partir de esa zona, como se mencionó antes, la tasa disminuye hacia el oeste a -254.8 (contorno naranja), -166.1 (contorno azul claro) y -98 [mm/año] en la zona del centro histórico.

Cabral-Cano et al. (2011) identifican en la Ciudad de México, de acuerdo al gradiente horizontal de subsidencia (diferencia vertical de dos tasas de subsidencia adyacentes, dividida entre su distancia) obtenido directamente de InSAR, cuatro zonas de fracturamiento asociado por grietas de tensión de subsidencia por compactación del acuitardo: [1] Ladera sur de la Sierra de Guadalupe, al norte de la Ciudad de México, [2] Peñón de los Baños, inmediatamente al norte del Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México, [3] El corredor de la calzada Zaragoza, que tiene una orientación paralela a esta vialidad incluyendo la zona del Peñón del Marqués, en el sector oriental de la zona metropolitana y [4] El corredor con dirección NE-SW localizado en las inmediaciones de la colonia Santa Cruz Meyehualco, al norte de la calzada Ermita Iztapalapa. Hernández-Espriú et al. (2014) reportan grietas de tensión en estas mismas zonas, con análisis más recientes de la variación del mismo parámetro.

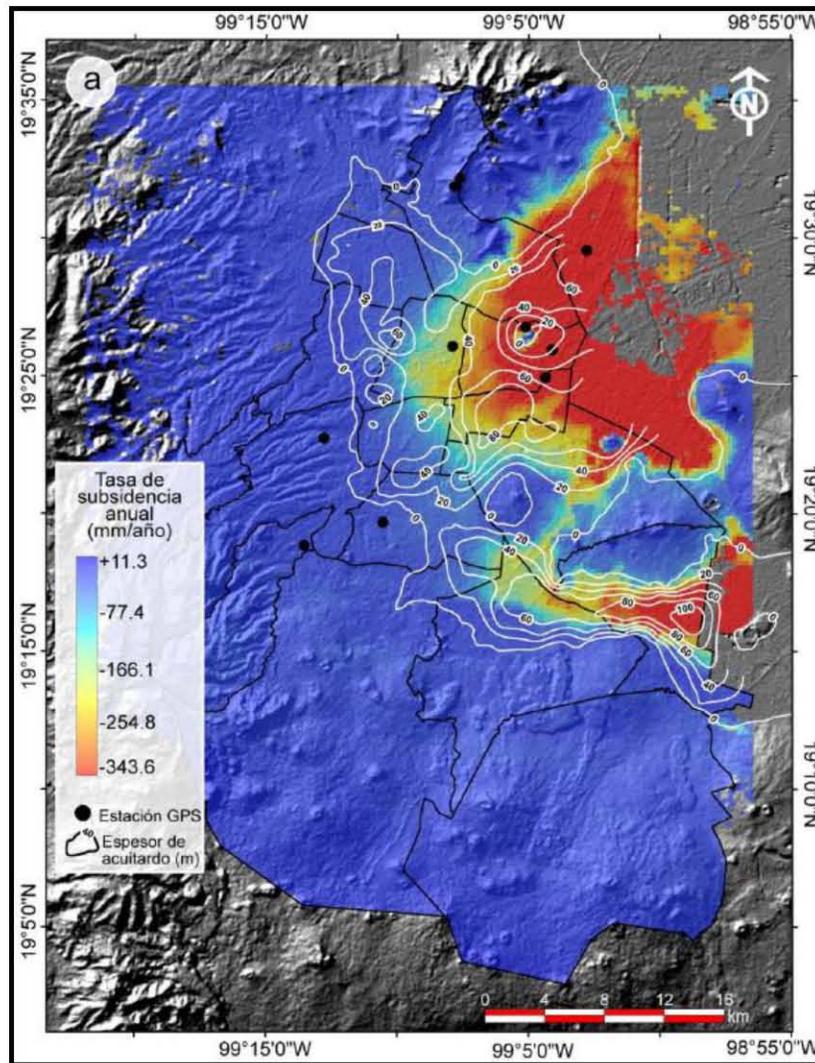


Figura 2.4 Subsidencia en la Ciudad de México, con base en los resultados del análisis SqueeSAR. Tasa de subsidencia anual para un periodo observado de 2003-2010 (Hernández-Espriú, 2014).

La génesis de las grietas de tensión como consecuencia de la consolidación del acuitardo, ha sido explicada por varios autores (e.j. Carreón Freyre et al., 2006) que como factores determinantes consideran la variación en la compresibilidad de los sedimentos lacustres, que ocasiona deformaciones diferenciales y la extracción del agua subterránea que subyace las rocas lacustres provocando la disminución de la presión de poro.

La aparición de grietas y fisuras también puede activarse con frecuencia en zonas de transición situadas en abruptos bordes del antiguo sistema de lagos, donde el espesor de las

capas de arcilla compresible intercalados con arenas limosas cambia considerablemente en distancias muy cortas. La presencia de una capa dura en la superficie aumenta la aparición de grietas (Ovando-Shelley et al., 2012).

En los materiales de la Cuenca de México se ha estudiado la influencia de la mineralogía en su plasticidad y compresibilidad (Mesri et al., 1976) y en su resistencia (Díaz-Rodríguez y Santamarina, 2001). También se ha caracterizado la mineralogía de secuencias arcillosas para estimar su comportamiento mecánico (Gutiérrez Castorena et al., 2005). Pablo-Galán et al. (2001) hacen una medición sistemática de las variaciones mineralógicas y de su influencia en su viscosidad para dos niveles de profundidad, 26 y 60 m, estableciendo un comportamiento diferencial no uniforme entre las muestras analizadas.

Actualmente se reconoce que, así como la mineralogía obedece a variaciones en las condiciones climáticas y depósito, la variación del comportamiento mecánico en una secuencia arcillosa obedece además a la búsqueda de equilibrio del sistema ante la influencia antropogénica (Carreón-Freyre et al., 2006). Sin embargo, existen pocos estudios que relacionen las condiciones geológicas con las variaciones mineralógicas, hidráulicas y mecánicas de secuencias arcillosas lacustres (Carreón-Freyre, 2005), y por lo tanto se conoce poco sobre la respuesta de estos sistemas y los mecanismos de propagación de las fracturas.

Carreón-Freyre et al. (2006), consideran que el principal factor disparador de fracturas en las secuencias fluvio-lacustres es el desequilibrio mecánico, generado por la actividad sísmica, y reconoce mecanismo disparadores de fracturas, como son la actividad sísmica y las inundaciones causadas por lluvias torrenciales; sin embargo, los mecanismos más importantes son de origen antropogénico. Específicamente para el caso de la extracción de agua subterránea de acuíferos granulares, como es el caso de acuífero de abastecimiento de la Ciudad de México, donde el valor promedio del abatimiento del nivel freático es de 1 [m/año] y alcanza un valor máximo de 2.5 [m/año] al norte de la ciudad (Carrera-Hernández y Gaskin, 2007a), el decaimiento de la presión de poro propicia la compactación creando importantes esfuerzos de tensión verticales y horizontales (Carrillo, 1947; Holzer and Davis, 1976; Holzer, 1984; Figueroa Vega, 1989). Los materiales lacustres de la Ciudad de México muestran una alta compresibilidad pero una baja retención de agua, lo que provoca la generación fracturas con los cambios de humedad. Estos materiales tienen propiedades geotécnicas variables aunque generalmente son altamente compresibles y presentan muy baja capacidad de carga. Además, se debe considerar que las secuencias limo-arcillosas se encuentran comúnmente interestratificadas con materiales granulares

fluviales y piroclásticos y/o con rocas volcánicas, lo que incrementa la heterogeneidad mecánica de las secuencias y favorece la deformación diferencial y el consecuente fracturamiento. (Carreón-Freyre et al., 2011).

Carreón-Freyre et al. (2011) realizaron estudios sobre fracturas en la zona de Iztapalapa, ubicada al Oriente de la Ciudad de México, encontrando trazas de fracturamiento superiores a los 100 m de longitud y desplazamientos verticales de aproximadamente un metro, con orientaciones asociadas a sistemas de fracturamiento NE-SW y NW-SE. Asimismo, observaron que el contenido de agua a mayor profundidad supera al límite líquido de los materiales, que coincide con el incremento de material arcilloso.



CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

3.1 RECOPIACIÓN Y ANÁLISIS DE INFORMACIÓN EXISTENTE

3.2 GEOLOGÍA SOMERA DEL SUBSUELO

3.3. PROCESADO SÍSMICO DE REFLEXIÓN

3.4. PROCESADO DE REGISTROS GEOFÍSICOS DE POZOS

3.5. ESPECTROSCOPIA DE REFLECTANCIA

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1 RECOPIACIÓN Y ANÁLISIS DE INFORMACIÓN EXISTENTE

La metodología llevada a cabo se muestra en la figura 3.1. La recopilación de la información se inició retomando el estudio sismológico de Pérez-Cruz (1988) relacionado con la reinterpretación de la prospección sísmica de reflexión, así como los registros geofísicos de los sondeos profundos Roma-1, Mixhuca-1, Tulyehualco-1, y Copilco-1, con profundidades mayores a 1 km que contienen registros de densidad, sísmicos y perfiles sísmicos verticales. Cabe mencionar que la reinterpretación de la prospección sísmica y de los registros geofísicos de pozos, se acotó a una profundidad arbitraria de investigación de 500 m.

Adicionalmente se analizó la información 445 registros litológicos inferidos de los pozos de extracción de agua subterránea de la Ciudad de México (de 300 a 650 m de profundidad) reportados en informes del SACM (2006), así como de 78 sondeos geotécnicos provenientes de 10 fuentes diferentes (Marsal y Mazari, 1959; Auvinet, 1968; Jaime et al., 1987; Padilla-Velázquez, 1999; López-Velázquez, 2002; Hidalgo-Mejía, 2007; Carreón-Freyre, 2011; Santoyo et al., 2005; CGS, 2011; DDF-SOS), dicha información fue recabada por el grupo de Hidrogeología de la Facultad de Ingeniería y procesada usando herramientas GIS (QGIS; ArcGis/ArcEditor).

Como complemento a la información geofísica y geológica se realizaron pruebas mineralógicas por medio de espectroscopía de reflectancia, así como análisis geotécnicos de laboratorio (contenido de agua natural, porcentaje de finos, límites de consistencia, densidad de sólidos) a 61 muestras provenientes de 4 sondeos geotécnicos ubicados en distintos puntos de la Ciudad de México, con la finalidad de conocer las propiedades mineralógicas y mecánicas del acuitardo.

La finalidad de analizar información de fuentes tan diversas fue la obtención de resultados integrales, capaces de correlacionar las propiedades físicas, mineralógicas y geomecánicas del acuitardo con su comportamiento hidrogeológico y su respuesta hidrogeofísica.

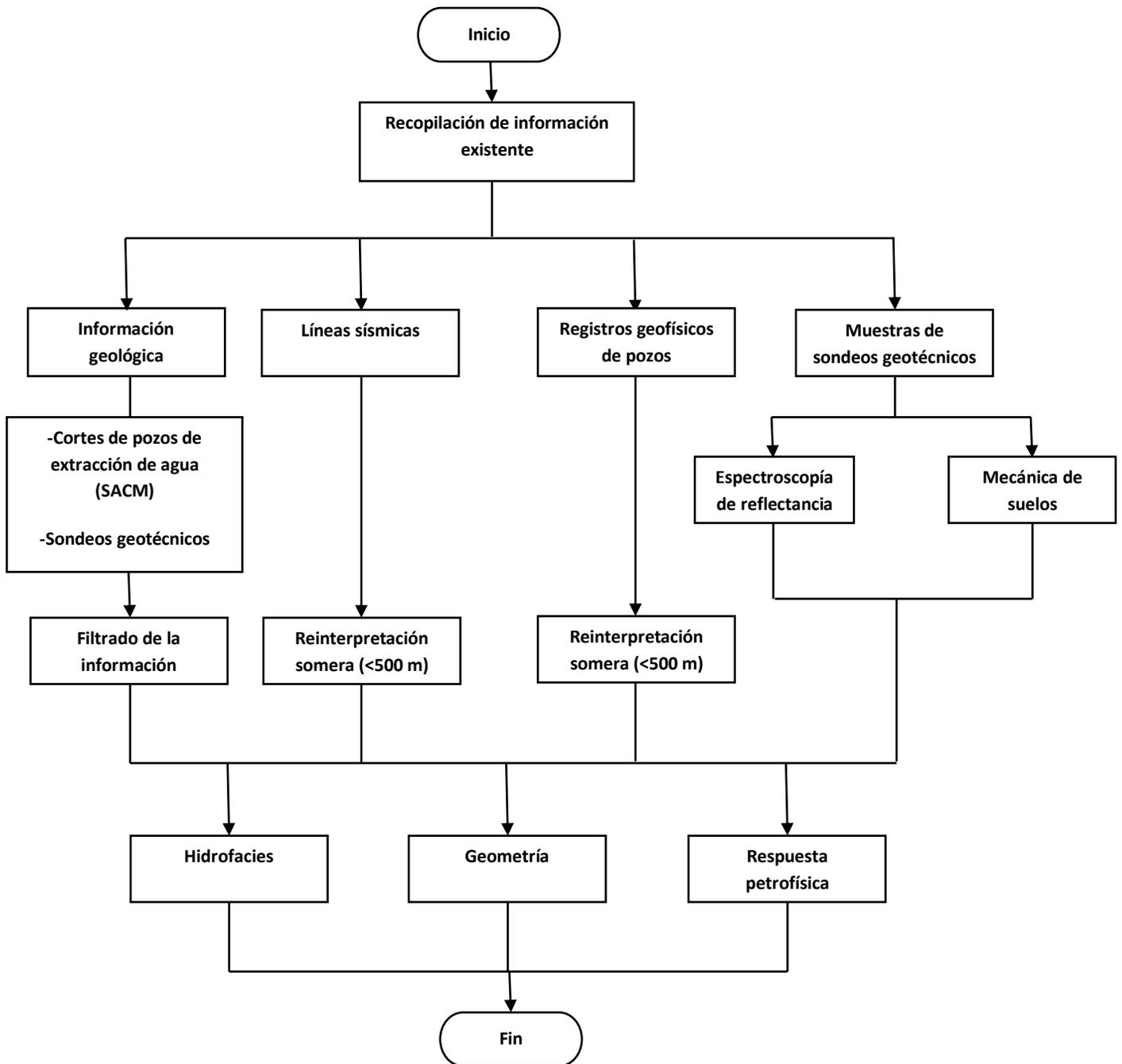


Figura 3.1 Diagrama de flujo de la metodología de trabajo.

3.2 GEOLOGÍA SOMERA DEL SUBSUELO

La información geológica analizada provino de diversas fuentes y fue publicada en diferentes años, debido a esta diversidad, las nomenclaturas utilizadas eran muy variables, por lo que el primer paso fue realizar una homogenización de litologías, con la finalidad de que toda la información fuese consistente y fácilmente correlacionable entre sí. Se concluyó agrupar todas las litologías incluidas en los cortes en 9 litologías: arcillas, limos, arenas (finas, medias y gruesas), basaltos, tobas, andesitas, cenizas, escoria y calizas.

Para los registros litológicos de pozos de extracción de agua se realizó un filtrado de la información, con la finalidad de utilizar únicamente aquellos que aportaran datos fidedignos, ya que no todas las columnas otorgaban información totalmente confiable debido a que algunos pozos han sido removidos de su posición original sin que se haga una actualización de la columna litológica de su nueva ubicación. Los criterios de confiabilidad utilizados para la selección de las columnas fueron: geología superficial correspondiente con su ubicación física, verificación visual de su ubicación con herramientas de Google Earth/Maps, congruencia con las columnas litológicas de los pozos adyacentes y la corroboración de que se encontraran en su sitio original. En cuanto a los sondeos geotécnicos, la confiabilidad de la información fue buena, ya que se tomaron solo datos publicados en artículos científicos, teniendo como restricción que tuvieran una profundidad mínima de 70 metros. La ubicación de los pozos y sondeos seleccionados se muestra en la figura 3.2.

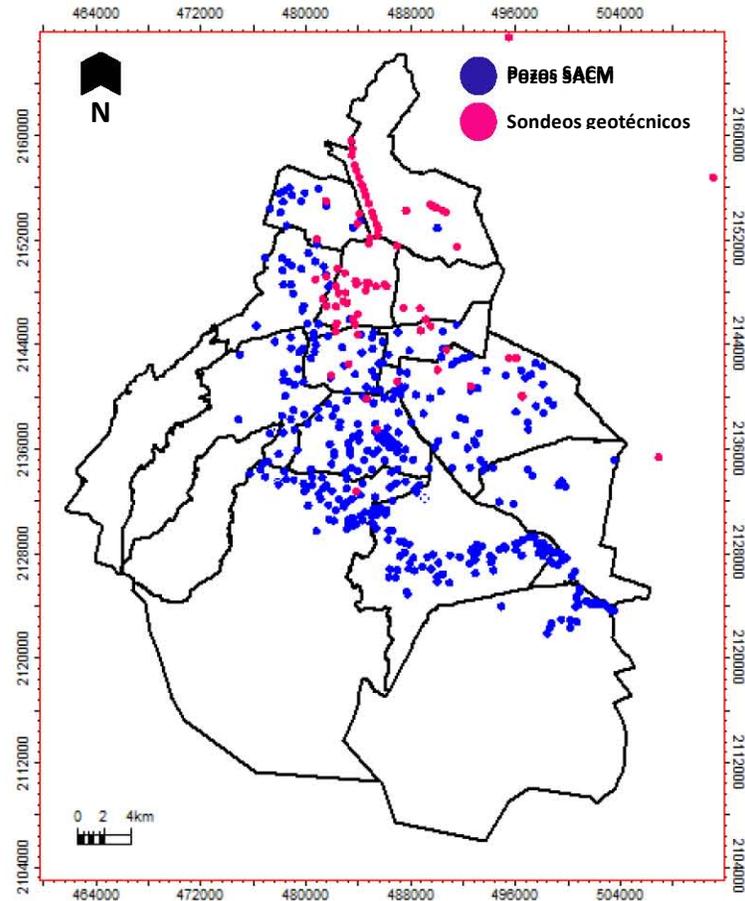


Figura 3.2 Ubicación de los pozos de extracción de agua y sondeos geotécnicos cuyos cortes fueron seleccionados para el presente análisis.

Cuando la información confiable fue seleccionada, se hizo un vaciado de la misma a las plataformas ArcGis 9.3.1 (ESRI, 2008, Licencia académica FI-UNAM) y Petrel (Schlumberger, 2013, licencia académica FI-UNAM), para posteriormente realizar una interpolación de las profundidades que alcanza el acuitardo en cada uno de los registros geológicos y sondeos geotécnicos y así poder delimitar geoméricamente su base, para posteriormente realizar una subdivisión del acuitardo en hidrofacies, para lo cual fueron agrupadas como una sola hidrofacies aquellas litologías que presentan propiedades hidráulicas similares. De los cortes litológicos también fue posible extraer información del nivel estático del acuífero de abastecimiento, con la finalidad de poder realizar una zonación del tipo de comportamiento que presenta en el acuífero, ya sea como libre o como confinado.

La captura de la información en Petrel permitió la realizar un análisis estadístico de las variaciones de las hidrofacies, para conocer cuantitativamente la ocurrencia y distribución de cada una de ellas.

En colaboración con el Grupo de Hidrogeología de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, se prosiguió a la elaboración de dos secciones geológicas (N-S y E-W) que tuviesen la mayor longitud posible, con la finalidad de que fuesen representativas para ilustrar las variaciones de espesor del acuitardo, así como aquellas zonas donde el acuífero se comporta como libre o como confinado, tratando de enfocarse en aquellas zonas donde no se tuviera información de líneas sísmicas ni de registros geofísicos de pozos, para así poder cubrir la mayor área posible y realizar en las zonas sin datos una interpolación con un mayor grado de confiabilidad. Posteriormente se volvieron a realizar las secciones señalando los cambios en las hidrofacies del acuitardo, con la finalidad de obtener un estudio más puntual de sus variaciones.

Como complemento a la información geológica y para tener elementos interpretativos de apoyo, se realizaron pruebas de mecánica de suelos a 61 muestras provenientes de 3 sondcos cuya ubicación es: Calle Árbol de fuego y Av. División del norte, Delegación Coyoacán (figura 3.3). (Sondcos mixtos con técnicas de penetración estándar, profundidades de 0-30 m).

Los parámetros medidos fueron: humedad natural (Método descrito en Juárez-Badillo, 2005), porcentaje de finos (Método mecánico; Juárez-Badillo y Rodríguez, 2005), densidad de sólidos (Método descrito en Juárez-Badillo y Rodríguez, 2005) y límites líquido y plástico de consistencia (Método de Atterberg; Juárez-Badillo y Rodríguez, 2005), las pruebas fueron realizadas en el laboratorio de Geotecnia de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, con la finalidad de correlacionar las propiedades geotécnicas del acuitardo con su mineralogía y variaciones litológicas.

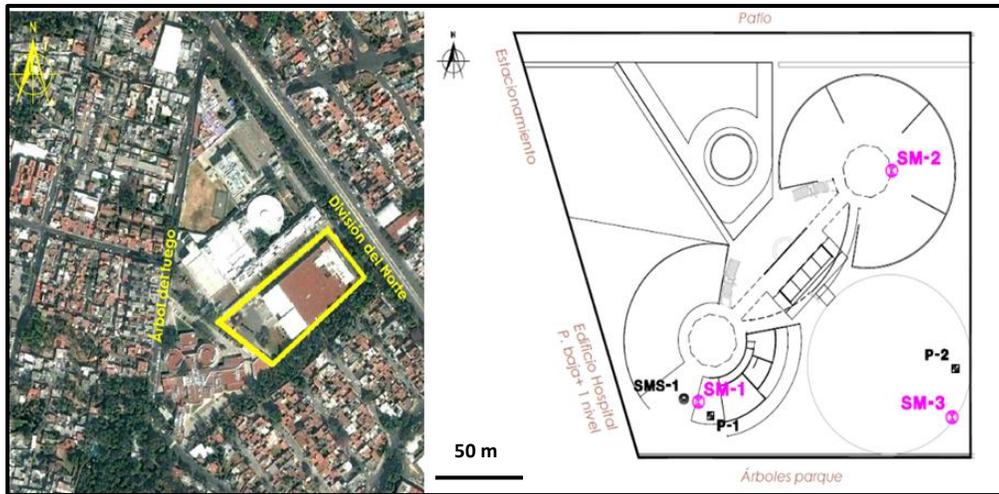


Fig. 3.3 Ubicación de los puntos de muestreo de los sondeos geotécnicos (Modificada de Google Earth).

3.3 PROCESADO SÍSMICO DE REFLEXIÓN

La información sísmica reprocesada de Pérez-Cruz (1988) se compone de 28 líneas con longitudes que varían de 2 a 28 km de longitud, repartidas a lo largo y ancho del Distrito Federal, cuya ubicación se indica a continuación y se puede observar en la figura 3.4:

-Línea 01: Ubicada en Av. Benito Juárez.

-Línea 02: Ubicada en Av. Canal Nacional y Av. Canal de Chalco.

-Línea 03: Ubicada en Av. Javier Rojo Gómez.

-Línea 04: Ubicada en Calle Rancho Vista Hermosa, Parque Ciénega Grande y Valle de San Lorenzo.

-Línea 05: Ubicada sobre Eje 2 Oriente (Congreso de la Unión).

-Línea 06: Ubicada sobre Calzada Ermita Iztapalapa, Eje 8 Sur (Av. Popocatepetl) y Las Águilas.

-Línea 06_02: Ubicada sobre Calzada Ermita Iztapalapa.

-Línea 07: Ubicada sobre Calzada De Tlalpan.

- Línea 08: Ubicada en Ciudad Universitaria.
- Línea 08_02: Ubicada en Ciudad Universitaria.
- Línea 09: Ubicada en Calle Toltecas.
- Línea 09_02: Ubicada en Calle Toltecas.
- Línea 10: Ubicada en Eje 6 Sur-Ángel Urraza.
- Línea 11: Ubicada en Av. Insurgentes Sur.
- Línea 12: Ubicada en Eje 4 Sur (Av. Plutarco Elías Calles).
- Línea 13: Ubicada sobre Eje Central.
- Línea 14: Ubicada en Av. Del Taller, Calzada Ignacio Zaragoza y Autopista Puebla-México.
- Línea 15: Ubicada en Calle Tepozanes y Calle 11.
- Línea 16: Ubicada en Eje 2 Sur (Dr. Balmis) y Av. del Taller.
- Línea 17: Ubicada en Av. Javier Rojo Gómez.
- Línea 18: Ubicada en Av. Dr. Río de la Loza, Av. Chapultepec y Av. Constituyentes.
- Línea 19: Ubicada en la zona federal del lago de Texcoco.
- Línea 20: Ubicada en la Colonia Centro.
- Línea 21: Ubicada en la Colonia Agrícola Oriental.
- Línea 22: Ubicada en Eje 2 Oriente (Canal del Norte)
- Línea 24: Ubicada en Chimalhuacán, Edomex.
- Línea 26: Ubicada en Av. Xola.
- Línea 28: Ubicada en Av. Miguel Ángel de Quevedo.
- Línea 30: Ubicada en Eje 10 Sur (Copilco)

Las secciones sísmicas fueron reinterpretadas utilizando el software Petrel (Schlumberger, 2013, licencia académica FI-UNAM), que permite interpretar datos geofísicos y geológicos

del subsuclo 2D/3D. Las reinterpretaciones someras en este estudio, se basan en una primera reinterpretación de los datos originales, reportados en Pérez-Cruz (2013), Domínguez-Trejo et al. (2013), Arellano-Gil et al. (2013) y Reyes-Pimentel et al. (2013).

Se retomó el modelo de velocidades de las secciones sísmicas, generado por Reyes-Pimentel (2013), que permitió transformar el tiempo de tránsito de las ondas sísmicas a profundidades en metros. El modelo de velocidad se calculó a partir de las curvas T-Z obtenidas con los perfiles sísmicos verticales de los 4 pozos profundos del valle de México que se utilizaron para este trabajo. La extrapolación 3D de las velocidades sísmicas se realizó tomando como guía los horizontes sísmicos interpretados en la malla de líneas sísmicas 2D.

Con la finalidad de mejorar la interpretación de las secciones sísmicas, se utilizó el atributo coseno de fase instantánea, que es un rotador de fase que consiste en aplicar una función coseno a la fase instantánea de la traza sísmica por medio de la transformada de Hilbert, restando 90° de la fase de dicha traza, permitiendo contrastar mejor los reflectores sísmicos y es útil en la delimitación de caracteres estructurales (Schlumberger, 1999; Barnes, 2007). Como producto final, todos los reflectores de la traza sísmica poseen la misma amplitud, haciendo visualmente más claros los rasgos estratigráficos y estructurales, facilitando así la interpretación. Debido a la resolución que tiene la sísmica (~ 30 m) y a la poca claridad que ofrece a profundidades someras, se estableció un datum arbitrario de 2200 msnm, con el objeto de discriminar aquellas secciones que no aportaban información somera relevante.

Finalmente la interpretación sísmica se correlacionó con la información geológica recopilada y generada en este estudio. La reinterpretación sísmica se llevó a cabo con la plataforma computacional Petrel, que permite generar de una manera muy poderosa modelos geológicos 2D/3D, integrando simulación numérica de yacimientos, correlación entre pozos e interpretación geofísica regional y puntual.

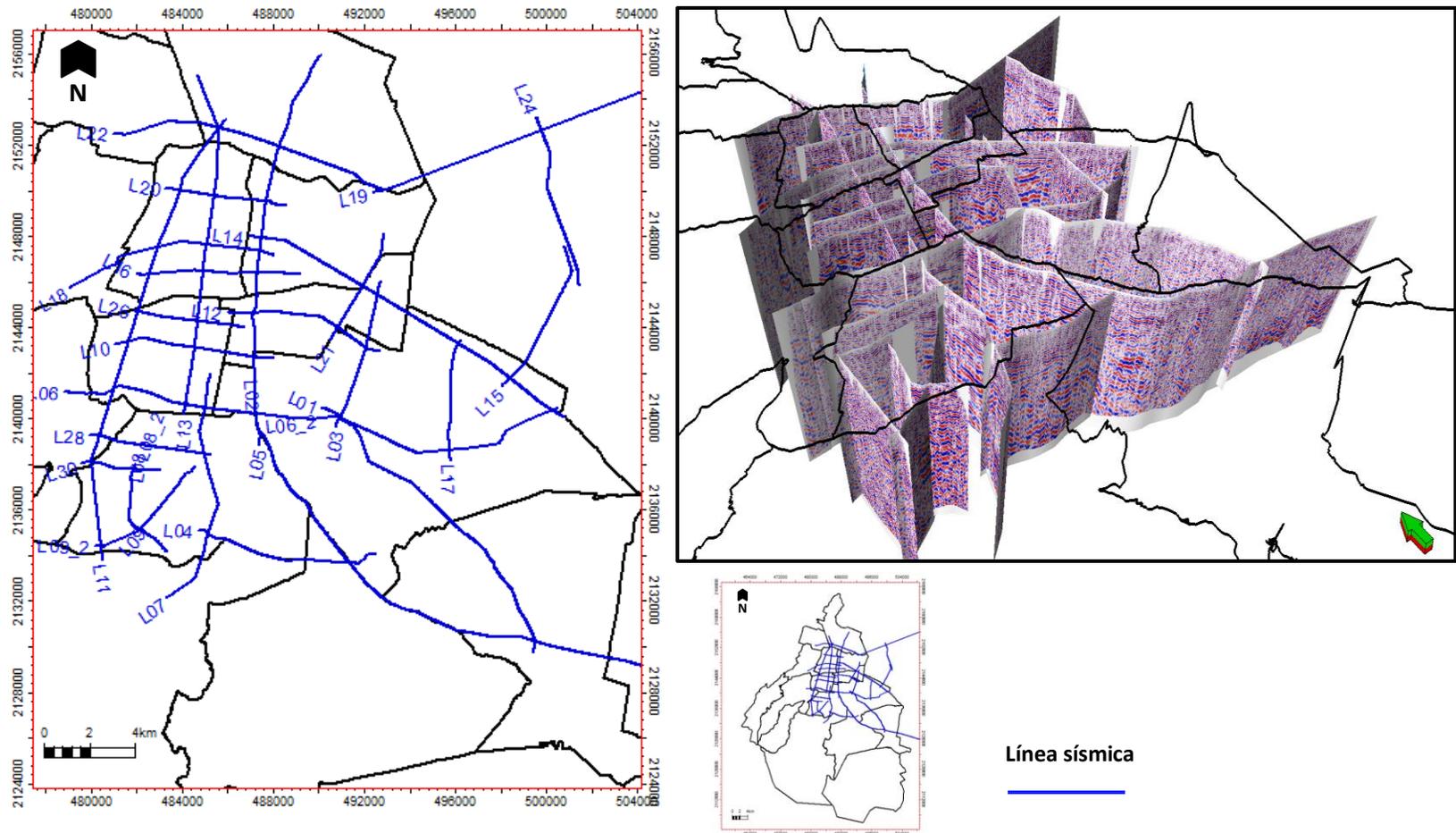


Figura 3.4 Vista en planta y 3D de la ubicación de las 28 líneas sísmicas en la Ciudad de México levantadas por Pérez-Cruz (1988).

3.4. PROCESADO DE REGISTROS GEOFÍSICOS DE POZOS

Se analizaron los registros geofísicos de los pozos profundos Copilco-1, Tulyehualco-1, Mixhuca-1 y Roma-1, con profundidades totales de 2285 m, 3000 m, 2452 m y 3200 m respectivamente, perforados por PEMEX (1986-1987). Los registros geofísicos y geológicos de estas perforaciones se reportan en Pérez-Cruz (1988) y su ubicación se ilustra en la figura 3.5. En este estudio, se retomaron algunas reinterpretaciones posteriores de las columnas geológicas y registros geofísicos, reportados en Unda-López et al. (2013) y Unda-López (tesis en proceso), Pérez-Cruz (2013), Domínguez-Trejo et al. (2013), Reyes-Pimentel et al. (2013a), Reyes-Pimentel et al. (2013b) y Hernández-Espriú et al. (2013). De nueva cuenta, se utilizó el software Petrel (Schlumberger, 2013, licencia académica FI-UNAM), para tal fin. Asimismo se tomaron como referencia los reportes del pozo San Lorenzo Tezonco, perforado en 2012 por el SACM.

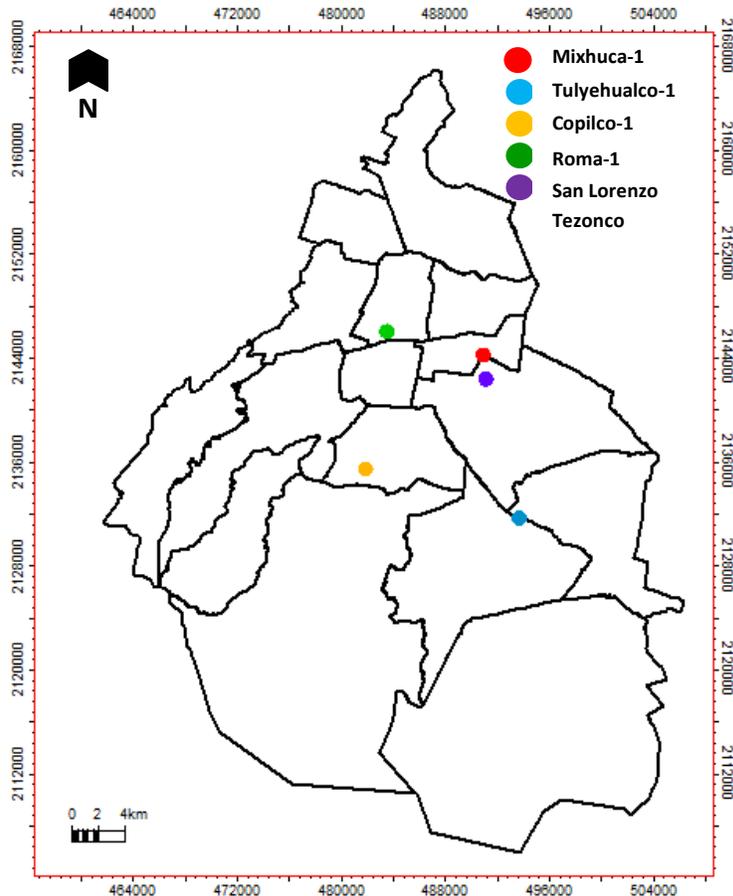


Figura 3.5 Ubicación de los 4 pozos profundos cuyos registros geofísicos fueron analizados, también se muestra la ubicación del pozo San Lorenzo Tezonco, cuya información publicada se utilizó como referencia.

Los pozos Tulychualco-1 y Roma-1 no aportaron información somera del subsuelo. El pozo Copilco-1 contaba con información sobre los primeros 500 m, pero al ubicarse al sur de la Ciudad, no cortó arcillas. De tal manera, solamente el pozo Mixhuca-1 resultó conveniente para fines de análisis del acuitardo.

Se analizaron los registros de potencial espontáneo (SP), rayos gamma (GR), caliper (CALI) resistividad laterolog somera (RLLS) y profunda (RLLD), resistividad esférica enfocada (RSFL), resistividad por inducción dual enfocada (RILD), conductividad por inducción dual enfocada (CILD), densidad volumétrica (RHOB), densidad volumétrica corregida (DRHO), sónico (DT), porosidad por densidad (DPHI), porosidad sónico (SPHI), porosidad neutrón (NPHI) y neutrón (NEUT). La plataforma utilizada para el análisis de los registros geofísicos fue el software Interactive Petrophysics 4.0 (IP) (Schlumberger, 2013, licencia académica FI-UNAM).

Antes de cargar los datos en IP se realizó una selección de curvas mediante el análisis de los archivos *.las de los pozos, ya que algunas de ellas se encontraban repetidas debido a que habían sido tomadas con dos o más herramientas diferentes y se seleccionaron aquellas que de acuerdo a la herramienta con que fueron tomadas, ofrecieran una mayor confiabilidad en sus lecturas.

Una vez cargados los datos al software se llevó a cabo una revisión detallada de cada curva para fines de control de calidad, haciendo una normalización de las curvas y desplazando a profundidad aquellas que se encontraran desfasadas debido a errores aleatorios a la hora de la medición. Después se procedió a realizar correcciones ambientales a las curvas, por diámetro de pozo, espesor de capa, efectos de invasión y densidad de lodo de perforación, espesor de enjarre, salinidad, temperatura y presión, con el objetivo de minimizar aquellos errores que pudieran haberse cometido a la hora de tomar los datos y que pudieran disminuir la calidad de la interpretación.

A fin de obtener una interpretación completa y de buena calidad, se generaron siete curvas sintéticas:

- Curva del gradiente de temperatura, tomando como valores extremos la temperatura superficial y la temperatura a la mayor profundidad registrada.
- Curva del valor de la resistividad del agua de formación (R_w) a partir del potencial espontáneo (SP), necesaria para poder llevar a cabo las correcciones ambientales.

- Curva de salinidad, a partir de la resistividad del agua de formación (R_w).
- Curva de porosidad-densidad (DPHI), equiparable a la densidad real de la formación, a partir de los valores registrados por la curva de densidad aparente (RHOB), usando como base una matriz de sílice, por considerarse el mineral más abundante (de manera general) en la zona de estudio. La ecuación utilizada para el cálculo de dicha curva fue (Ricco-Macedo, 2012):

$$DPHI = (RHOB - \rho_m) / (1 - \rho_m) \quad (1)$$

donde:

RHOB=valor de la curva de densidad

ρ_m =densidad de la matriz=2.64 (densidad promedio del sílice), reportada en Caineng (2013)

- Curva de porosidad-neutrón (NPHI) para la parte somera (ya que el registro la incluía solo para profundidades mayores a 1450 m), para la estimación de la porosidad real de la formación, para lo cual se realizó una normalización de los valores de radiactividad a porosidad, tomando como referencia las curvas neutrón (NEUT) y porosidad neutrón (NPHI) que ya existía para la parte profunda del registro (fuera del intervalo analizado), encontrándose la equivalencia de 1 unidad de porosidad ($1U_{phi}$)=33.333 [API].
- Curva sónico (DT) para la parte somera, ya que solo se encontraba a partir de 1000 m de profundidad; esto se realizó mediante un ajuste de las ecuaciones (2 y 3) reportadas en Gardner et al (1974) para obtener la velocidad de tránsito en la formación a partir de la densidad:

$$V = (186.2433) (\rho^{3.5075}) \quad (2)$$

donde:

V=velocidad de tránsito en la formación

ρ =densidad de la formación (RHOB)

Por lo tanto:

$$DT\left[\frac{\mu\text{s}}{\text{ft}}\right]=304800/V \quad (3)$$

sustituyendo (2) en (3):

$$DT=304800/((186.2433)(\text{RHOB}^{3.5075})) \quad (4)$$

- o Curva de contenido de sílice, con base en la respuesta de rayos gamma de acuerdo a la relación lineal obtenida (5) por Stefansson et al (2000):

$$\text{GR} = (2.63 + -0.10)\text{SiO}_2 - (102 + -6) \quad (5)$$

donde:

GR=Valor de rayos gamma

SiO₂=Contenido de sílice

Despejando SiO₂:

$$\text{SiO}_2 = (1/2.63)\text{GR} + (102/2.63) \quad (6)$$

Posteriormente se realizó un empalme de las curvas, ya que los registros fueron tomados en cinco etapas diferentes de perforación, con la finalidad de tener para cada propiedad petrofísica una sola curva continua, evitando así saltos en las lecturas que provocan errores en la interpretación cuantitativa.

Para la interpretación litológica de los registros geofísicos, se encontró la limitante de que IP está diseñado para interpretación de rocas sedimentarias, así que por la naturaleza de la zona de estudio que mayormente tiene un aporte ígneo, fue necesario hacer una combinación de métodos, que consistieron en el análisis de los histogramas de cada curva, así como de la construcción de gráficos de correlación (*crossplots*) para identificar las zonas en que se ubicaba cada litología según su respuesta de densidad, contenido de sílice y porosidad.

3.5 ESPECTROSCOPIA DE REFLECTANCIA

La espectroscopía de reflectancia se llevó a cabo con objeto de determinar de manera precisa y eficiente la mineralogía dominante de las muestras de los sondeos geotécnicos analizados, con el objeto de tener más elementos de correlación con la respuesta petrofísica.

La espectroscopía infrarroja es la técnica que tiene como finalidad la detección y medida de la energía electromagnética que es reflejada por los distintos materiales, de tal forma que es posible identificar y categorizar estos objetos por clase o tipo, sustancia y distribución espacial. Esta técnica en el rango infrarrojo de onda corta (SWIR) utiliza la energía en el intervalo de longitud de onda desde el visible (0.4-0.7 μm), infrarrojo cercano (0.7-1.0 μm) (NIR) e infrarrojo de onda corta (1.0-2.5 μm) para analizar minerales (Batten, 1998), debido a que las características de absorción en la región SWIR son una función de la composición del mineral y que estas a su vez producen posiciones de onda bien definidas, haciendo posible identificar la firma espectral distintiva de cada mineral.

Para llevar a cabo los estudios de espectroscopía de reflectancia se analizó un total de 61 muestras provenientes de 3 sondeos geotécnicos cuya ubicación se muestra en la figura 3.1, usando un espectrómetro ASD-LabSpect Pro con una resolución de 0.35-2.5 μm , ubicado en el departamento de recursos naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM. Para comprobar la reproducibilidad de los datos y por lo tanto su confiabilidad, la lectura de cada muestra se llevó a cabo tres veces.

Durante la adquisición e interpretación de las curvas espectrométricas, se usaron las herramientas computacionales Indico PRO (ASD Inc., 2013, licencia académica, Instituto de Geofísica-UNAM) y MS Excel. Particularmente para la interpretación de los espectros, se tomó como modelo la base de datos del USGS Digital Spectral Library en línea, con ayuda del software ENVI (EXELIS, 2013, licencia académica, Instituto de Geofísica-UNAM).



CAPÍTULO 4

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Geología somera del subsuelo

4.2. Geometría del acuitardo e hidrofacies asociadas

Geometría

Hidrofacies del acuitardo

4.3. Respuesta petrofísica del acuitardo

CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 GEOLOGÍA SOMERA DEL SUBSUELO

La figura 4.1 ilustra las secciones geológicas N-S y E-W realizadas, así como el modelo digital de elevaciones de la Cuenca de México y sobrepuesta la base del acuitardo configurada con la información de los registros litológicos de pozos de extracción de agua y sondeos geotécnicos, así como la profundidad del nivel estático (PNE). En tonos verdes se muestran los espesores menores, mientras que el color marrón señala las zonas donde el acuitardo posee un mayor espesor.

Los mayores espesores se presentan al NE de la Ciudad de México, donde antiguamente se ubicaban el lago de Texcoco. La base alcanza 118 m de profundidad y la PNE tiene valores máximos de 70 m, dando como resultado un comportamiento del acuífero de tipo confinado; dichos espesores disminuyen hacia la periferia de la cuenca, hasta presentarse un cambio abrupto al SW, debido a su acuíñamiento con las sierras de las Cruces y Ajusco-Chichinautzin, de edad cuaternaria. También se observa un espesor nulo en la elevación topográfica del Cerro de la estrella, en la zona de Iztapalapa, donde el depósito de materiales clásticos se dio únicamente en las faldas, probablemente por la erosión del mismo, así como en el Cerro del Peñón de los baños, que en tiempos pre-coloniales fue un islote ubicado en el antiguo lago de Texcoco. Los mayores valores de la PNE se ubican en la periferia de la Ciudad, especialmente en su límite occidental y rebasan los 150 m, coincidiendo con aquellas zonas donde el espesor del acuitardo es menor o nulo y la elevación de la superficie es mayor, causando por la presencia de las sierras que rodean a la Ciudad de México, como reflejo de la topografía, dejando toda esta zona con mayor vulnerabilidad a la contaminación por filtrado de sustancias desde la superficie.

Los depósitos lacustres que forman la base del acuitardo, fueron cortados por los pozos Mixhuca-1, Tulyehualco-1 y Roma-1 (PEMEX, 1986-1987), donde su base se encontró a profundidades de 167 m, 300 m y 74 m respectivamente, mientras que el pozo San Lorenzo Tezonco lo hizo a 70 m de profundidad (Morales-Casique et al., 2014).

El acuitardo no solo presenta significativas variaciones en su espesor a nivel semiregional, también se observa de manera muy puntual una alta heterogeneidad vertical en sus propiedades geotécnicas, como es posible apreciar en la tabla 4.1. Los resultados obtenidos en los análisis de mecánica de suelos indican una secuencia de comportamiento granulométrico variable, que cambia de tipo creciente a granodecreciente, y predominantemente presenta el tamaño de arenas finas intercaladas con arcillas en menor medida, con contenidos de agua del 30 al 55% y densidad de sólidos de 2.55 a 2.7 [g/cm³]. La gradación en el tamaño de las partículas del acuitardo es un buen indicador del ambiente lacustre en el cual fueron depositadas. De la misma manera, es importante mencionar que la porosidad presenta una tendencia general a aumentar con la profundidad, siendo de 3.2% a 5 m y llegando hasta 12.26% a los 11 m de profundidad. Sin embargo estos valores deben tomarse con precaución porque las muestras no se colectaron de manera inalterada.

Contrario a lo que se esperaba, el porcentaje de finos en las muestras fue bajo, variando del 5 al 19%, que resulta mucho menor al reportado anteriormente para el acuitardo de la Ciudad de México, donde los porcentajes de partículas finas han sido considerados en promedio del 50% (Juárez-Badillo y Rodríguez, 2005).

La figura 4.2 muestra la interpretación de los espectros de absorción de las muestras analizadas con espectroscopía de reflectancia, en el eje de las abscisas representa la longitud de onda en que se sitúa el punto medido, mientras que el eje la ordenada cuantifica la medida de la reflectancia en dicho punto. La interpretación de las curvas espectroscópicas indica que para las 61 muestras el mineral predominante en el acuitardo es la nontronita, que es un mineral de la clase de los filosilicatos (arcillas) perteneciente al grupo de la esmectita, cuya estructura se encuentra compuesta principalmente por aluminio (Al), sodio (Na) y fierro (Fe), y puede contener titanio (Ti), magnesio (Mg) y calcio (Ca) como impurezas. Aparece como producto de la alteración a la intemperie de rocas ígneas máficas y ultramáficas, así como también en suelos ricos en ceniza volcánica pobremente drenados, así como por acción hidrotermal. No presenta respuesta radiactiva y posee gran capacidad de adsorber agua en sus paredes externas (Isphording, 1975; Besson et al., 1983). El ambiente de ocurrencia de nontronita es consistente con la presencia de rocas ígneas y ceniza volcánica en la antigüedad en la Cuenca de México.

Profundidad [m]	Descripción	W [%]	Límite líquido (LL) [%]	Límite plástico (LP) [%]	Índice de plasticidad (IP) [%]	Clasificación SUCS	% Finos	Densidad de sólidos [g/cm ³]	Porosidad (PHI) [%]
0-1	Limo arcilloso	35.9	60.01	34.7	25.31	MH	ND	2.55	ND
1-2	Limo arcilloso	29.4	50.63	34.96	15.67	MH	ND	ND	ND
2-3	Arena fina con limo	32	47.36	32.36	15	MH	ND	2.55	ND
3-4	Arcilla plástica	31.8	59.14	35.58	23.56	MH	ND	ND	3.2
4-5	Arena fina a media	34.2	ND	ND	ND	MH	ND	2.607	ND
5-6	Arena fina a media	59.6	ND	ND	ND	CL	ND	ND	ND
6-7	Arena fina a media	108	53.23	20.37	32.86	CH	ND	2.41	ND
7-8	Sin muestra	15.5	ND	ND	ND	MH	ND	ND	ND
8-9	Arena fina	62.2	ND	ND	ND	MH	ND	ND	ND
9-10	Arcilla limosa	13.1	ND	ND	ND	MH	ND	ND	ND
10-11	Arcilla con arena fina	40.6	ND	ND	ND	MH	ND	2.649	12.26
11-12	Arcilla con arena fina	51	ND	ND	ND	SC	ND	ND	ND
12-13	Arcilla con arena fina	45.3	166.9	93.2	73	ML	ND	ND	ND
13-14	Arcilla con arena fina	55.4	77.1	45.08	32.03	MH	ND	ND	ND
14-15	Arcilla con arena fina	29.1	86.89	44.89	42	MH	ND	ND	ND
15-16	Arena arcillosa	22.9	ND	ND	ND	SM	5.18	ND	ND
16-17	Arcilla con arena fina	17.4	ND	ND	ND	SM	8.93	ND	ND
17-18	Arcilla con arena fina	101.1	ND	ND	ND	SM	19.12	2.709	ND
18-19	Arcilla con arena fina	55	ND	ND	ND	ML	ND	2.276	ND
19-20	Arcilla con arena fina	48	ND	ND	ND	ML	ND	ND	ND
20-21	Arcilla con arena fina	52	86.89	44.89	42	MH	ND	ND	ND
21-22	Arcilla con arena fina	38	ND	ND	ND	MH	ND	ND	ND
22-23	Arcilla con arena fina	40	ND	ND	ND	MH	ND	ND	ND

Tabla 4.1 Propiedades geotécnicas obtenidas en laboratorio. (W=peso, SUCS=Sistema unificado de clasificación de suelos, CH=arcilla de alta compresibilidad, MH=limo de alta compresibilidad, CL=arcilla de baja compresibilidad, ML=limo de baja compresibilidad, SC=arena arcillosa, SM=arena limosa, ND=no determinado).

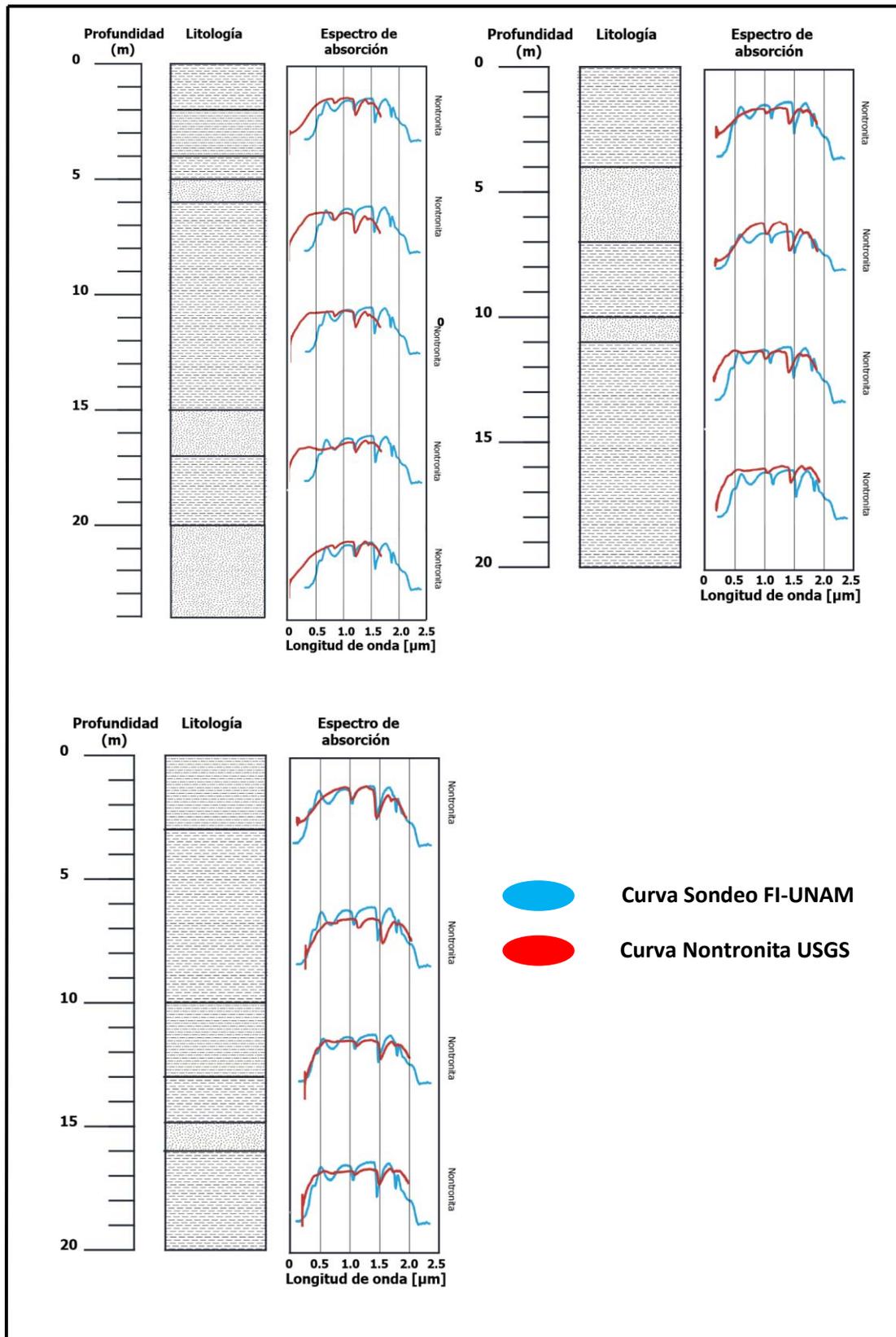


Figura 4.2 Curvas espectroscópicas obtenidas para los sondeos, comparadas con curva tipo de nontronita del USGS.

Se realizó un análisis estadístico en Petrel con la información del espesor del acuitardo, integrando un total de 445 registros litológicos ubicados por toda la Ciudad de México, de los cuales 249 no registraron presencia de arcillas en la parte somera, 35 de ellos cortaron espesores de 1 a 10 m, 34 de 11 a 20 m, 25 de 21 a 30 m, 32 de 31 a 40 m, 14 de 41 a 50 m, 18 de 51 a 60 m, 16 de 61 a 70 m, 10 de 71 a 80 y los 12 restantes registraron espesores de arcillas mayores a 80 m.

Las figura 4.3 y 4.4 muestran el histograma y el box-plot de espesores del acuitardo respectivamente, para toda la Ciudad de México. Como se aprecia, la moda (12.5% del área de la Ciudad) se sitúa en el rango de 0 a 5 m, dato que corresponde a aquellas zonas transicionales entre la sierras que rodean a la ciudad y los antiguos lagos, con una media de 32 m de espesor. El valor mínimo registrado (diferente de cero) fue de 14.74 m, mientras que el máximo corresponde a 110.87 m de espesor. La desviación estándar para los datos es de 24.9 m, que resulta muy alta por efectos de la gran cantidad de pozos que cortaron espesores nulos (valores atípicos), por esta razón se procedió a zonificar el área de estudio por delegaciones y así realizar un análisis más preciso, para tener resultados con un menor grado de incertidumbre.

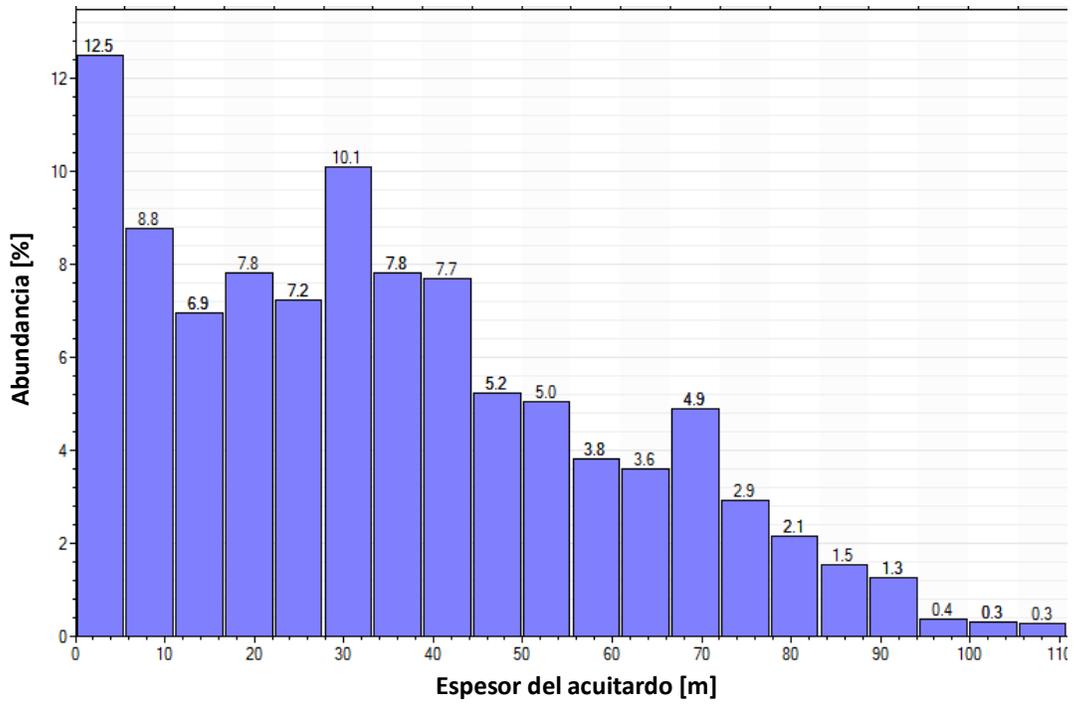


Figura 4.3 Histograma de espesores del acuitardo de la Ciudad de México.

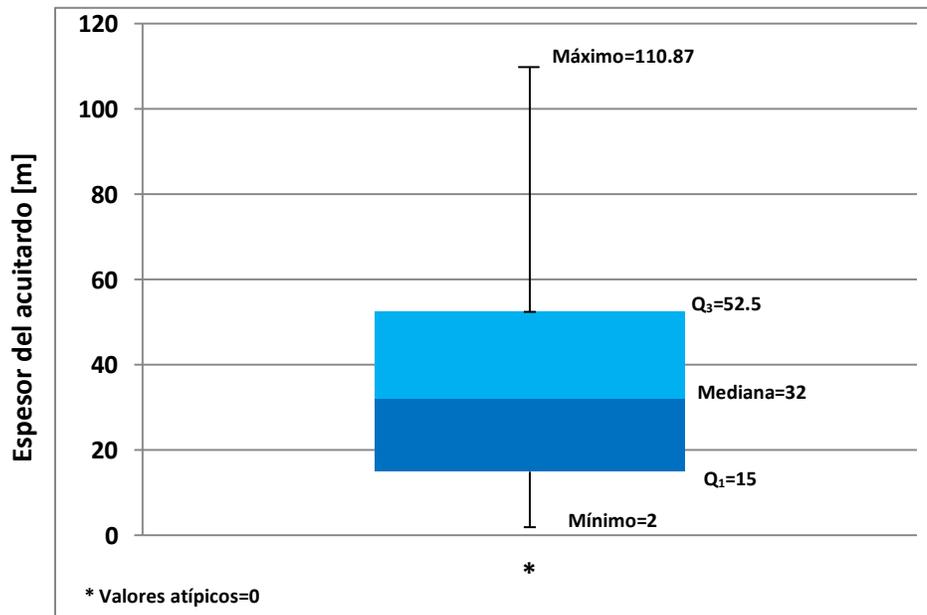


Figura 4.4 Box-plot de espesores del acuitardo de la Ciudad de México.

Con la finalidad de obtener información más detallada se procedió a realizar el análisis por delegaciones, para tener resultados más detallados, los histogramas se muestran en la figura 4.5.

Los mayores espesores del acuitardo se presentan para la delegación Iztacalco, donde el valor de la media es de 70 m y el 4.2% del área total del acuitardo varía de 100 a 110 m de espesor, que es el valor máximo encontrado en la Ciudad de México, con una moda de 75-80 m, este es correlacionable con la ubicación de esta delegación, ya que se encuentra en su totalidad en la zona centro-oriente del Distrito Federal, justo en lo que antiguamente fue el depocentro del lago de Texcoco. La delegación Venustiano Carranza también presenta importantes espesores del acuitardo, cuya media y moda son de 70 m, seguida por la delegación Benito Juárez donde el valor de la media es de 35-40 m, la moda de 40 m y el 28.5% del acuitardo posee un espesor entre 40 y 55 m, además de tener la mayor uniformidad en cuanto a geometría, mostrada por poseer una menor dispersión de los datos.

El comportamiento general del espesor indica una disminución gradual a medida que nos alejamos del centro del antiguo lago de Texcoco, que puede observarse en las delegaciones que rodean este palcolago, Gustavo A. Madero, Cuauhtémoc, Azcapotzalco, Coyoacán, Miguel Hidalgo, e Iztapalapa, con medias de 45, 40, 35, 35, 30, 25 y 20 m, y modas de 50, 40, 25, 30, 30 y 25 m, respectivamente.

Los espesores menores se ubican en las delegaciones Xochimilco y Tlalpan, donde la moda es de 10 m, con 21.9% y 17.3% y el valor de la media es de 35 y 20 m, respectivamente.

El análisis no se realizó para las delegaciones Álvaro Obregón, Cuajimalpa de Morelos, La Magdalena Contreras, Milpa Alta y Tláhuac debido a la poca información existente para esas zonas.

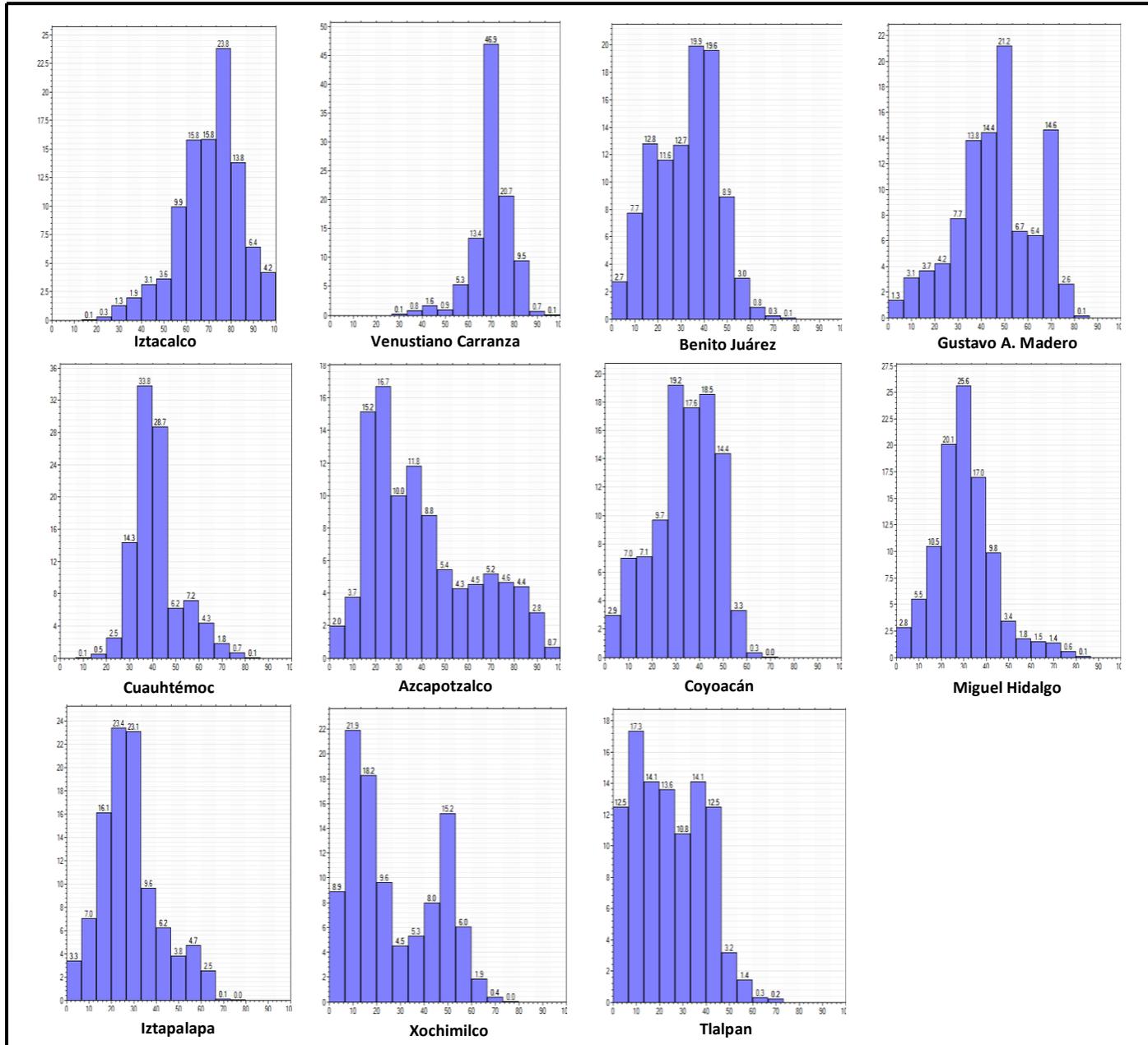


Figura 4.5 Histogramas por delegación del espesor del acuitardo (eje x) con el porcentaje en que se presenta (eje y).

4.2 GEOMETRÍA DEL ACUITARDO E HIDROFACIES ASOCIADAS

A) Geometría

Durante el análisis de la información sísmica de los primeros 500 m se diferenciaron tres horizontes base con respuesta sísmica variable, cuyas edades determinadas fueron del Pleistoceno al reciente (1.7 m.a., 0.24 m.a. y los depósitos lacustres y aluviales recientes que conforman la base del acuitardo (Pérez-Cruz, 2013)), en dichos horizontes fueron marcados sus respectivos sistemas de fallas, así como sub horizontes que fueron localizados entre las discordancias principales. La interpretación para esta zona presentó como principal inconveniente los efectos del ruido, que se refleja con reflectores lateralmente discontinuos y una mayor dificultad de correlación.

En el primer horizonte, que se interpretó como la base del acuitardo (con contribución de los registros litológicos), las arcillas presentan delgadas intercalaciones de limos y arenas, con espesores muy por debajo de la resolución sísmica, por lo que no se observan reflectores importantes. Las bajas amplitudes pueden encontrarse asociadas a los bajos contrastes de impedancia acústica entre los materiales que conforman el acuitardo. Los depósitos aluviales y lacustres que conforman este horizonte tienen espesores variables entre 0 y 110 m, con una altitud promedio de 2200 m.

El segundo intervalo, de edad Pleistoceno Tardío, con cima y base de edad 0.24 y 1.7 M.a. respectivamente, contiene al acuífero de abastecimiento de la Ciudad de México, se conforma de materiales volcánicos y depósitos piroclásticos pertenecientes a las formaciones Las Cruces, Chichinautzin y El Pino, estos derrames lávicos fueron depositados como producto de la actividad volcánica episódica durante el periodo Cuaternario, dando lugar a geometrías características lateralmente discontinuas (coladas) y con apilamientos variables. Dicha unidad se encuentra cubierta por los depósitos aluviales y volcánicos cuaternarios. Una ventaja que ofrece la sísmica sobre los cortes litológicos, es que en estos últimos la correlación no es sencilla, debido a la marcada discontinuidad lateral que presentan las unidades ígneas, que en algunos casos suelen ser muy puntuales en cuando a su distribución espacial. En las secciones sísmicas, esta unidad se identifica por tener reflectores con comportamiento caótico y lateralmente discontinuo, así como frecuencias altas que en parte se encuentran asociadas al modelo de velocidad.

El tercer intervalo detectado, con cima de edad 1.7 M.a. (Pleistoceno temprano-Plioceno tardío), se infiere como una interdigitación de depósitos clásticos, como arenas y conglomerados, y materiales volcanoclásticos (tobas), así como rocas ígneas extrusivas, que subyacen discordantemente a las rocas volcánicas del Pleistoceno tardío. Los procesos de depósito de estos sedimentos permiten una extensión lateral amplia que se manifiesta en la sísmica con reflectores de buena continuidad lateral, semiparalelos y con frecuencias relativamente bajas que en parte podrían estar asociadas al modelo de velocidades, y son fácilmente correlacionables.

En las figuras 4.6 y 4.7 (secciones N-S y E-W, respectivamente) es posible apreciar que el acuitardo presenta un espesor variable en toda la porción de la Ciudad de México que cubren las líneas sísmicas, que en promedio tiene un valor de 100 m y se va adelgazando paulatinamente hacia el norte de la Ciudad, donde las arcillas se acuñan con las unidades volcánicas de la Sierra de Guadalupe. Las unidades de edad Pleistoceno tardío y Pleistoceno temprano (acuífero en actual explotación) presentan el mismo fenómeno, sus mayores espesores se ubican en el extremo izquierdo de las secciones, situado al centro de la Ciudad de México, donde alcanzan los 300 y 550 m respectivamente, y comienzan a adelgazarse hacia el Norte, donde sus espesores promedio son de 100 y 225 m respectivamente. Se infiere que el antes mencionado cambio de espesores puede deberse al depósito de materiales aluviales presentes en ambas unidades, y que fue más abundante al centro de la cuenca, disminuyendo hacia la periferia, hasta que finalmente terminaron por acuñarse en la Sierra de Guadalupe, esto debido al paleorelieve de la cuenca, ya que en la porción sur esta unidad se encuentra rellenando amplios valles socavados en depósitos piroclásticos y clásticos de edad pliocénica, así como depresiones de naturaleza tectónica como el graben de Chalco (Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989), lo cual contribuye a tener estratos más potentes en esta zona.

En la figura 4.8 se muestran las secciones sísmicas 02, 04 y 06, con ubicación estratégicamente seleccionada para mostrar los efectos de la falla Mixhuca sobre las unidades pleistocénicas, situada al centro de la Ciudad de México, lo cual resulta interesante al observar el cambio de espesor en una misma unidad, que dependen en gran medida de la localización en el alto o el bajo de la falla. Se aprecia como las porciones ubicadas en el bajo de la falla conservan su espesor original, mientras que aquellas situadas en la parte alta presentan una considerable disminución de su espesor que es variable de los 100 a los 250 m en ambas unidades. Este cambio de espesor también resulta apreciable al analizar que en los pozos Roma-1 y Copilco-1, situados en el alto de la falla, las unidades se presentan más delgadas que en los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1, ubicados

en el bajo de la falla. Otro punto que destacar acerca de la falla Mixhuca y sus sistemas de fallas secundarios, es que al encontrarse afectando a las rocas del acuífero, podrían fungir como rutas de migración para el agua contenida, por supuesto este hecho se encuentra sujeto también al grado y tipo de cementación que presenten dichas fallas.

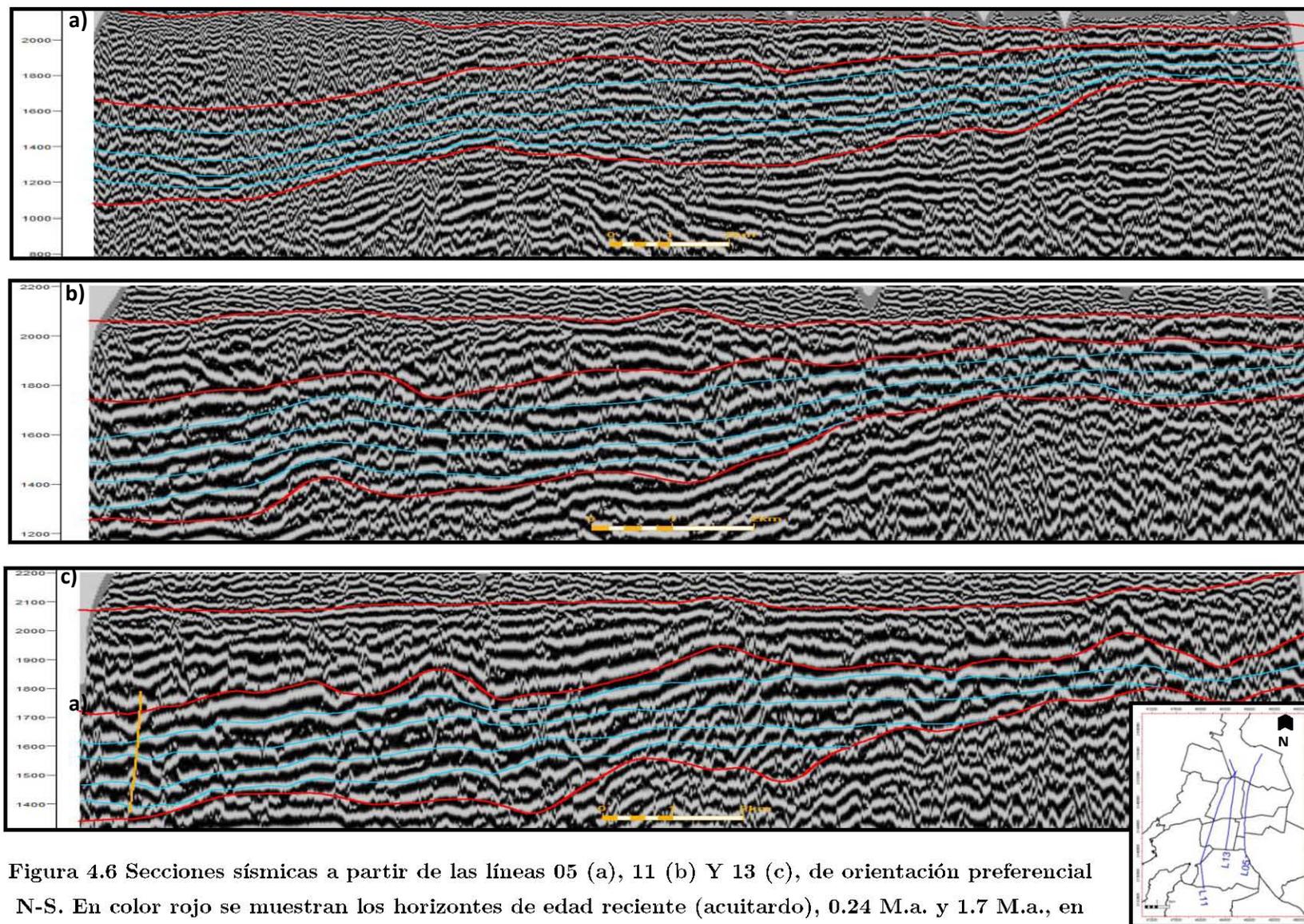


Figura 4.6 Secciones sísmicas a partir de las líneas 05 (a), 11 (b) Y 13 (c), de orientación preferencial N-S. En color rojo se muestran los horizontes de edad reciente (acuitardo), 0.24 M.a. y 1.7 M.a., en color azul los sub horizontes marcados entre las discordancias principales y en color amarillo las fallas.

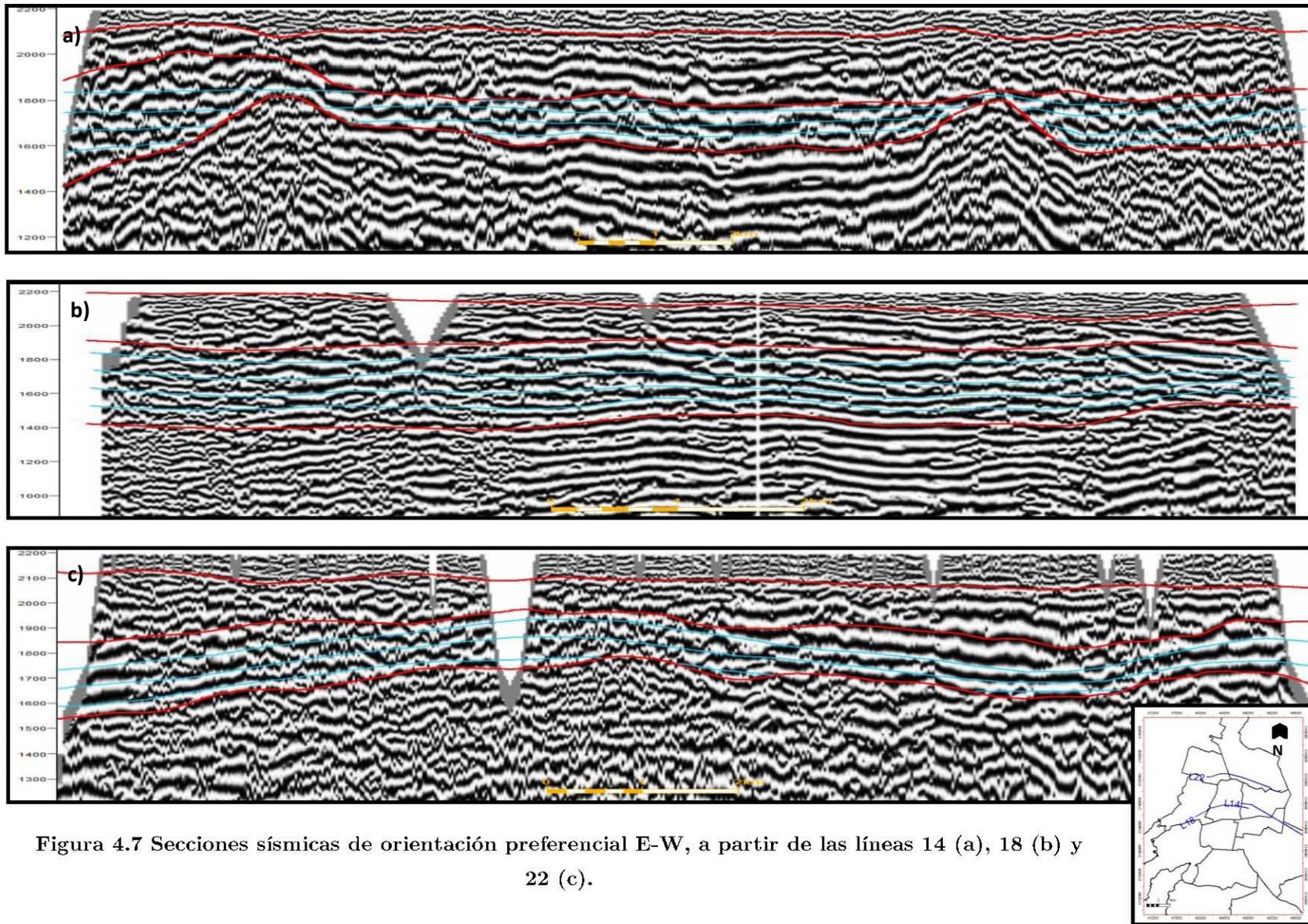


Figura 4.7 Secciones sísmicas de orientación preferencial E-W, a partir de las líneas 14 (a), 18 (b) y 22 (c).

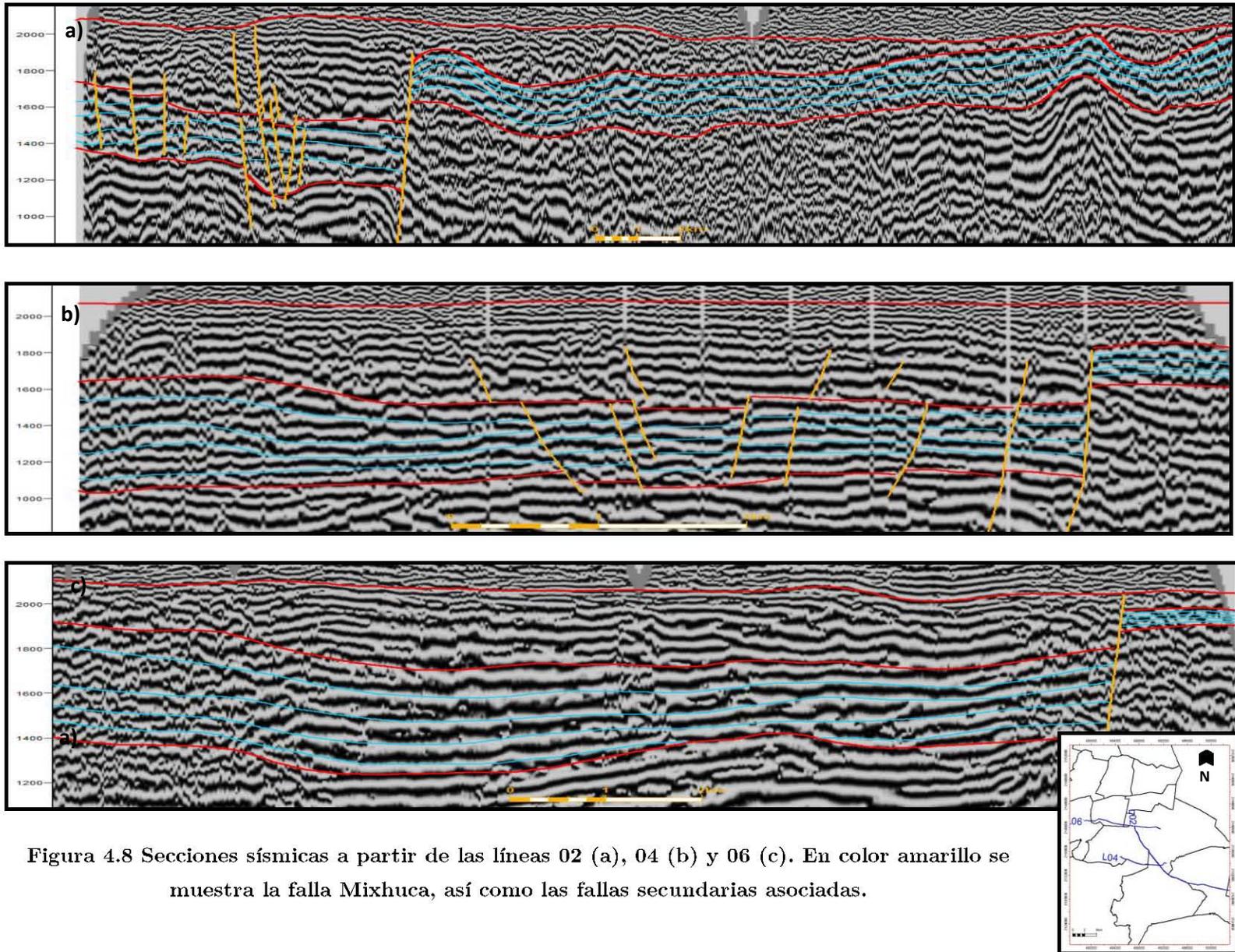


Figura 4.8 Secciones sísmicas a partir de las líneas 02 (a), 04 (b) y 06 (c). En color amarillo se muestra la falla Mixhuca, así como las fallas secundarias asociadas.

La configuración de la base del acuitardo obtenida con información de registros litológicos y la obtenida con la información sísmica (figura 4.9 a) resultan muy similares, a excepción de que la información sísmica cubre extensiones mayores incluso fuera de los límites políticos del D.F.

Para la unidad de edad pleistocénica tardía, como era de esperarse, podemos encontrar sus manifestaciones más superficiales en las zonas de la Sierra de las Cruces y Sierra de Santa Catarina, al Norte y Oriente de la Ciudad, seguido en profundidad por el Cerro de la estrella y Cerro del Peñón de los baños. Sus zonas de mayor espesor se aprecian al SE de la Ciudad, rebasando los 500 m, espesores similares también se pueden ubicar en el centro de algunas depresiones y se adelgazan hacia las márgenes de la llanura (figura 4.9 b). Esta unidad fue cortada por el pozo Copilco-1 (PEMEX, 1986-1987) a una profundidad de 250 m a 510 m, y su recubrimiento aluvial se encontró en los pozos Roma-1, Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 (PEMEX, 1986-1987) a profundidades de 74 a 300 m, 167 a 520 m y 300 a 550 m respectivamente (figura 4.10).

La cima de la unidad de edad Pleistoceno temprano-Plioceno tardío, fue cortada por los pozos Roma-1 y Copilco-1 a profundidades comprendidas desde 315 a 648 m y de 550 a 1150 m respectivamente.

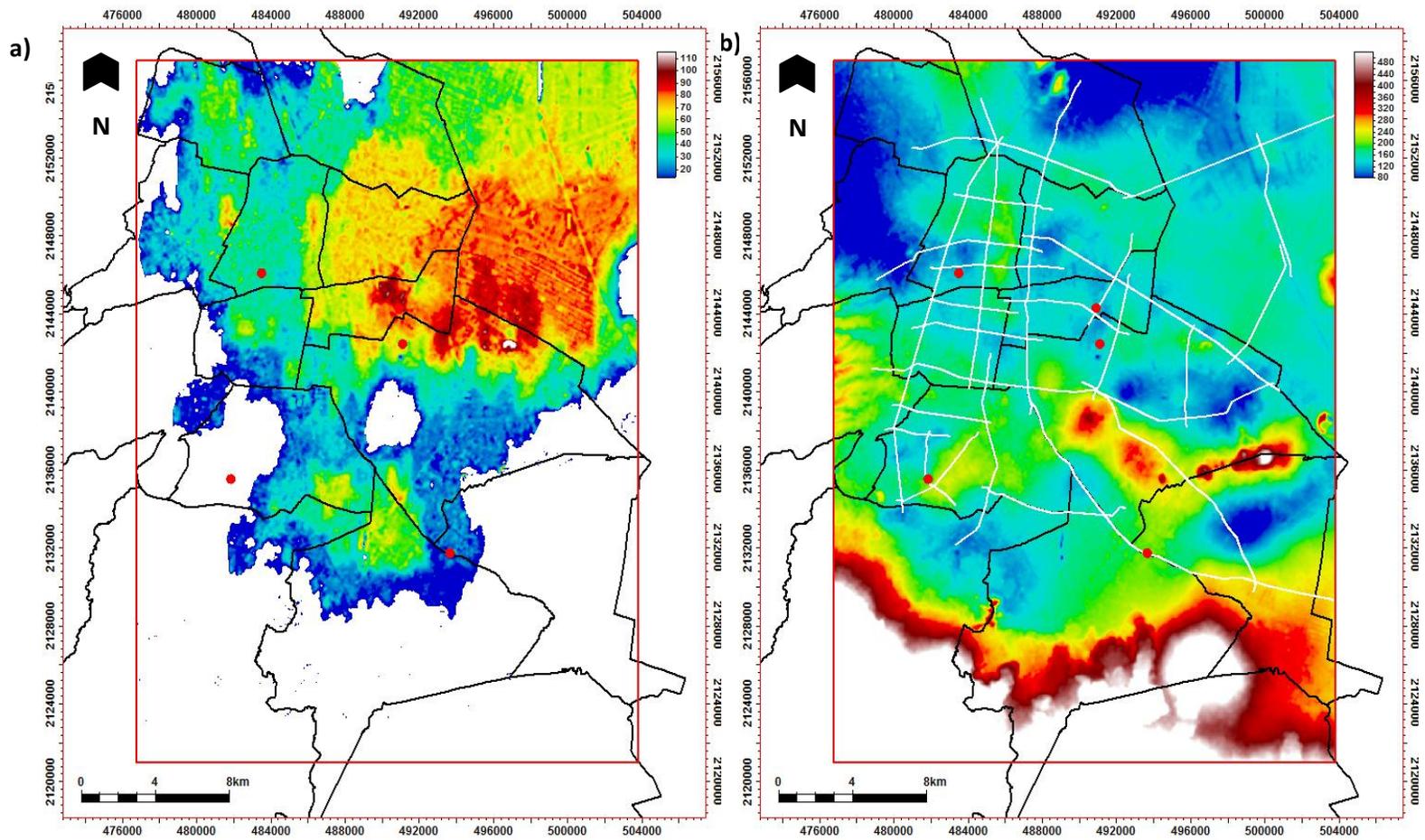


Figura 4.9 Configuración de la base de las unidades definidas con la información sísmica. (a) Base del acuitardo. (b) Base de la unidad de edad Pleistoceno tardío (0.24 M.a.), que contiene al acuífero de extracción de la Ciudad de México.

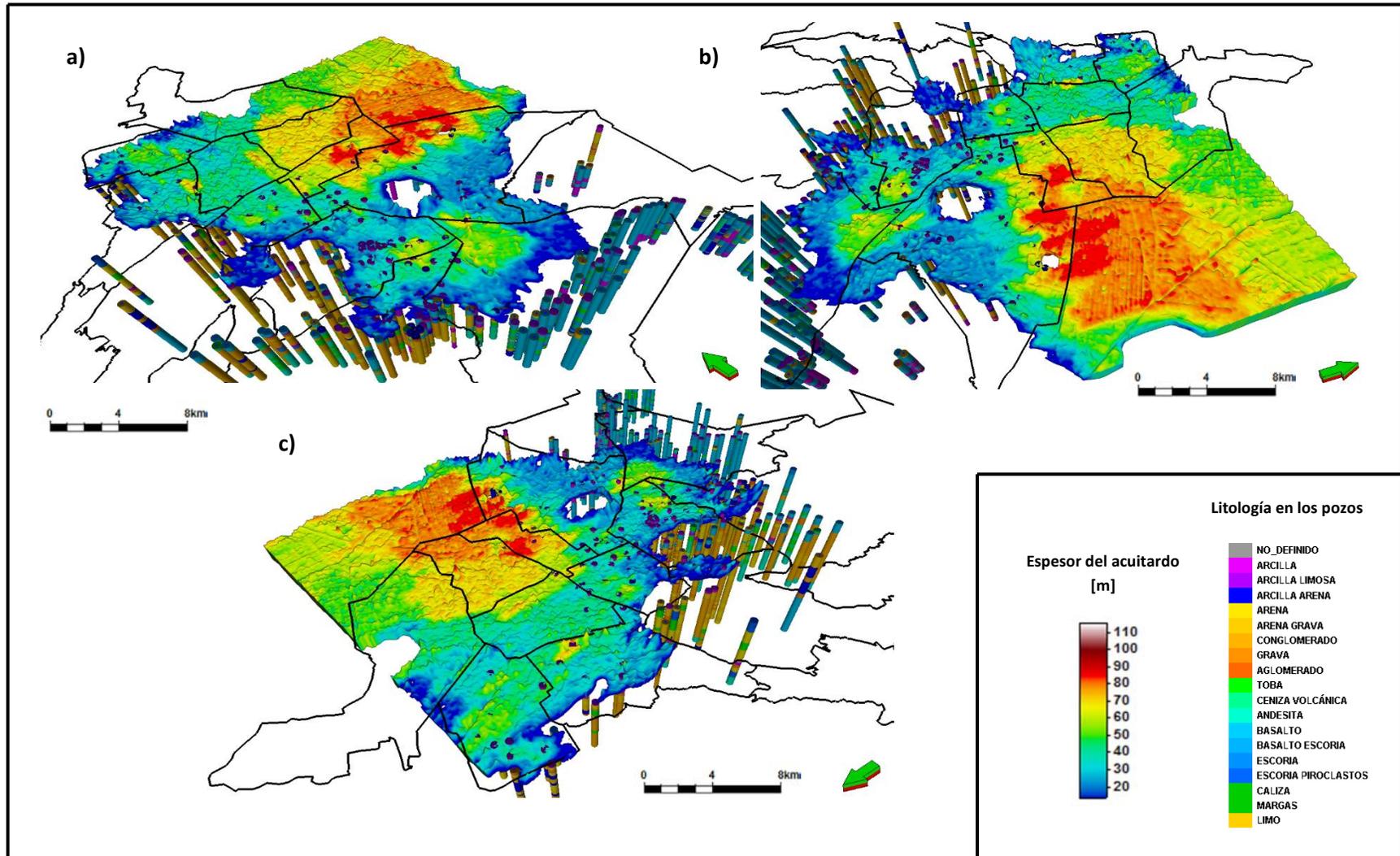


Figura 4.10 Vistas 3D sur (a), este (b) y oeste (c) del acuitardo de la Ciudad de México. Modelo de elevaciones de la porción del D.F. cubierta por el acuitardo, se muestra con una escala de colores el espesor de esta capa. Pozos utilizados para la construcción del modelo usando nomenclatura de colores para las diferentes litologías reportadas.

B) Hidrofacies del acuitardo

Con la integración de la información sísmica y geológica, se propuso una clasificación de las hidrofacies del acuitardo, los registros litológicos reportaron un total de 18 litologías distintas, que fueron agrupadas en 5 hidrofacies de acuerdo a su comportamiento hidráulico:

1. Arcilla	}	Muy finos clásticos
2. Arcilla limosa		
3. Arcilla con arena	}	Finos clásticos
4. Limo		
5. Arena	}	Medios clásticos
6. Arena con grava		
7. Grava	}	Gruesos clásticos
8. Conglomerado		
9. Aglomerado		
10. Toba	}	Volcánicos
11. Ceniza volcánica		
12. Andesita		
13. Basalto		
14. Basalto con escoria		
15. Escoria		
16. Escoria con piroclastos)	

En la figura 4.11 se muestra un mosaico de vistas tridimensionales de las litologías que afloran en la superficie de la Ciudad de México; es claramente observable como en las zonas planas o semiplanas la litología predominante son las arcillas, especialmente en la zona noreste de la Ciudad, topografía característica del paleoambiente lacustre, para las zonas con elevaciones medias (zona noroeste, principalmente) predominan las arenas y gravas depositadas en la zona transicional, y en las mayores elevaciones topográficas material volcánico únicamente.

La distribución espacial de litologías muestra un patrón donde a mayor profundidad el contenido de arcillas tiende a disminuir, mientras que las granulometrías más gruesas y materiales volcánicos aparecen más recurrentemente (figura 4.12).

A 50 m de profundidad se presentan de forma predominante hidrofacies de materiales finos y muy finos clásticos en la zona noreste de la Ciudad, mientras que sus alrededores son dominados por la presencia de hidrofacies de materiales medios y gruesos clásticos para el centro y noroeste de la Ciudad y materiales volcánicos (tobas y basaltos) al sur y suroeste. A una profundidad de 100 m la ocurrencia de arcillas es casi nula, encontrando predominantemente la zona de transición entre el acuitardo y el acuífero, dominada por arenas, gravas y algunos conglomerados. Al descender a 150 m, zona ya perteneciente al acuífero (en aquellas zonas donde el acuífero tiene un comportamiento de tipo libre), se encuentra un dominio de hidrofacies de materiales medios y gruesos clásticos (formación Tarango), así como volcánicos, mientras que a 200 m de profundidad la predominancia de hidrofacies volcánicas (formaciones Las Cruces, El Pino y Chichinautzin) es evidente. Sobresale la presencia de tobas y arcillas al este de la Ciudad, en la Sierra de Santa Catarina, como resultado de la erosión de los edificios volcánicos de esta sierra, que posteriormente fueron cubiertas por un nuevo episodio magmático, pues como se sabe, la actividad volcánica en la cuenca durante el periodo Cuaternario fue intermitente. La tabla 4.2 muestra de forma detallada el porcentaje de aparición de cada una de las litologías encontradas, así como los rangos de profundidad en que ocurren; también se indica el agrupamiento de estas litologías por hidrofacies y el porcentaje total que ocupan dichas hidrofacies.

La litología más abundante para la parte somera de la zona de estudio son los basaltos, con una ocurrencia del 20.28%, seguido por las arcillas y arcillas limosas que en total se presentan en un 13.27% y las arenas y arenas con grava que ocurren en un 11.8 y 13.05%, respectivamente. El análisis estadístico indica que los primeros 180 m son dominados por arcillas, que se presentan de 0 a 180 m de profundidad, mientras que en la zona del acuífero predominan los basaltos y las arenas y arenas con grava, cuya ocurrencia va de 0 a 270, 0 a 260 y 0 a 240 m, respectivamente (figura 4.13).

La hidrofacies más abundante en la zona de estudio es la de las rocas volcánicas, que ocupan un volumen total del 31.6% del subsuelo, y se presenta desde la superficie (afloRANDO en la sierra de Las Cruces y Chichinautzin) hasta los 270 m de profundidad, conformando el acuífero de abastecimiento del D.F., seguida por la hidrofacies de materiales medios clásticos, con una abundancia total del 24.85% y rangos de ocurrencia de 0 a 260 m. Las hidrofacies de finos y muy finos clásticos, como era de esperarse tiene una variación espacial vertical menor, presentándose principalmente a profundidades menores a 100 m (tabla 4.2 y figuras 4.13 y 4.14).

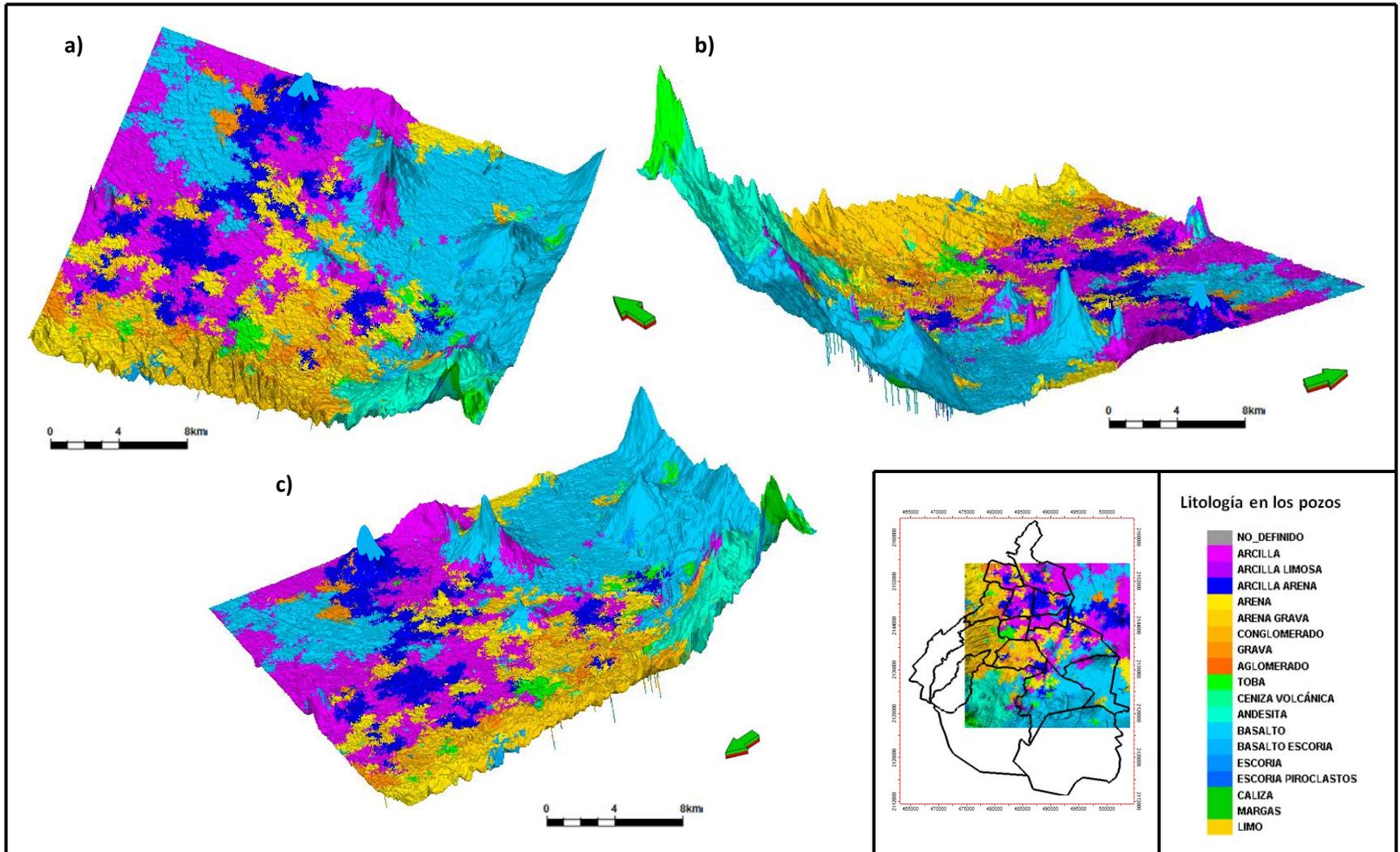


Figura 4.11 Vistas tridimensionales sur (a), este (b) y oeste (c) del modelo de elevaciones de la Ciudad de México, mostrando las litologías que afloran en superficie (Exageración vertical=10:1).

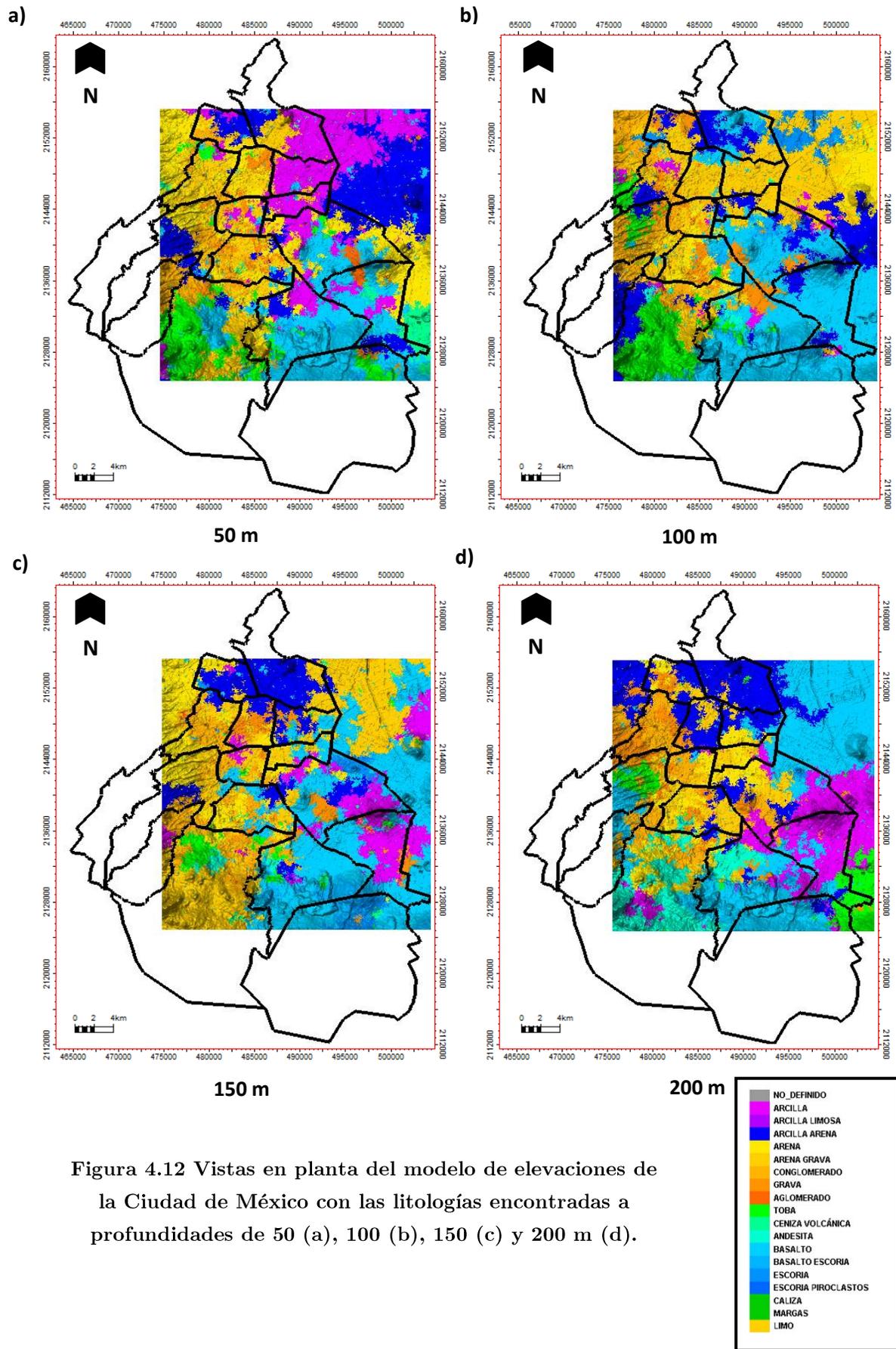


Figura 4.12 Vistas en planta del modelo de elevaciones de la Ciudad de México con las litologías encontradas a profundidades de 50 (a), 100 (b), 150 (c) y 200 m (d).

Hidrofacies	Litología	Prof. mínima [m]	Prof. máxima [m]	Prof. media [m]	% litología	% hidrofacies
Muy finos clásticos	Arcilla	0	180	14.90	13.07	13.27
	Arcilla limosa	10	60	20.70	0.20	
Finos clásticos	Arcilla con arena	0	300	14.50	9.46	9.97
	Limo	0	50	18.00	0.51	
Medios clásticos	Arena	0	260	14.90	11.80	24.85
	Arena con grava	0	240	13.80	13.05	
Gruesos clásticos	Grava	0	150	11.60	5.08	20.31
	Conglomerado	0	280	15.80	15.00	
	Aglomerado	0	30	10.60	0.23	
Volcánicos	Toba	0	80	11.30	2.27	31.6
	Ceniza volcánica	0	70	10.40	0.68	
	Andesita	0	220	14.90	4.14	
	Basalto	0	270	17.70	20.28	
	Basalto con escoria	0	60	11.40	1.46	
	Escoria	0	10	12.80	2.47	
	Escoria con piroclastos	10	50	29.00	0.30	

Tabla 4.2 Ocurrencia en la zona de estudio de las litologías encontradas, se muestra el rango de profundidades en que se presentan, la media estadística de los datos y el porcentaje total, así como su agrupamiento en hidrofacies.

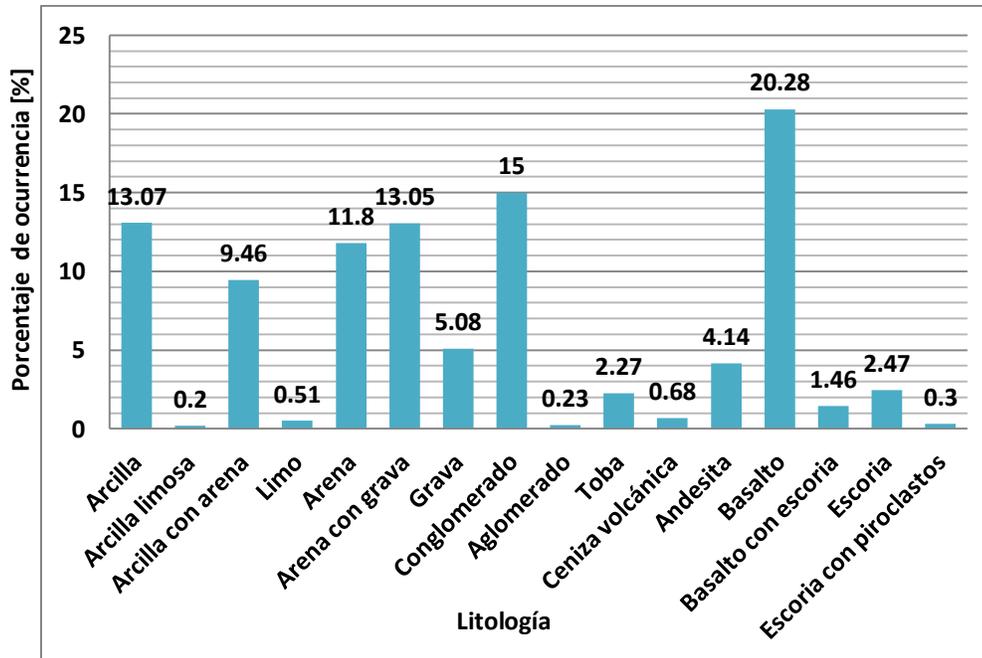


Figura 4.13 Histograma de litologías (eje x) y el porcentaje en que se presentan en la zona de estudio (eje y).

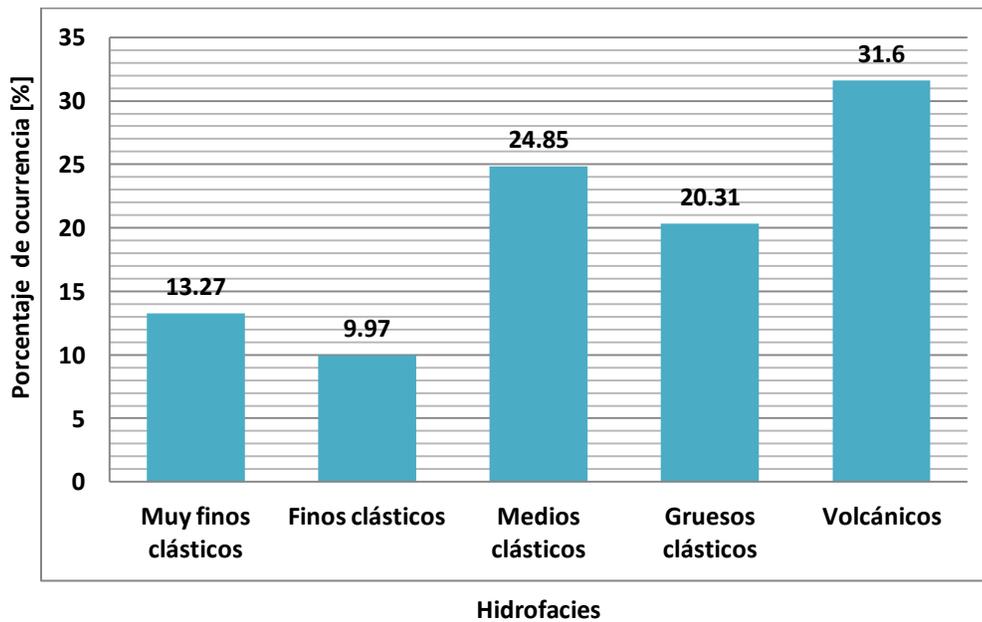


Figura 4.14 Histograma de las hidrofacies definidas (eje x) y el porcentaje en que se presentan en la zona de estudio (eje y).

4.3 Respuesta petrofísica del acuitardo

Se identificaron para los primeros 500 m de profundidad del pozo Mixhuca-1, 6 litologías diferentes (figura 4.15):

- **Sedimentos lacustres.** Sedimentos no consolidados ubicados en la cima del intervalo analizado (0-63 m), con contenidos de sílice del 40 al 47% y porosidad total de hasta 66%.
- **Intercalación de limos y arcillas.** Mezcla de sedimentos finos, con muy alta porosidad total (57-65%), con respuesta radiactiva menor a 30 [gAPI] (muy baja para arcillas), debido a la presencia de minerales arcillosos no radiactivos y resistividad promedio de 13-25 [Ω *m], concordante con las resistividades reportadas anteriormente en la literatura de 2 a 15 [Ω *m] (Halliburton, 2011). Se ubican de 65 a 90 m y de 145 a 211 m intercalados con conglomerados y de 260 a 293 m intercalados con tobas.
- **Conglomerados.** Se ubican principalmente intercalados con limos y arcillas de 142 a 190 y con tobas de 223 a 250 m de profundidad, Con contenido de arcillas del 13 al 16 % y porosidad total de 34-41%.
- **Tobas.** Se presentan a partir de los 200 m de profundidad en distintos intervalos, intercaladas con limos, arcillas, conglomerados y areniscas tobáceas, con porosidad total de 41 a 45 % y contenido de arcillas de 28 a 33%.
- **Areniscas tobáceas.** De composición muy similar a las tobas, pero mayor porosidad total (40-45%), se ubican de 330 a 370 m de profundidad.
- **Basaltos.** De 89 a 100 m de profundidad, presentan las respuesta más altas de radiación gamma (36-40 [gAPI]) y resistividad total (127-280 [Ω *m]) del intervalo analizado del registro, se encuentran muy poco fracturados, y dichas fracturas no son amplias, por lo cual no aumentan significativamente la permeabilidad de la

unidad, sin embargo se reflejan en la diferencia entre las resistividades somera y profunda y en la formación de enjarre en las paredes del pozo.

La interface acuífero-acuitardo se ubicó a 89 m de profundidad, debido al corte de una capa de basaltos de 10 m de espesor, a la cual subyacen repetidas intercalaciones de tobas, conglomerados, limos y arcillas.

Para la zona del acuitardo, el valor de la curva de rayos gamma tuvo un comportamiento poco variable, oscilando entre 18 y 30 [API], que resulta un valor muy bajo para sedimentos arcillosos, este hecho se atribuye por una parte a la presencia de arcillas no radiactivas como la nontronita, que no presenta en su estructura Torio (Th) ni Potasio (K), principales elementos que dan respuesta radiactiva alta, y por otra a que el análisis de rayos gamma se encuentra respondiendo mayormente a la acidez de la roca por contenido de sílice.

Otro dato observado en los registros geofísicos es que en todo el intervalo analizado la salinidad del agua de formación calculada resultó altamente variable, pero siempre mantuvo valores menores a 200 ppm, lo cual denota agua de muy buena calidad en el acuífero.

En la tabla 4.3 se puede observar a detalle la descripción litológica del registro, mientras que la tabla 4.4 muestra los rangos de variación de la respuesta petrofísica de las distintas litologías encontradas.

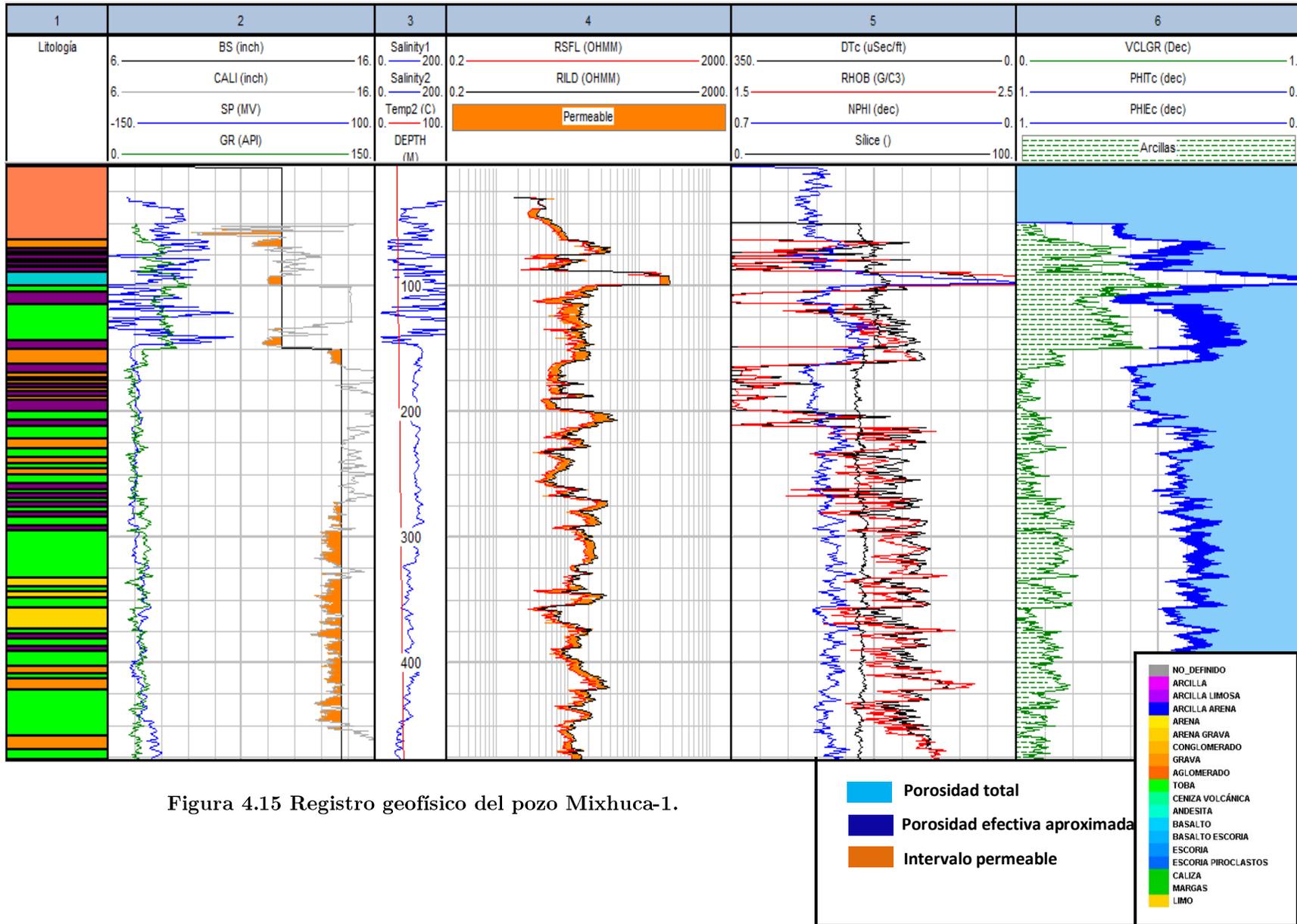


Figura 4.15 Registro geofísico del pozo Mixhuca-1.

Profundidad [m]	Litología	Hidrofacies
0-63.5	Sedimentos lacustres	Muy finos clásticos
63.5-70	Conglomerado	Gruesos clásticos
70-73.5	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
73.5-75.5	Conglomerado	Gruesos clásticos
75.5-79	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
79-81.5	Conglomerado	Gruesos clásticos
81.5-84.5	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
84.5-85.5	Conglomerado	Gruesos clásticos
85.5-89	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
89-100	Basalto	Volcánicos
100-104.5	Toba	Volcánicos
104.5-114.5	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
114.5-118.5	Conglomerado	Gruesos clásticos
118.5-122.5	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
122.5-148	Toba	Volcánicos
148-150	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
150-162	Conglomerado	Gruesos clásticos
162-172	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
172-173	Conglomerado	Gruesos clásticos
173-177	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
177-179	Conglomerado	Gruesos clásticos
179-180.5	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
180.5-181.5	Conglomerado	Gruesos clásticos
181.5-187	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
187-190.5	Conglomerado	Gruesos clásticos
190.5-199.5	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
199.5-208.5	Toba	Volcánicos
208.5-211.5	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
211.5-222	Toba	Volcánicos
222-230	Conglomerado	Gruesos clásticos
230-238	Toba	Volcánicos
238-243	Conglomerado	Gruesos clásticos
243-244.5	Toba	Volcánicos
244.5-248	Conglomerado	Gruesos clásticos
248-261.5	Toba	Volcánicos
261.5-263	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
263-266	Toba	Volcánicos
266-268	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
268-272	Toba	Volcánicos
272-273	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
273-280	Toba	Volcánicos

Profundidad [m]	Litología	Hidrofacies
280-281.5	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
281.5-293.5	Toba	Volcánicos
293.5-294.5	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
294.5-333	Toba	Volcánicos
333-340	Arenisca tobácea	Medios clásticos
340-343.5	Toba	Volcánicos
343.5-345.5	Arenisca tobácea	Medios clásticos
345.5-356	Toba	Volcánicos
356-373	Arenisca tobácea	Medios clásticos
373-377.5	Toba	Volcánicos
377.5-380	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
380-387	Toba	Volcánicos
387-390.5	Limos y arcillas	Muy finos clásticos
390.5-405.5	Toba	Volcánicos
405.5-409	Conglomerado	Gruesos clásticos
409-413	Toba	Volcánicos
413-422	Conglomerado	Gruesos clásticos
422-458	Toba	Volcánicos
458-477.5	Conglomerado	Gruesos clásticos
477.5-480	Toba	Volcánicos
480-482.5	Conglomerado	Gruesos clásticos
482.5-487	Toba	Volcánicos
487-489	Conglomerado	Gruesos clásticos
489-500	Toba	Volcánicos

Tabla 4.3 Interpretación litológica de los primeros 500 m del registro geofísico del pozo Mixhuca-1.

Litología	Respuesta petrofísica					
	Rayos gamma [gAPI]	Resistividad total (Rt) [Ω *m]	ρ (RHOB) [g/cm ³]	Cont. de SiO ₂ [%]	Cont. de arcillas [%]	Porosidad total (PHIT) [%]
Sedimentos lacustres	15-18	SIN DATOS	SIN DATOS	40-47	7-10	63-66
Limos y arcillas	15-30	13-25	1.3-1.6	48-52	18-35	57-65
Conglomerados	19-23	18-20	1.9-2.1	46-47	13-16	34-41
Tobas	25-34	14-20	1.7-2	49-51	28-33	41-45
Areniscas tobáceas	14-17	6-8	1.86-2	43.5-45	1-5	44-47
Basaltos	36-40	127-280	2.3-2-7	53-55	0	0-15

Tabla 4.4 Intervalos de variación de la respuesta petrofísica de las litologías encontradas hasta 500 m de profundidad del pozo Mixhuca-1.

Se construyó un gráfico crossplot, con la finalidad de zonificar aquellas áreas en que se ubica cada litología al sobreponer su densidad, porosidad y contenido de sílice, como puede apreciarse en la figura 4.16. Los sedimentos lacustres, limos y arcillas, así como las areniscas tobáceas y tobas se concentran en las mismas zonas, debido a su similitud composicional, por otra parte se puede observar que convergen en una misma zona del gráfico las tobas, areniscas tobáceas y conglomerados, lo cual nos indica que se presentan en intercalaciones en el pozo.

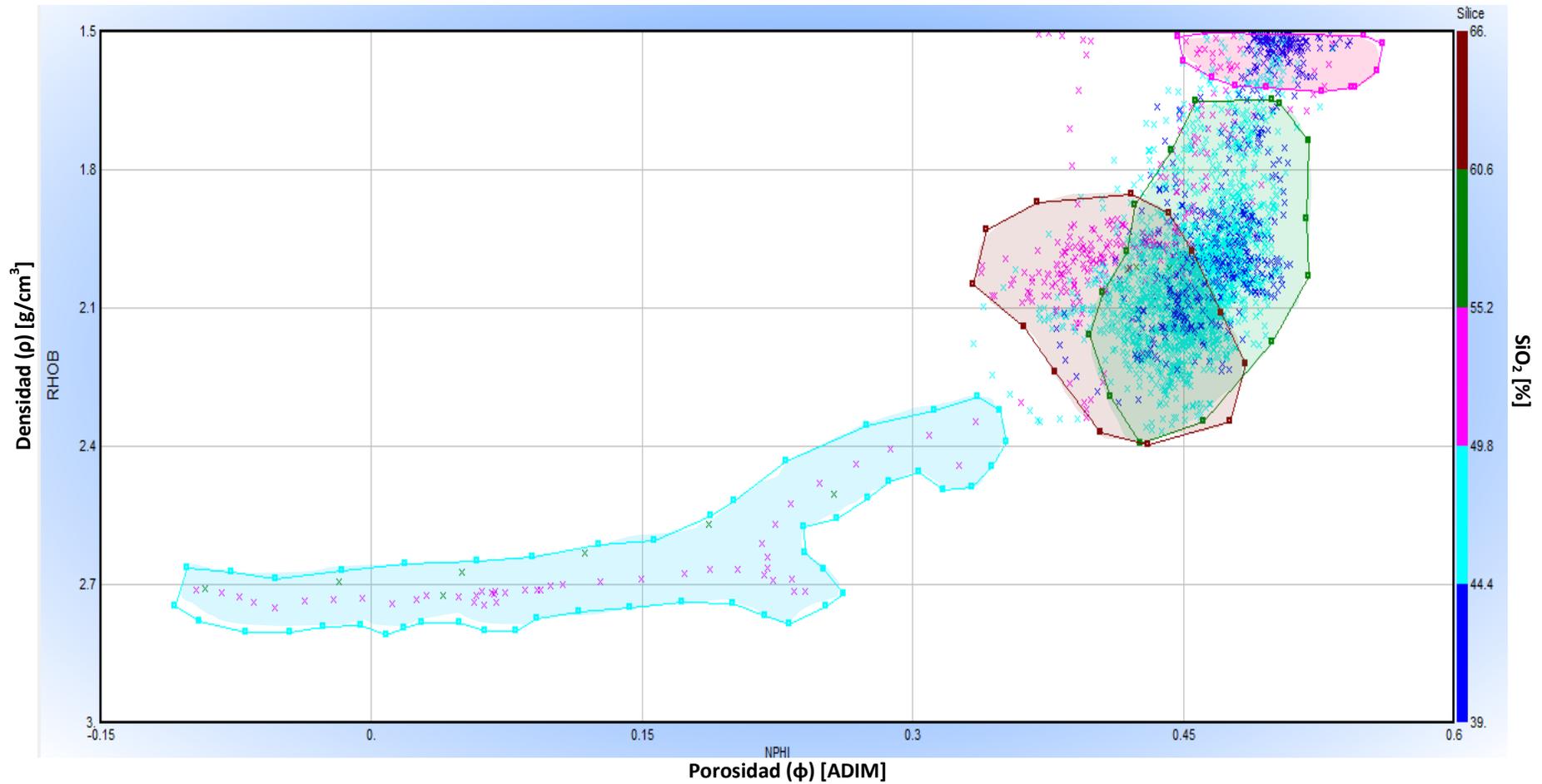


Figura 4.16 Crossplot de densidad (ρ), porosidad (ϕ) y contenido de sílice. Zonificando con colores la ubicación de las litologías en el gráfico; en color azul basaltos, verde tobas y areniscas tobáceas, rojo conglomerados y rosa limos, arcillas y sedimentos lacustres.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES



Los resultados de la presente tesina permitieron crear un modelo de la geometría del acuitardo de la Ciudad de México, integrando información geológica (geología del subsuelo, geotecnia y espectroscopía de reflectancia) y geofísica (procesado sísmico de reflexión y registros geofísicos de pozos), estableciendo sus variaciones litológicas y cuantificando los rangos de variación de la respuesta petrofísica que presenta esta capa impermeable.

Se determinó un espesor máximo del acuitardo de 118 m en la zona de Iztacalco que disminuye gradualmente hacia la periferia del valle. Para los primeros 30 m de profundidad se presenta una amplia heterogeneidad granulométrica que consta principalmente de secuencias granocrecientes y granodecrescentes con predominancia de arenas finas intercaladas con una baja cantidad de arcillas cuya abundancia varía del 5 al 20%, con predominancia mineralógica de nontronita, cuya presencia justifica la respuesta petrofísica no radiactiva en zonas puntuales del acuitardo.

Con la información obtenida del registro geofísico del pozo Mixluca-1, se atribuye al acuitardo en esta zona un espesor de 89 m, con una composición sumamente variable, que consta de sedimentos lacustres no consolidados en la parte más superficial, y a partir de 63.5 m se encuentran intercalados con limos, arcillas y conglomerados, cuyas porosidades totales van del 35 al 65%. A 89 m se infiere el contacto acuitardo-acuífero, marcado por la aparición de una capa de 11 m de espesor de basalto poco fracturado y comparativamente baja porosidad y permeabilidad, al cual subyacen repetidas intercalaciones de tobas, areniscas tobáceas, conglomerados, limos y arcillas de la Formación Tarango, dichas capas se presentan con espesores de 1 a 5 m en promedio, que se atribuyen a los constantes cambios paleoambientales de la zona de estudio, y tienen una respuesta radiactiva baja (30 [gAPI] como máximo), debida a la acidez proporcionada por el sílice que contienen, que varía del 43 al 52%. La salinidad del agua en todas las formaciones es menor a 200 ppm, que denota agua de excelente calidad en la zona del acuífero.

La hidrofacies predominante en la zona de estudio es la de las rocas volcánicas, con un 31.6% del volumen total, que se presentan en las Sierras que bordean a la Ciudad de México y son una barrera natural para cerrar la cuenca, seguida en abundancia por la hidrofacies de medios clásticos (24.85%), que ocurre como arenas tobáceas principalmente, entre los 300 y 400 m de profundidad.

Las contribuciones más importantes de este trabajo son: [1] la presentación de los intervalos de la respuesta petrofísica del acuitardo de la Ciudad de México, los cuales no se tenían reportados anteriormente, [2] la comprobación de que el acuitardo no es tan arcilloso como se ha pensado anteriormente, ya que la mayor parte de partículas finas

corresponden a limos, mientras que el contenido de partículas del tamaño de arcillas son menores al 20% y [3] una configuración más detallada de su geometría, ya que la mayoría de los estudios existentes solo hacen referencia al área de estudio como parte de la Cuenca de México.

La integración de diversos métodos geológicos y geofísicos resulta de valiosa utilidad, al permitir obtener resultados más integrales y con un enfoque mucho más amplio al tradicional, además de tener la ventaja de que al corroborar resultados con más de un método se puede contar con una mayor confiabilidad.

CAPÍTULO 6

REFERENCIAS CITADAS



CAPÍTULO 6. REFERENCIAS CITADAS

Aguirre-Díaz, G. J., & Carranza-Castañeda, O. Las grandes cuencas del Oligo-Mioceno del centro de México (resumen). *Geos*, 20 (3), 301.

Aguirre-Díaz, G. J., & Carranza-Castañeda, O. (s.f.). Los grandes lagos del Mioceno-Plioceno contemporáneos al desarrollo del Cinturón Volcánico Mexicano (resumen). (S. M. Geomorfología, Ed.) *VI Reunión Naional de Geomorfología*, 3.

Arce, J. L., Layer, P. W., Morales-Casique, E., Benowitz, J. A., Rangel, E., & Escolero, O. (2013). New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Arellano-Gil, J., Canales-García, I., Pérez-Cruz, G. A., Dominguez-Trejo, I., & Reyes-Olvera, V. (2013). Interpretación estructural del subsuelo de la Cuenca de México utilizando líneas sísmicas. Puerto Vallarta, Jalisco: RAUGM.

Auvinet, G., & Juárez, M. (2011). Geotechnical characterization of Mexico City subsoil. *Geotechnical conference Pan-am CGS*.

Auvinet, G., Rodríguez, J. F., & Ibarra, E. (2009). Effects of general subsidence on foundations in Mexico City, Geotechnical engineering in urban areas affected by land subsidence; The cases of Mexico City, Bangkok and other large cities. *Proceedings*, 1, 65-76.

Ávila-Olivera, J. A. (2008). *Evolución de los procesos de subsidencia-creep-falla, casos:Morelia, Mich. y Celaya, Gto.* Nuevo León: Universidad Nacional Autónoma de Nuevo León. Tesis doctoral.

Baker L., L., Strawn G., D., McDaniel, P. A., Fairley, J. P., & Bishop, J. L. (2012). Hydrologic and Geochemical controls on nontronite formation in terrestrial Columbia River basalts and implications for clay formation on mars. *Third Conference on Early Mars*. Moscú: University of Idaho.

Barnes, A. E. (2007). A tutorial on complex seismic trace analysis. *Geophysics*, 72 (6), 33-43.

Besson, G., Bookin, A. S., Dainyak, L. G., Rautureau, M., Tsipursky, S. I., Tchoubar, C., y otros. (1983). Use of diffraction and Mössbauer methods for the structural and crystallochemical characterization of nontronites. *Applied cryst*, 16, 374-383.

Bjørlykke, K. (2010). *Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics*. Oslo, Noruega: Springer.

Brochero-Reyes, J. A., López-Arevalo, W. J., Llerena-Carbal, A. D., Sandoval Paez, J. A., & Sierra-Jiménez, J. A. (2009). *Ensayo de humedad natural, gravedad específica, peso unitario y tamizado*. Barranquilla, Colombia: Facultad de Ingenierías, Corporación Universitaria de la Costa.

- Butler, J. J. (1997). *The Desing, Performance and Analyis of Slug Tests*. Kansas, U.S.A: Lewis Publishers.
- Cabral-Cano, E., Díaz-Molina, O., & Delgado-Granados, H. (2011). Subsistencia y sus mapas de peligro: Un ejemplo en el área nororiental de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* .
- Cabral-Cano, E., Dixon, T. H., Miralles-Wilhem, F., Díaz-Molina, O., Sánchez-Zamora, O., & Carande, R. E. (2008). Space geodetic imaging of rapid ground subsidence in Mexico City. *Bulletin of the Geological Society of America* , 1156-1566.
- Cabral-Cano, E., Dixon, T. H., Miralles-Wilhem, F., Díaz-Molina, O., Sánchez-Zamora, O., & Carande, R. E. (2008). Space geodetic imaging of rapid subsidence in Mexico City. *GSA Bulletin* , 120 (11/12).
- Cabral-Cano, E., Dixon, T., & Díaz-Molina, O. (2007). InSAR derived horizontal subsidence gradient as a tool for hazard assessment in urban areas (abstract), en Eos Transactions. *American Geophysical Union 88 Joint Assembly Supplement* .
- Campos-Madrigal, E. (2012). *Medición de columnas estratigráficas (Presentación para su clase de Estratigrafía)*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Carreón-Freyre, D. C., Hidalgo-Moreno, C. M., & Hernández-Marín, M. (2006). Mecanismos de fracturamiento de depósitos arcillosos en zonas urbanas. Caso de deformación diferencial en Chalco, Estado de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* .
- Carreón-Freyre, D., Cerca-Martínez, M., & Hernández-Marín, M. (2005). *Propagation of fracturing related to land subsidence in the Valley of Querétaro, México*. Shanghai, China: P.R.
- Carreón-Freyre, D., Gozález-Hernández, M., Cerca, M., Gutiérrez-Calderón, R., & Jiménez-Sánchez, C. A. (2011). *Caracterización geomecánica de los suelos de Iztapalapa, México, para evaluar el fracturamiento causado por deformación diferencial*. Ciudad de México: Geotechnical Conference.
- Carrera-Hernández, J. J., & Gaskin, S. J. (2008). Spatio-temporal analysis of potential aquifer recharge: Application to the Basin of Mexico. *Journal of Hydrogeology* , 353, 228-246.
- Carrillo, N. (1947). *Influence of artesian wells in the sinking of Mexico City, en Volumen de Nabor Carrillo "El hundimientos de la Ciudad de México y el Proyecto Texcoco"*. México: Comisión Impulsora y Coordinadora de la Investigación Científica Anuario.
- Carrillo, N. (1948). *Influence of artesian wells on the sinking of Mexico Cit, in Proceedings of the Second International Conference of Soils Mechanics* . Rotterdam, Holland: International Society for Soil Mechanics and Geotechnical Engineering.
- Cerca-Martínez, L. M., Aguirre-Díaz, G. J., & López-Martínez, M. (2000). The geologic evolution of the southern Sierra de Guanajuato, Mexico : A documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review* , 131-151.

- Díaz-Rodríguez, A., & Santamarina, J. C. (2001). Mexico City soil behavior at different strains: Observations and physical interpretation. *Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 127 (9) , 783-789.
- Díaz-Rodríguez, A., Lozano-Santacruz, R., Dávila-Alcocer, V. M., Vallejo, E., & Girón, P. (1998). Physical, chemical, and mineralogical properties of México City sediments: a geotechnical perspectiva. *Can. Geotech.J.* , 600-610.
- Díaz-Rodríguez, J. A. (2006). Los suelos lacustres de la Ciudad de México. *Rev. Int. de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil* .
- Dominguez-Trejo, I., Canalez-García, I., Arellano-Gil, J., & Pérez-Cruz, G. A. (2013). Actualización de la interpretación de datos sísmicos de reflexión del Valle de México mediante sistemas de interpretación interactiva. Puerto Vallarta, Jalisco: RAUGM.
- Durazo, L. J., & Farvolden, R. N. (1989). The groundwater regime of the valley of Mexico from historical evidence and field observations. *J. Hydrol* , 171-190.
- Edmunds, W. M., Carrillo-Rivera, J. J., & Cardona, B. A. (2002). Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City. *J. Hydrol* , 1-24.
- Enciso-de la Vega, S. (1992). Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la Cuenca de México. *Revista del Instituto de Geología, UNAM* , 26-36.
- Farina, P., Ávila-Olivera, J. A., & Garduño-Monroy, V. H. (2007). *Structurally-controlled urban subsidence along the Mexican Volcanic Belt (MVB) monitored by InSAR, en Proceedings of Envisat Symposium 2007*. Montreux, Suiza: European Space Agency.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. J., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* , 303-306.
- Ferrari, L., Orozco Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* , 122-149.
- Figuroa-Vega, F. (1984). *Case history No. 9. 8, México, in Poland, J. F. ed., Guidebook to Studies of Land Subsidence due to Ground-Water Withdrawal*. Paris, France: United Nations Educational Scientific and Cultural Organization.
- Figuroa-Vega, G. E. (1989). Mecanismos de producción de grietas inducidos por la explotación del agua subterránea. Academia Mexicana de Ingeniería. *Alternativas Tecnológicas* , 371-378.
- Galloway, D. L., & Burbey, T. J. (2011). Review: regional land subsidence accompanying groundwater extraction. *Hydrogeology Journal* , 1459-1486.

- Gama-Castro, J. E., Carreón-Freyre, D. C., Palacios, M. S., & Solleiro-Rebolledo, E. (1998). *Guía para la Identificación de Suelos Residuales. Aplicación a la construcción de Vías Terrestres*. Instituto Mexicano del Transporte.
- García, C., López-Acosta, N. P., & Auvinet, G. (2012). Análisis teórico para la inyección de agua en el subsuelo del Valle de México. *XXVI Reunión nacional de Mecánica de suelos e Ingeniería Geotécnica. Instituto de Ingeniería, UNAM* .
- Gardner, G., Gardner, L., & Gregory, A. (1974). Formation velocity and density- The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics* , 39 (6), 770-780.
- Goya-Sánchez, J. (2011). *Distribución espacial de la vulnerabilidad del acuífero de abastecimientos de la Ciudad de México aplicando la metodología DRASTIC*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Gutiérrez-Castanera, M. d., Stoops, G., Ortiz-Solorio, C. A., & López-Ávila, G. L. (2005). Amorphous silica materials in soils and sediments of the Ex-Lago de Texcoco. *México: An explanation for its subsidence* , 205-226.
- Hansen, R. (1990). *Lake deposits from Chalco Basin sediment description and first results from core a/b (abstract)*. Primer Simposio sobre el Cuaternario en México.
- Hernández Espriú, A. (2013). Modelo DRASTIC-Sg: Una nueva herramienta para mejorar la gestión del acuífero de la Ciudad de México. *Academia de Ingeniería, México* .
- Hernández-Espriú, A., Goya-Sánchez, J., Macías-Medrano, S., & Carrera-Hernández, J. (2011). *Mapa de la vulnerabilidad de acuífero de abastecimiento de la Ciudad de México: Aprovechamiento del agua subterránea en la Cuenca de México, Editado por Gómez E*. Ciudad de México: UNAM-EditorialPorrúa.
- Hernández-Espriú, A., Reyna-Gutiérrez, J. A., Sánchez-León, E., Cabral-Cano, E., Carrera-Hernández, J., Martínez-Santos, P., y otros. (2014). The DRASTIC-Sg model: an extension to the DRASTIC approach for mapping groundwater vulnerability in aquifers subject to differential land subsidence, with application to Mexico City. *Hydrogeology Journal* , 22 (DOI 10.1007/s10040-014-1130-4), 1469-1485.
- Hernández-Espriú, J. A., Luna-Izazaga, G., Pérez-Crzu, G. A., Macías-Medrano, S., Canales-García, I., Domínguez-Trejo, I., y otros. (2013). Caracterización hidrogeológica del acuitardo arcilloso de la Ciudad de México integrando procesado sísmico de reflexión, registros geofísicos de pozos y Geología del subsuelo. Puerto Vallarta, Jalisco: RAUGM.
- Herrera, I., Martínez, R., & Hernández, G. (1989). Contribución para la administración científica del agua subterránea de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional* .
- Holzer, T. L. (1984). Ground failure induced by ground-water withdrawal from unconsolidated sediment. Geological Society of America. *Reviews in Engineering Geology* , 67-105.

- Holzer, T. L., & Davis, S. N. (1976). Earth fissures associated with watertable declines (abs.). *Geological Society of America* , 923-924.
- Isphording, W. C. (1975). *Primary nontronite from the Venezuela Guyana*.
- Juárez-Badillo, E., & Rico-Rodríguez, A. (2005). *Mecánica de suelos. Tomo 1. Fundamentos de Mecánica de suelos*. México: Limusa.
- Krekeler, M. P., & Kearns, L. E. (2009). A new locality of palygorskite-rich clay from the southeastern Yucatán: a potential materials source for environmental applications. *Environmental Geology* , 58 (4), 715-726.
- Lesser-Illades, J. M. (2005). Evolución piezométrica del acuífero de la Ciudad de México. *V Congreso de Aguas Subterráneas* .
- Lesser-Illades, J. M., & González-Posadas, D. (2005). *El agua subterránea de la Ciudad de México: Congreso de aguas subterráneas*. Hermosillo, Sonora.
- Leyva-Suárez, E. (2010). *Acuíferos semiconfinados y su modelación: Aplicaciones al acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México*. Ciudad de México: Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM.
- Lezama, J. L., López-Acosta, N. P., & Auvinet, G. (2012). Modelación de acuíferos semiconfinados y su aplicación a la evaluación del hundimiento inducido por bombeo de agua en la Ciudad de México. *XXVI Reunión nacional de mecánica de suelos e ingeniería geotécnica. Instituto de Ingeniería, UNAM* .
- López-Quiroz, P., Doin, M. P., Tupin, F., Briole, P., & Nicolas, J. M. (2009). Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar Interferometry. *Journal of Applied Geophysics* , 1-15.
- Marsal, R. J., & Masari, M. (1959). *El subsuelo de la Ciudad de México*. Ciudad de México: Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Mazari, M., & Alberro, J. (1991). *Hundimiento de la Ciudad de México: Los problemas de la Cuenca de México*. Ciudad de México: El Colegio Nacional.
- Mazari, M., Hern, C., Rojo, F., & Lozano, R. (2000). Vertical variability of PCE sorption in the lacustrine clays of Mexico City. *Environmental Geology* , 39.
- Mesri, G., Rokhshe, A., & Bonor, B. F. (1976). Compressive and compressibility of typical samples of Mexico City. *Geotechnique* , 527-554.
- México, C. H. (1953). *Boletín de Mecánica de Suelos*. Ciudad de México.

Morales-Casique, E., Escolero, O. A., & Arce, J. L. (2014). Resultados del pozo San Lorenzo Tezonco y sus implicaciones en el entendimientos de la hidrogeología regional de la cuenca de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas* , 31 (1).

Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., & Dostal, J. (2006). Acatlán Complex, southern México: record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology* , 857-860.

Ortega, A. G. (1996). VARIABILITY OF THE COEFFICIENT OF CONSOLIDATION OF THE MEXICO CITY CLAYEY SEDIMENTS ON SPATIAL AND TIME SCALES. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* .

Ortega, A., Cherry, J. A., & Rudolph, D. L. (1993). Largescale aquitard near consolidation México City. *Groundwater* .

Ortega-Gutiérrez, F. (1998). Oaxaquia, historia de un antiguo continente. *Ciencias* .

Ortega-Gutiérrez, F., Ruíz, J., & Centeno-García, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology* , 1127-1130.

Ovando-Shelley, E., Lermo-Samaniego, J., Auvinet, G., & Méndez-Sánchez, E. (2012). Microtremor measurements to identify zones of potential fissuring in the basin of México. *Geofísica Internacional* , 51 (2), 143-156.

Peralta y Fabi, R. (1989). Sobre el origen de alguna propiedades mecánicas de la formación arcillosa superior del Valle de México. *Simposio sobre Tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México* .

Pérez-Cruz, G. A. (1988). *Estudio Sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería, UNAM.

Pérez-Cruz, G. A. (2013). Proyecto de investigación del subsuelo profundo del Valle de México: Objetivos, alcances y programa. Puerto Vallarta, Jalisco: RAUGM.

Polanco-Rodríguez, A. *Manual de prácticas de Laboratorio de Mecánica de Suelos I*. Chihuahua: Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua.

Rathod, K. S., & Rushton, K. R. (1991). Interpretation of pumping from two zone layered aquifers using a numerical model. *Groundwater* , 499-509.

Reyes-Pimentel, A., Aquino-Guerra, M., Valdez-Reséndiz, N., Gutiérrez-Navarro, R., & Pérez-Cruz, G. A. (2013a). Análisis de sismogramas sintéticos en pozos profundos de la Cuenca del Valle de México para la calibración de la relación tiempo-profundidad con líneas de reflexión sísmica. Puerto Vallarta, Jalisco: RAUGM.

- Reyes-Pimentel, A., Gutiérrez-Navarro, R., Aquino-Guerra, M., Valdez-Reséndiz, N., & Pérez-Cruz, G. A. (2013). Física de rocas en cuatro pozos profundos en la Cuenca del Valle de México y modelado estático en 2D. Puerto Vallarta, Jalisco: RAUGM.
- Ricco-Macedo, G. A. (2012). *Principios de medición de los Registros Geofísicos de pozos (Tesis)*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Rocha-Ruiz, D. A. (2013). *Distribución de la alteración hidrotermal del campo geotérmico Cerritos Colorados, México (Tesis)*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Rudolph, D. (1989). *Studies of groundwater flow and solute transport in a clay aquitard near Mexico City*. Ontario, Canada: University of Waterloo.
- Sánchez-Corona, C. Y. (2012). *Evolución de los registros de resistividad y su aplicación en la estimación de la saturación de fluidos (agua e hidrocarburos)*. (Tesis). Ciudad de México: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Santoyo-Villa, E., Ovando-Shelley, E., Mooser, F., & León-Plata, E. (1995). Síntesis Geotécnica de la Cuenca del Valle de México. *TGC* .
- SMA. (1999). Definición del control de la calidad del agua subterránea extraída en la subcuenca de México (Delegación Iztapalapa). *Revista del Instituto de Geología* , 150 pp.
- Solano-Rojas, D. E. (2013). *Evaluaciones de riesgo por fallamiento asociado a subsidencia derivadas de InSAR*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Stefansson, V., Thor-Gudlaussón, S., & Gudmundsson, A. (May 28-June 10, 2000). Silica content and gamma ray logs in volcanic rocks. *Proceedings World Geothermianl Congress 2000*. Kyushu-Tohoku, Japan.
- Tapias, J., Himi, M., & Casas, A. (2005). Estimación de la distribución espacial de las propiedades texturales de los suelos por tomografía eléctrica: Principios y aplicaciones. (F. J. González, Ed.) *Estudios de la zona no saturada del suelo* , 7.
- Tequio Ingeniería de Servicios, S. C. (2008). *Estudio de mecánica de suelos para la Escuela Primaria Herminio Chavarria. Col. Santa María Aztahuacan, D. T. Cabeza de Juárez. Del. Iztapalapa del D.F. Reporte técnico de estudios*. Ciudad de México.
- Tequio Ingeniería de Servicios, S. C. (2008). *Estudio de mecánica de suelos para la Escuela Primaria Madagascar. Col. Jacarandas, D. T. Cabeza de Juárez. Del. Iztapalapa del D.F. Reporte técnico de estudios*. Ciudad de México.
- Tequio Ingeniería de Servicios, S. C. (2008). *Estudio de mecánica de suelos para la Escuela Primaria Ramón Beteta. Col. Pueblo de San Sebastián Tecoloxtitla, D. T. Cabeza de Juárez. Del. Iztapalapa del D.F. Reporte técnico de estudios*. Ciudad de México.

Unda-López, J. A., Domínguez-Trejo, I., & Pérez-Cruz, G. A. (2013). Actualización de las columnas litológicas y estratigráficas de los pozos profundos del Valle de México. Puerto Vallarta, Jalisco: RAUGM.

Urrutia-Fucugauchi, J., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., Hansen, R., Böhnel, H., y otros. (1994). Paleomagnetic and paleoenvironmental studies in the southern Basin of Mexico. I. Volcanosedimentary sequence and basin structure of Chalco Lake. *Geofísica Internacional* , 33 (3), 421-430.

Valenciaga, D., & de Oliveira Simoes Saliba, E. (2006). La espectroscopía de reflectancia en el infrarojo cercano (NIRS) y sus potencialidades para la evaluación de forrajes. *Revista Cubana de Ciencia Agrícola* , 40 (3).

Vargas, C., & Ortega-Guerrero, A. M. (2004). Fracture hydraulic conductivity in the Mexico City clayey aquitard: Field piezometer rising-head tests. *Hydrogeology Journal* .

Vargas-Cabrera, C. (1995). *Distribución de la Conductividad Hidráulica en el acuitardo lacustre de la subcuenca de Chalco*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería, UNAM.

Vázquez-Sánchez, E. (1995). *Hidrogeología del Acuífero de la Ciudad de México*. Ciudad de México: Posgrado en Geofísica, Instituto de Geofísica, UNAM.

Vázquez-Sánchez, E., & Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional* , 133-190.

Veeken, P. C. (2007). Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation. *Handbook of Geophysical Exploration. Seismic Exploration* , 37.

Velde, B. (1995). Composition and mineralogy of Clay Minerals. En B. Velde, *Origin and Mineralogy of Clays. Clays and the environment*. (pág. 334). Springer-Verlag.

Zeevaert, L. (1953). Estratigrafía y problemas de ingeniería en los depósitos de arcilla lacustre de la Ciudad de México. *Memoria del Congreso Científico Mexicano* , 58-70.