



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**La Cuenca de México, su historia
geológica y la importancia de sus
acuíferos, como parte del libro
digital: Las cuencas sedimentarias
de México y sus recursos naturales
del subsuelo**

MATERIAL DIDÁCTICO

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Luis Alberto Trejo Patiño

ASESOR DE MATERIAL DIDÁCTICO

Ing. Gabriel Salinas Calleros



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2024



Este trabajo de titulación fue realizado dentro del marco del Programa de Apoyo a Proyectos Para Innovar y Mejorar la Educación, de la UNAM (**PROYECTO PAPIME PE102024**), consistente en la elaboración del libro digital **“LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DE MEXICO Y SUS RECURSOS NATURALES DEL SUBSUELO”**.

Índice

Resumen	III
Abstract	IV
Introducción	1
Capítulo I: Cuencas y Plataformas sedimentarias	3
1.1 Cuencas	3
1.2 Clasificación Tectónica de Cuencas sedimentarias	4
a) Cuencas por rifting	4
b) Cuencas por margen convergente.	6
c) Cuencas por margen transformante.	8
1.3 Plataformas	9
Capítulo II: Generalidades	11
2.1 Ubicación	11
2.2 Estado del arte	13
Capítulo III: Desarrollo	14
3.1 Tipo de cuenca	14
3.2 Descripción de la cuenca	15
3.3 Sedimentología y estratigrafía	17
3.4 Geología estructural	24
3.5 Evolución geológica	28
3.6 Modelo de Cuenca	31
Capítulo IV: Consideraciones económicas	35
Conclusiones.	38
Bibliografía	39
Agradecimientos	44

Resumen.

In this work, the geological history of the Basin of Mexico is addressed, considering its characteristics and the geological aspects that have shaped it, in order to present each of the stages it has undergone in detail.

It is a topographic depression located at the center of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), a magmatic arc 1,000 km in length; it is bounded by chains of different volcanic episodes from the Neogene and is classified as an intra-arc basin.

In the subsurface, there is a sequence of limestones and dolomites with chert nodules, belonging to the Morelos Formation of the Early Albian-Turonian, which forms the basement. Overlying this, the Mexcala Formation is represented by interstratified successions of sandstones, siltstones, and calcareous shales, as well as the presence of scarce clastic limestones, fine-grained conglomerates, and carbonaceous strata from the Cenomanian-Maastrichtian. Discordantly covering the previous sequences is a succession of continental deposits of the Balsas Group, indicating a clear influence of intense volcanic activity during the Late Eocene and Early Oligocene.

Following the major magmatic episodes of the Neogene, the sequence culminates with the accumulation of approximately 400 meters of alluvial deposits, resulting from the erosion of volcanic rocks from the sequences that border and are within the basin. These include alluvial and lacustrine deposits of varied grain size, as well as intercalations of volcanic rocks, such as andesite and ash.

The basin's geological boundaries are shaped by major magmatic pulses from the Neogene, developed through several normal fault systems, creating a horst and graben system. Around 1.2 million years ago, the Basin of Mexico was consolidated by the first magmatic pulses of the Chichinautzin Sequence, which blocked the drainage of rivers that flowed toward the state of Morelos, sealing the basin and giving it the morphology we know today. This transformed it into an endorheic basin that once collected runoff, forming a large lake within its interior.

Abstract

In this work, the geological history of the Basin of Mexico is addressed, considering its characteristics and the geological aspects that have shaped it, in order to present in detail each of the stages it has undergone. It is a topographic depression located in the center of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), a magmatic arc approximately 1,000 km long, bordered by mountain ranges formed by distinct volcanic episodes from the Neogene.

In the subsurface, a sequence of limestones and dolomites with flint nodules, belonging to the Morelos Formation of the Early Albian-Turonian, constitutes the basement. Overlying this is the Mexcala Formation, represented by interbedded successions of sandstones, siltstones, and calcareous shales, with occasional clastic limestones, fine-grained conglomerates, and carbonaceous strata from the Cenomanian-Maastrichtian. Discordantly over these sequences lies a succession of continental deposits from the Balsas Group, which indicate a clear influence of intense volcanic activity during the Late Eocene and Early Oligocene.

Following the major magmatic episodes of the Neogene, the sequence culminates with the accumulation of approximately 400 meters of alluvial deposits, resulting from the erosion of volcanic rocks from the surrounding and interior sequences of the basin. These deposits include alluvial and lacustrine sediments of varied grain sizes, along with intercalations of volcanic rocks such as andesite and ash.

The basin establishes its geological boundaries through the major magmatic pulses of the Neogene, which developed from several normal fault systems, forming a characteristic horst and graben system of a pull-apart basin. Around 1.2 Ma, the Basin of Mexico was consolidated following the initial magmatic pulses of the Chichinautzin Sequence, which blocked the drainage of rivers that previously flowed toward the state of Morelos, sealing the basin and giving it the morphology we recognize today. This transformation resulted in an endorheic basin, which at one point created runoff that formed a large lake within it.

Introducción.

La Cuenca de México se ubica en la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana, orientada NE-SW, se extiende 100 [km] de largo por 80 [km] de ancho (Gómez-Tuena et al., 2005). En el subsuelo, la cuenca tiene una historia que va desde el Albiano, con un basamento carbonatado plegado; seguido de una intensa actividad volcánica, producto de la interacción de la placa de Cocos y Rivera, bajo la placa Norteamericana (Pardo & Suárez, 1995).

La cuenca pertenece a la Región Hidrológica No. 26 “Pánuco” y a la Región Hidrológica Administrativa XIII “Aguas del Valle de México”. Su terreno varía en elevación entre los 2,220 y 5,200 [msnm], con un promedio de 2,550 [msnm], y presenta un clima templado, con una precipitación media anual de 680 [mm] entre el año 2000 y 2022. Esta precipitación varía según la zona, alcanzando alrededor de 600 [mm/año] en las planicies y más de 900 [mm/año] en las serranías. La temperatura media anual del aire se sitúa entre los 15 y 25°C.

Las rocas del basamento son calizas de la Formación Morelos, las que a su vez están cubiertas por la Formación Mexcala, del Cretácico Superior cuyo espesor es cercano a 1.5 [km], y representa el proceso de levantamiento al occidente de México con erosión al oriente, rellenando una cuenca foreland mesozoica (Bohnenberger, 1955, en Fries, 1960).

La Cuenca de México, es una cuenca de intra-arco, que se distingue por sus estructuras que resultaron de la intensa actividad volcánica, y por el depósito de material producto de la erosión que se intercalan junto con depósitos lacustres y que, en conjunto, comprenden una historia de aproximadamente 1.2 [Ma] tras el cierre de antiguos ríos (P. ej. El Rosal, Magdalena, Cuicuilco, Peña Pobre y Fuentes Brotantes), debido al emplazamiento de la secuencia volcánica Chichinautzin (Arce et al., 2013; Siebe, 2000).

Conocer a la cuenca con sus doce serranías, tres valles, y en algún momento, también cinco lagos, es importante, pues es aquí donde vive el 20% de la población de México, la que tiene una gran demanda de agua, principalmente subterránea.

La Ciudad de México se encuentra en una zona sísmica que ha tenido importantes daños producto de los terremotos, provocados principalmente por la interacción de la Placa de Cocos y la Placa Norteamericana, debido al tipo de sustrato que ocasiona la amplificación de las ondas sísmicas en el subsuelo. La despresurización ocasionada por la extracción de agua subterránea ha generado un fenómeno de subsidencia gradual en la cuenca, así como el fracturamiento de las rocas del subsuelo.

Las lluvias torrenciales provocan un aumento significativo en los escurrimientos de los ríos, lo que puede dañar la infraestructura de control, generando desbordamientos y causando grandes impactos socioeconómicos. El crecimiento descontrolado de las áreas urbanas ha llevado a la urbanización de laderas potencialmente inestables, creando zonas de peligro por deslizamientos, caída de rocas y otros riesgos de carácter geológico.

La baja velocidad del viento en la altiplanicie de la cuenca, combinada con la intensa actividad industrial, ha degradado la calidad del aire a niveles peligrosos para la salud humana y ha afectado negativamente la flora y fauna de la región. La constante actividad del volcán Popocatepetl, en particular la dispersión de cenizas volcánicas generadas por sus erupciones explosivas, representa otro riesgo geológico significativo para la población. Su acumulación en calles y carreteras dificulta la tracción de los vehículos, puede obstruir sistemas de drenaje y alcantarillado, contaminar fuentes de agua, y causar daños a los cultivos agrícolas y a la ganadería. Además, la acumulación de cenizas puede causar inestabilidad de taludes que deriven en caída de material o bien, provocar el colapso de una vivienda.

El objetivo de este capítulo es describir las características geológicas, la evolución y el origen de la Cuenca de México, basándonos en una compilación de información y describiendo con detalle su geología.

Capítulo I: Cuencas y plataformas sedimentarias

1.1 Definición

Una región de bajos topográficos capaz de recibir todo tipo de aporte sedimentario, y de conservarlo a lo largo de un lapso geológico, es a lo que conocemos como cuenca sedimentaria; conforme los sedimentos van depositándose sucesivamente, la cuenca se va rellenando y estos a su vez, van formando sucesiones estratigráficas que se vuelven objeto de estudio, pues narran la historia geológica. Existen áreas donde la denudación, o desgaste cortical, no es tan rápido, por lo que también existen regiones donde los procesos erosivos se neutralizan entre sí, provocando regiones de omisión (Allen, 1990).

Las cuencas sedimentarias pueden ser grandes depresiones irregulares, ensenadas un tanto circulares, o bien, frecuentemente se presentan de manera alargada, aunque con límites irregulares; dado que la forma no es geométrica, su longitud tampoco es constante, ya que pueden tener unas cuantas decenas de kilómetros de ancho y extenderse por al menos 100 [km] (Einsele, 2013).

Pueden clasificarse en tres tipos; aquellas que hoy en día siguen recibiendo un aporte sedimentario constante, son a las que conoceremos como activas; las que ya no reciben el aporte y que tampoco se han deformado, se reconocerán como inactivas y finalmente, las que han cesado su depósito, se encuentran en constante erosión, incluso, ya han sufrido una deformación considerable, las cuales se nombrarán cuencas sedimentarias antiguas.

El origen de la clasificación se da en torno a la dinámica existente entre las placas tectónicas y a la competencia del material que las compone. Los esfuerzos tectónicos interactuantes controlan el tamaño, la forma y el lugar donde estas podrán desarrollarse. La acción de los esfuerzos que las originan puede darse en márgenes divergentes, intraplaca, convergentes, transformantes o de forma compuesta. Las cuencas sedimentarias, se han modelado a partir de los movimientos tectónicos, el clima, su entorno de sedimentación, por el tipo de roca preexistente, entre otros factores (Mouton, 2013).

1.2 Clasificación tectónica de cuencas

La tectónica de placas es uno de los factores más importantes en el desarrollo del planeta y en algunos entornos ocurre el depósito de sedimentos, por lo que, considerando el tipo de límite tectónico, se pueden tener los siguientes tipos de cuencas:

a) Cuencas por rifting

- **Cuencas intracratónicas o de hundimiento interno:** Se forman cuando la actividad del rifting cesa, de tal manera que, al enfriarse la corteza, existe un arreglo isostático importante, que debilita y fractura a la corteza terrestre en zonas de intraplaca, tal como se muestra en la **figura 1**. En este tipo de cuenca, por lo regular es complicado delimitar el área de depósito. La subsidencia se presenta principalmente en la zona central y el depósito es comúnmente de tipo continental y en algunos casos, marinos poco profundos (Einsele, 2013).

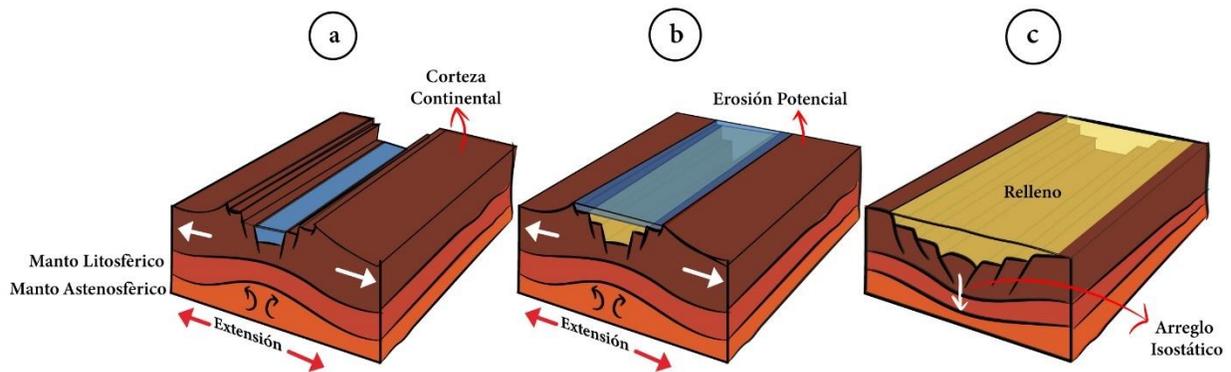


Figura 1: Esquema del proceso de formación de una Cuenca Intracratónica: Dada debido al cese del rifting, el depósito de sedimentos y el ajuste isostático por el mismo. (Modificado de Einsele, 2000).

- **Cuencas de rift, aulacógenos y márgenes pasivas:** En las fases iniciales de procesos de rift en la corteza continental, se forman cuencas incipientes delimitadas por grandes fallas normales paralelas entre sí. Cuando el proceso de rifting cesa antes de que se forme corteza oceánica, se origina un aulacógeno. Por su parte, si el rift continúa puede llegar a desarrollar una cuenca de rift, la cual consiste en la intercalación de altos y bajos topográficos, denominados horst y graben, separados entre sí por fallas de tipo normal y caracterizado por la formación de corteza oceánica. El principal relleno

que recibe esta cuenca en una etapa inicial son depósitos de ambiente continental (Ziegler & Cloetingh, 2004).

Cuando la corteza continental llega a separarse una de otra, centenas de kilómetros, debido a la persistencia del proceso extensivo, se formará en los extremos una cuenca donde no se desarrolla la subducción (margen pasiva), y donde las depresiones topográficas cercanas al mar se rellenan de sedimentos procedentes de las zonas continentales.

En general, la cuenca ocupa el área comprendida entre una dorsal meso-oceánica alejada y un alto topográfico encontrado al borde exterior de la corteza transicional. Estas cuencas acumulan sedimentos provenientes del continente o bien transportados por corrientes de fondo que originan erosión, o por deslizamientos desde el borde de la plataforma, originando turbiditas en abanicos submarinos profundos. De manera general, en la **figura 2** se muestran las etapas por los cuales pasa un proceso de rift, donde se hace énfasis en cada uno de los tipos de cuenca mencionados.

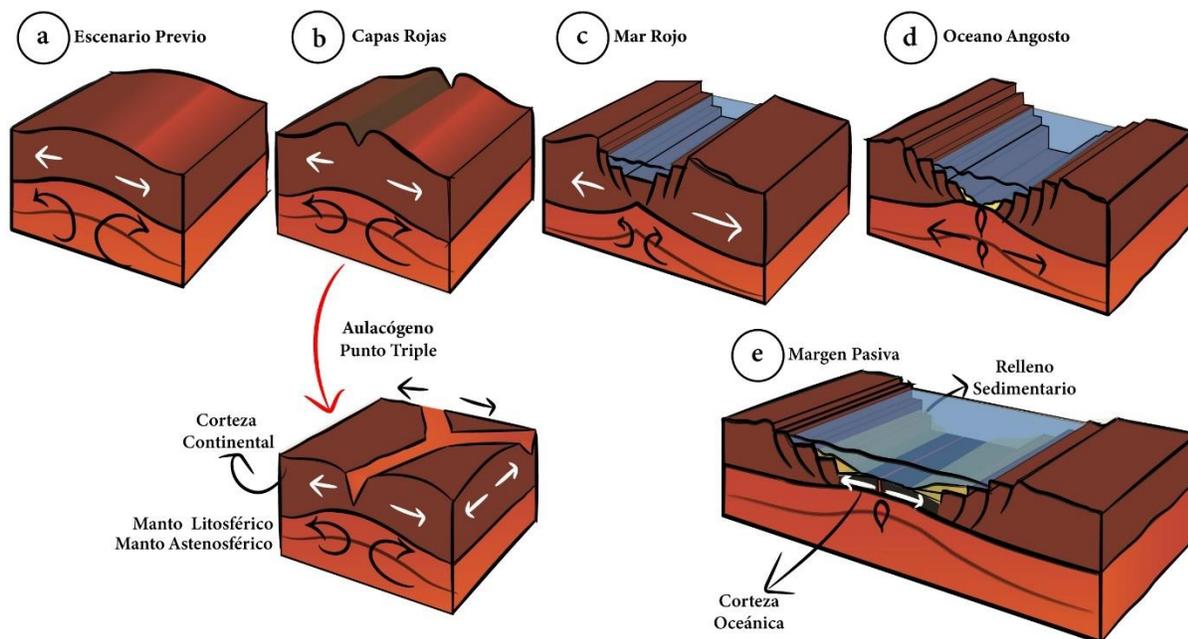


Figura 2: Proceso de Rifting con etapas intermedias en la formación de un aulacógeno (b) y una cuenca de rift (d). (Modificado de Grobe, 2007).

b) Cuencas por margen convergente

Ocurren cercana o en la zona de colisión entre dos placas tectónicas, ya sea por un sistema de subducción o por colisión continental, donde hay un engrosamiento y un adelgazamiento en la corteza (Frisch, 2014).

- **Trincheras:** Se desarrollan en torno a márgenes activos donde las placas colisionan y subducen una bajo la otra llegando a formar las cuencas más profundas del planeta con secuencias terrígenas de aguas profundas (turbiditas) y zonas altamente deformadas en los prismas de acreción que se extienden a lo largo de la zona activa, en la zona proximal al continente o a cinturones de islas.

- **Cuencas de antearco:** Cuencas ubicadas entre el arco volcánico y la trinchera, estas varían en tamaño, en general son paralelas a la zona de subducción.

- **Cuencas de trasarco:** Ocurren sobre la placa continental, producto de la compresión generada por la corteza continental y oceánica. En estas cuencas, los depósitos vulcanoclásticos son dominantes, pues se forman junto al arco volcánico.

- **Cuencas de retroarco:** Se forman como producto de una compensación isostática provocada por una carga litosférica bajo un régimen compresivo.

- **Cuencas de antepaís:** La colisión continental genera un arreglo compresivo que deriva en la deformación de la corteza, dando lugar a la formación de montañas y complejos orogénicos que entre medio de grandes pliegues y como resultado de la gran carga litosférica provocan el desarrollo de cuencas de antepaís al frente del orógeno.

En la **figura 3** se muestra de forma esquemática, todos los tipos de cuenca desarrollados en márgenes convergentes.

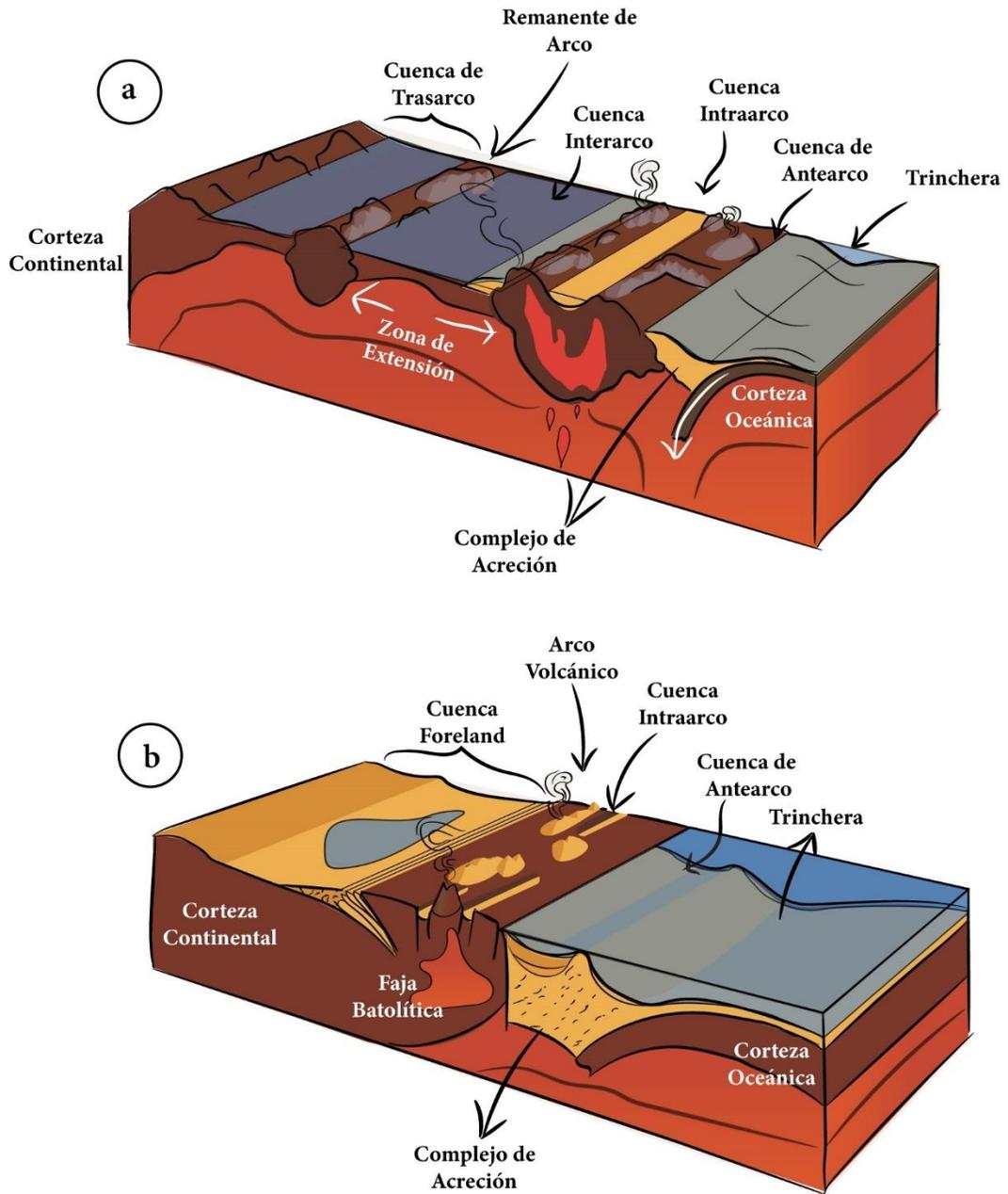


Figura 3. Cuencas dadas en zonas de convergencia, a) Cuenca de margen subductiva, b) cuenca de margen continental. (Modificado de Einsele, 2000).

c) Cuencas por margen transformante

Tienen lugar donde las placas se mueven a través de una falla transformante, es decir, mediante un movimiento lateral.

Los movimientos transformantes pueden asociarse a componentes tensionales (transtensión) o bien a compresionales (transpresión); los primeros son aquellos que producen adelgazamiento cortical y que se caracterizan por tener secciones de cuenca alargadas y subsidencia en los bloques centrales, donde se forman las cuencas Pull-Apart. Por otro lado, las zonas de transpresión pueden tener tres fases de formación, llegando incluso al desarrollo de corteza oceánica debido al arreglo isostático por el espacio que deja la corteza desplazada y teniendo como principal factor la compresión que forma fallas inversas dentro de un cinturón plegado de extensión limitada.

En la **figura 4** se muestra de manera esquemática la zona de levantamiento y la zona de hundimiento que da origen a las cuencas de tipo Pull-Apart.

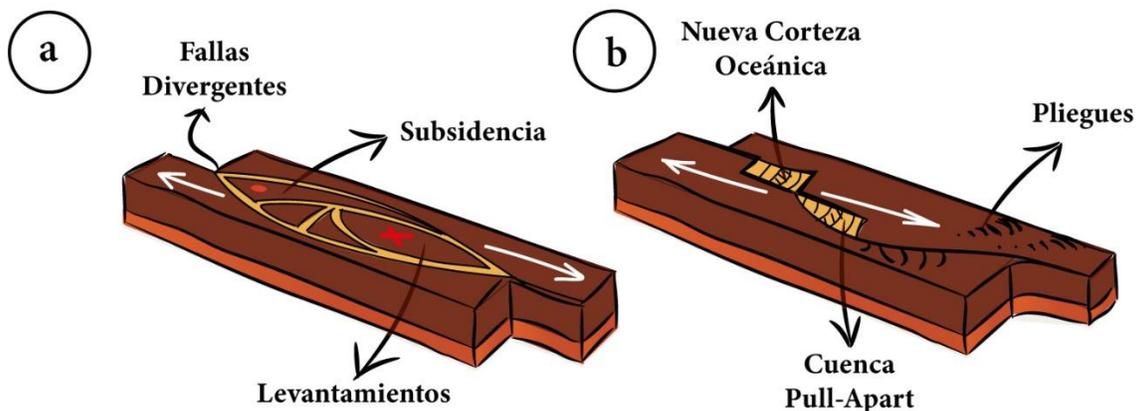


Figura 4. Cuenca tipo Pull-Apart con componentes a) Transtensión y b) Transpresión. (Modificado de Einsele, 2000).

A continuación, en la tabla 1, se presenta la clasificación de cuencas, donde se muestran las distintas categorías y sus principales características.

Tabla 1. *Clasificación Tectónica de Cuencas. Modificada de Kingston et al., 1983; Mitchell and Reading 1986.*

Clasificación	Otro Nombre	Corteza	Margen	Características
Subsidencia/ Arreglo Isostático	<ul style="list-style-type: none"> • Cuencas Epicontinentales • Cuencas Intracratónicas 	Continental	Divergente	De gran extensión y de formación lenta
Por fracturamiento del medio	<ul style="list-style-type: none"> • Valles de Rift • Aulacógenos 	Continental	Divergente	<ul style="list-style-type: none"> • Estrechas y limitadas por fallas • Hundimiento rápido en las primeras fases de rifting
En márgenes continentales pasivos	<ul style="list-style-type: none"> • Ruptura por tensión 	Transicional	Divergencia + Ruptura	<ul style="list-style-type: none"> • Morfológicamente asimétricas • Poca acumulación de sedimentos • Subsistencia baja
Cuencas oceánicas	<ul style="list-style-type: none"> • Cuenca oceánica naciente 	Oceánico	Divergencia	<ul style="list-style-type: none"> • Hundimiento Grande y lento • Morfología Asimétrica
Cuencas de Subducción	<ul style="list-style-type: none"> • Trincheras • De Antearco • De Trasarco • De Intraarco 	Oceánica Transición	<ul style="list-style-type: none"> • Convergencia • Dominadas por la divergencia 	<ul style="list-style-type: none"> • Parcialmente Asimétricas • Profundidad muy variable y con presencia de subsidencia
Relacionadas con Colisión	<ul style="list-style-type: none"> • Cuencas Remanentes • Foreland o Antepaís • De Retroarco 	Oceánica Continental	Flexión de la Corteza Terrestre, Convergencia local o Movimiento transformante	<ul style="list-style-type: none"> • Cuencas Asimétricas con tendencia a aumentar su hundimiento y levantamiento
Deslizamiento	<ul style="list-style-type: none"> • Pull-Apart (trastensión) y Transpresión 	Continental y/o Oceánica	Movimientos transformantes, divergentes o convergentes	<ul style="list-style-type: none"> • Cuencas relativamente pequeñas • Alargadas • De hundimiento rápido

3.3 Plataformas

La extensión de la corteza continental, que va más allá de la línea de costa y que parte desde la base de los continentes continuando bajo el mar, desciende de forma gradual a lo largo de grandes extensiones (por lo regular con una pendiente de 0.1°), tiene su límite hasta la interrupción de esta por un cambio brusco de pendiente, este espacio entre la corteza continental y el cambio de pendiente (talud) es a lo que llamamos Plataforma Continental (James & Kendall, 1992); las que pueden ser terrígenas o carbonatadas.

En promedio, ésta pendiente desciende hasta llegar a los 200 [m] de profundidad, hasta la aparición del Talud Continental; donde puede haber acumulación de sedimentos clásticos o carbonatados, o una mezcla de ambos.

Las plataformas carbonatadas tienen diversas morfologías, de acuerdo con las condiciones climáticas y la dinámica del agua marina interactuante, así como la química y los organismos presentes.

En la **figura 5** se tiene una representación esquemática de los principales tipos de plataformas carbonatadas y la extensión que estas abarcan.

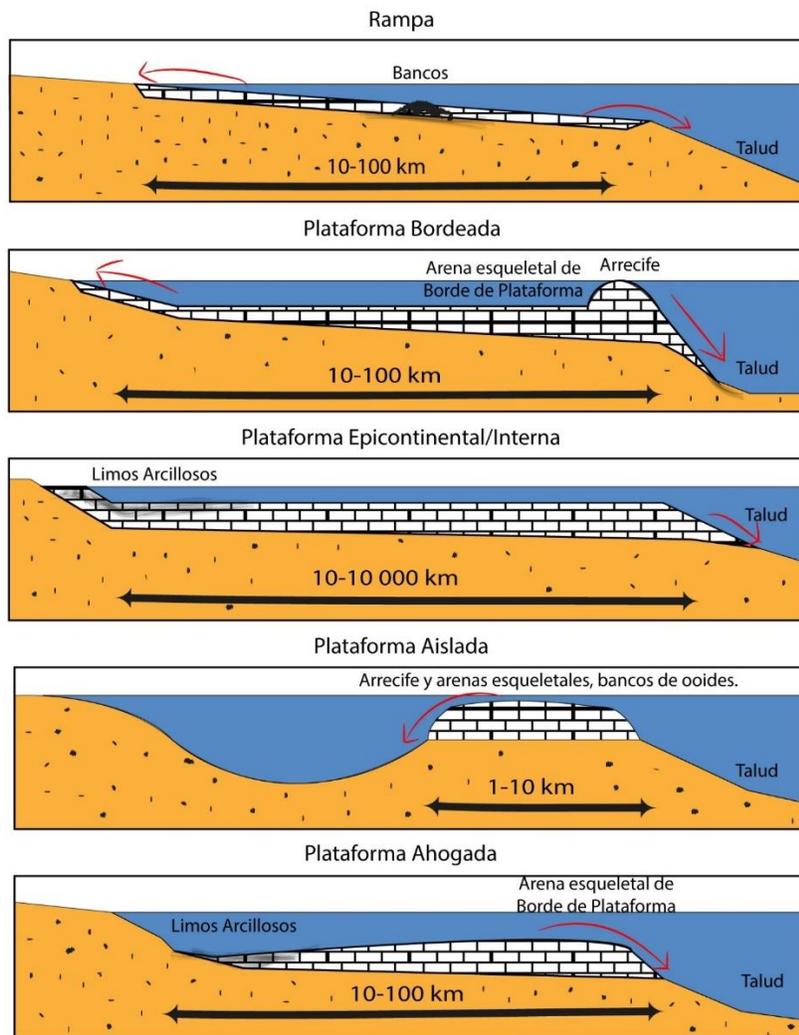


Figura 5. Representación en sección de los diferentes tipos de plataformas carbonatadas tropicales. (Modificado de James & Kendall, 1992).

Capítulo II: Generalidades

2.1 Ubicación

De acuerdo con la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), en la Cuenca de México, desde el punto de vista geográfico se tienen las 16 alcaldías de la Ciudad de México y 105 municipios pertenecientes a los estados de Hidalgo, Tlaxcala y Estado de México; tiene una superficie aproximada de 16,424 [Km²], siendo la base de esta cuenca donde se asienta la mayor parte de la urbanización del país, comprendiendo un porcentaje cercano al 20%.

Sus límites latitudinales son 19°5' y 20°10', se encuentra orientada NE-SW y se extiende por 100 km de largo y 80 km de ancho, delimitada en la porción noreste por un sistema de horst y graben (García-Palomo et al., 2008). Delimitada por doce serranías, tal como se muestra en la **figura 6**: Monte Alto, Las Cruces, Ajusco, Chichinautzin, Nevada, Río Frío, Calpulalpan, Tepozán, Pachuca, Tezontlalpan, Tepotzotlán y Monte Bajo; contiene tres valles: México, Apan y Tizayuca; y 5 Lagos: Xaltocan, Texcoco, Xochimilco, Chalco y Zumpango. (Córdova, 2022).

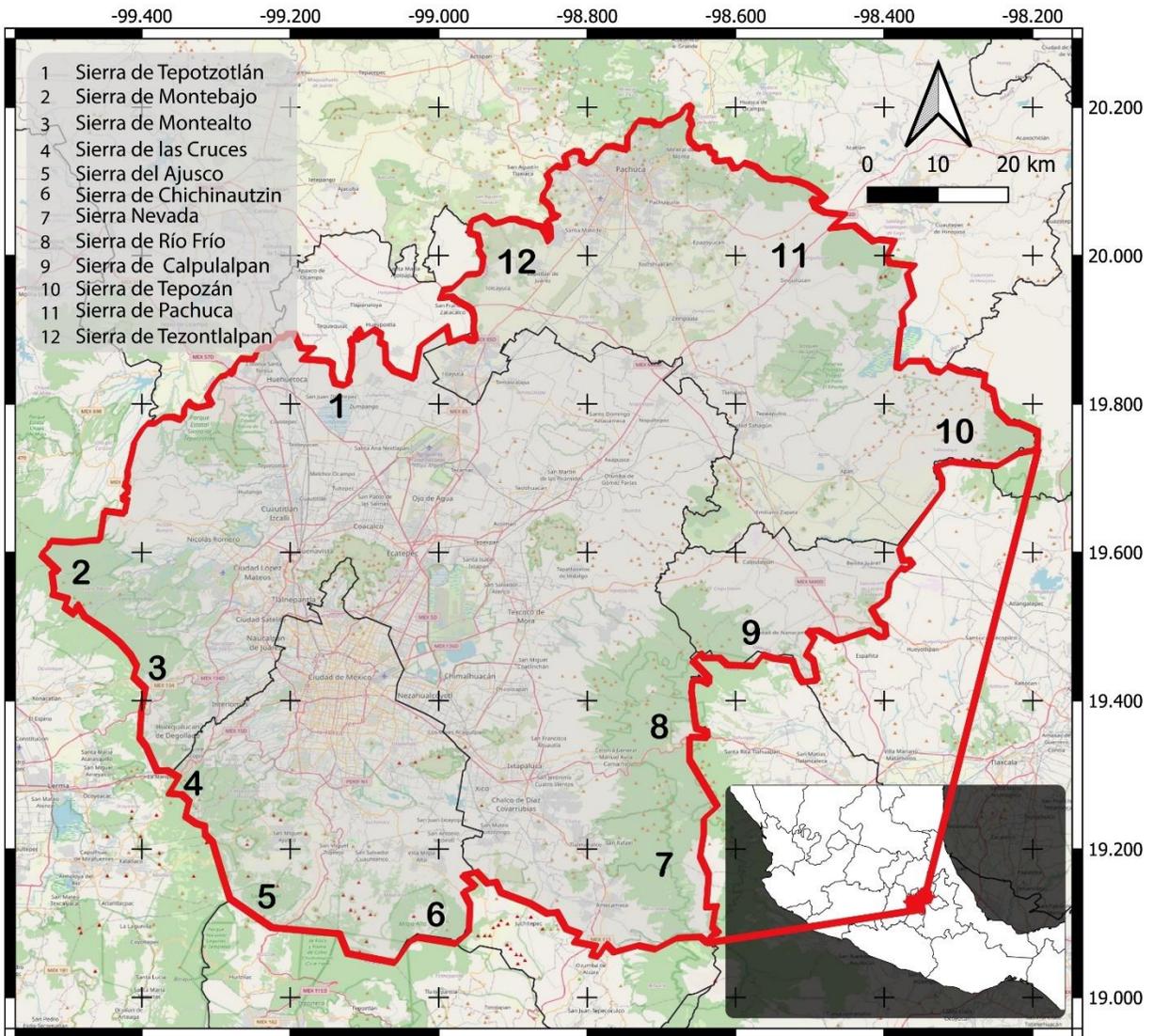


Figura 6. Ubicación de la Cuenca de México y sus límites. (Elaboración propia con base en el Sistema Nacional de Información del Agua (SINA), 2024).

2.2 Estado del arte

Desde la época de la Colonia, ya se bosqueja un reconocimiento geológico, no sólo de la cuenca, sino de todo el país; y aunque estos reconocimientos iniciales no se hicieron de manera rigurosa, ni estandarizada, marca un hito en la investigación de la cuenca.

Las primeras descripciones geológicas fueron realizadas por el Real Seminario de Minería, donde destacan escritos que describen el relleno sedimentario y las estructuras volcánicas del denominado Valle de México (Ordoñez, 1891). Posteriormente se tienen los documentos donde se describe el basamento de la cuenca (Fries, 1960).

Las primeras historias sobre el origen de la cuenca de México se dieron durante los años 70, donde buscaban relacionar la geología de la zona, con los procesos tectónicos y volcánicos ocurridos, buscando así definir un hilo conector que describiera el origen y desarrollo de la Cuenca de México, impulsado por las obras Ingenieriles que se habían desarrollado en el país en la década previa, como el Sistema de Transporte Colectivo Metro, entre algunas otras (Mooser, 1975).

Tras el terremoto del 19 de septiembre de 1985, los trabajos por conocer el subsuelo fueron exhaustivos, derivando en la realización de una serie de estudios geofísicos, como el estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México (Pérez-Cruz, 1988) o la perforación de una serie de pozos profundos a lo largo de la cuenca, que sirvieron para correlación permitiendo realizar un análisis estratigráfico y estructural con el fin de proponer la evolución geológica de la cuenca (Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989).

Desde el siglo pasado se ha buscado escribir una historia geológica convincente de la cuenca, que considere los principales procesos geológicos y tectónicos que se han dado a lo largo del tiempo, teniendo como objetivo el uso consciente de los recursos, así como el establecimiento de leyes y normas para la construcción y el aprovechamiento del suelo sin poner en riesgo a la sociedad.

A inicios del siglo XX, se propuso una actualización a los modelos geológicos establecidos de la Cuenca de México (Mooser et al., 2000); posteriormente, en la

segunda década del siglo mencionado, se estableció formalmente el límite noreste de la cuenca como un sistema de horst y graben (Palomo y colaboradores, 2018).

A partir de estos escritos y desde la información disponible, se pudo establecer un punto de partida para afinar las correlaciones, mediante procesos detallados de datación geocronológica con métodos modernos, como los que se encuentran en diversas publicaciones hechas por De Cserna et al., (1988); Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, (1989); Siebe y colaboradores (2004); García-Palomo et al., (2000,2008); Morán-Zenteno et al., (2004); Arce et al. (2019); Córdova (2022); entre otros.

Capítulo III: Desarrollo

3.1 Tipo de cuenca

Dado que la cuenca de México tiene una historia basta, con una tectónica dinámica y, por ende, actividad volcánica constante, que se produjo durante la transición del Pleistoceno-Holoceno superior, la cual ha sido el principal proceso geológico que la ha modelado. Esta cuenca, ubicada en la zona central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) llega a tener elevaciones cercanas a los 2,500 msnm, se ha bordeado por sierras compuestas de productos magmáticos.

Cuando la actividad cesa, los edificios volcánicos que han emergido principalmente en zonas de debilidad en la corteza, principalmente fallas, tienden a hundirse debido a arreglos isostáticos, generando subsidencia y fracturándose escalonadamente; mientras esta se va extendiendo, formando fallas normales que al combinarse forman grabens o semigrabens y horst (Smith, 1988).

Los últimos pulsos magmáticos dados en el Pleistoceno, a través de grandes fracturamientos que cruzaban de E-W, generaron una gran cantidad de conos que caracterizan a la Sierra de Chichinautzin que va desde el Ajusco, hasta la Sierra Nevada, y que la consolidaron como una cuenca endorreica (Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989); estos pulsos magmáticos del Sistema Chichinautzin dados inicialmente hace 1.2 [Ma] modificaron o bloquearon los cauces de algunos Paleo-ríos: El Rosal, Magdalena, Cuicuilco, Peña Pobre y Fuentes Brotantes, lo cual produjo el cierre y consolidación de la cuenca hace aproximadamente 2,000 años (Córdova, et al. 2022).

De estos ríos, algunos desaparecieron por completo, como en el caso de los paleo-ríos Cuicuilco, Peña Pobre y Fuentes Brotantes. El cauce de otros paleo-ríos fueron desviados, como en el caso del Magdalena y El Rosal que ahora forman parte del río Magdalena (Sandoval-García et al., 2024).

Debajo de la zona urbana, se encuentran depósitos lacustres, bajo estos, se tienen grandes secuencias volcánicas y vulcanoclásticas; en su basamento, están los restos del Mar Mexicano, compuestos por secuencias carbonatadas y terrígenas del Cretácico (Pérez-Cruz, 1988).

Es debido a estos procesos magmáticos, a la posición geográfica y a su contexto geológico en la que se encuentra, que la Cuenca de México puede clasificarse como una cuenca de intra-aco, que se caracteriza por albergar una gruesa sección de sedimentos volcánicos, vulcanoclásticos, y secuencias lacustres.

3.2 Descripción de la cuenca

El relleno de la cuenca tiene dos grandes componentes, las que son producto de la actividad volcánica y las que se formaron por el depósito sedimentario o vulcanosedimentario.

En el SE, está delimitada por los altibajos de la Sierra Nevada, comprendida por los siguientes estratovolcanes: Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Telapón y Tlaloc, cuyos flancos caen hacia el valle de Puebla, con una orientación Norte-Sur. Los volcanes Tlaloc y Telapón, de composición andesítica-riolítica, son los más antiguos, con actividad que data de hace 1.8 y 1.4 millones de años, respectivamente (Macias et al., 2012; 1989). Por su parte, el Iztaccíhuatl, con una firma andesítica-dacítica, ha tenido actividad que se registra entre 1.1 y 0.4 Ma (Macias et al., 2012). Finalmente, el Popocatepetl, también constituido por una composición andesítica-dacítica, inició su actividad hace aproximadamente 0.33 Ma (Sosa-Ceballos et al., 2015)

En la zona sur, tenemos a la Sierra Chichinautzin, que delimita mediante una serie de volcanes alineados de composición andesítica basáltica, prácticamente en dirección E-W, siguiendo el límite geográfico de la Ciudad de México (CDMX) con el Estado de Morelos, límite dado por los volcanes mismos. Las edades de estos volcanes van desde

1.2 Ma hasta los 1,700 años (Arce, Layer, et al., 2013; Siebe, 2000). Este sistema es catalogado como el más joven en el área y es el proceso causante de la conformación de los límites de la cuenca tal como los conocemos, convirtiendo a la misma en una cuenca endorreica.

Al SW, se tiene una serie de cumbres de composición dacítico-andesítica, tales como la serranía de Las Cruces, Monte Alto, y Monte Bajo, siguiendo una tendencia que va del SE al NE (García-Palomo et al., 2008). Esta cadena de cumbres se extiende más allá de la cuenca misma y el agua que sobre ella escurre o se infiltra, fluye hacia el Valle de Toluca. Así mismo, esta serranía se ve bifurcada en dos fracciones importantes, las cuales se dirigen hacia el interior de la cuenca: la Sierra de Guadalupe y Tepotzotlán, (Ordoñez, 1891). Al Norte, la cuenca se ve delimitada por el extenso campo volcánico *Apan-Tezontepec* (Arce et al., 2013; García-Palomo et al., 2002).

Al interior de la cuenca, también se tienen pequeños volcanes, producto de pulsos magmáticos de composición andesítica-basáltica, tales como los pequeños montes de Chapultepec, Peñón de los Baños, Peñón del Marqués o Xocotitlán; además de complejos de volcanes como la cadena de Santa Catarina o los volcanes de Tlalmanalco (Arce et al., 2013; Siebe, 2000).

Dentro de la cuenca, aquello que en algún momento fueron grandes lagos, hoy se ve conformado por sedimentos lacustres, carbonatos y capas de material volcánico sobre la que se asienta una gran urbe.

Muchos ríos que han sido entubados y otros que han desaparecido, se encuentran dispersos a lo largo de la cuenca, pues ésta, es una cuenca endorreica, es decir, toda el agua que capta desemboca en lagos. Para la Cuenca, algunos de estos arroyos que descendían de las sierras rumbo al lago, son: Chalco, Xochimilco y Texcoco en la fracción sur; San Cristóbal, Xaltocan y Zumpango, en el sector norte (Martínez-Abarca, 2023).

3.3 Sedimentología y Estratigrafía

En la **figura 7** se muestra la columna estratigráfica de la Cuenca de México, donde se describen diez unidades principales, distribuidas a lo largo de distintos periodos geológicos, desde el Cretácico hasta el Holoceno.

La Formación Morelos es el basamento de la cuenca, con edad del Albiano medio al Turoniano temprano; consecuente, se tiene a la Formación Mexcala, del Turoniano al Maastrichtiano.

Durante el Paleógeno tenemos al Grupo balsas, cuyas unidades estratigráficas y Formaciones se extienden desde el Paleoceno hasta el Eoceno. Sobre yacidas al Grupo Balsas encontraremos a los productos magmáticos del Eoceno tardío y Oligoceno, comenzando por la Formación Tilzapotla, seguido por la Andesita Zacapalco.

En el Neógeno, el Mioceno inferior se ve caracterizado por lavas andesíticas y andesitas basálticas que se emplazaron en la Cuenca de México, con un vulcanismo que ocurrió desde hace 24.05 y hasta hace 18.4 [Ma], representados por la Formación Tepoztlán.

Para el Plioceno-Holoceno ocurrieron tres episodios magmáticos principales: La Secuencia Sierra de las Cruces con vulcanismo de entre 3,7 y 0,4 [Ma]; la Secuencia Sierra Nevada que muestra actividad desde hace 1.8[Ma]; la Secuencia Chichinautzin, con edades que oscilan entre 1,2 [Ma] y los 7.600 años.

Finalmente, tras el cierre de la cuenca se ha dejado un importante registro de depósitos lacustres, pertenecientes al Holoceno.

En su porción más antigua se tienen reportes de anhidritas laminadas de color variable entre gris oscuro y blanco, así como estratos delgados de calizas que se van engrosando hacia la cima; de entre 10 y 60 cm de espesor, así como una granulometría correspondiente con arenas y ocasional presencia de arcillas (García-Díaz, 2004). La unidad presenta cuatro facies características: Coquinas de Orbitolina; Conglomerados de caliza; arrecifes de rudistas y ostras; y mudstone limoso de miliólidos; en conjunto, esta unidad estratigráfica tiene espesores de hasta 900 [m] y se ha localizado en los pozos exploratorios Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 a profundidades de 2,060 y 2,160 [m], con espesores correspondientes de 410 y 650 [m], respectivamente (Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989; Johnson, 1990). Se sugiere que estos paquetes carbonatados corresponden a un ambiente marino somero, en donde el depósito se dio sobre una plataforma interna semi-restringida con aguas cálidas y bien oxigenadas, así como con el desarrollo arrecifal de manera esparcida. (Zamudio-Ángeles, 2005).

2) La Formación Mexcala se encuentra distribuida principalmente por la ciudad de Cuernavaca en Morelos, Chilpancingo y Taxco, en Guerrero, pero también la podemos ver aflorante en el Estado de México, Hidalgo, el occidente de Puebla y Oaxaca, (Fries, 1960). Su edad va del Turoniano al Maastrichtiano teniendo un espesor aproximado de 1,500 [m] (Bohnenberger, 1955, en Fries, 1960). En el pozo Mixhuca-1, la formación fue localizada a profundidades entre 1,720 y 1,850 [m] (Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989). Litológicamente, la unidad se encuentra compuesta por sucesiones interestratificadas de areniscas, limolitas y lutitas calcáreas, además, se tiene la presencia de escasas calizas, conglomerados y estratos carbonosos (Guerrero-Suástegui, 2004). En la base de la formación, se encuentran estratos de areniscas calcáreas laminadas, cuyo espesor oscila entre los 10 y 20 [cm] y presencia de abundante materia carbonosa. Sobre estas, se tienen capas interestratificadas de lutitas y limolitas calcáreas; su cima se compone de aportes de arenas líticas y conglomerados finos donde aparecen rizaduras y marcas de oleaje. En la cima también se tiene la presencia de minerales de origen ígneo, que se hacen más abundantes en los conglomerados. La unidad se originó en un ambiente de depósito característico de un mar epipelágico en condiciones de profundidad moderada, baja energía y temperaturas frías (Zamudio-Ángeles, 2005).

Paleógeno

La unidad estratigráfica de este periodo es el Grupo Balsas, que se compone de una sucesión de depósitos continentales, que se encuentran sobreyaciendo de manera discordante a las rocas cretácicas y subyaciendo a los sedimentos vulcano-clásticos pertenecientes al Eoceno tardío (Morán-Zenteno et al., 2007). Es una sucesión de depósitos terrestres compuestos por conglomerados, areniscas, limolitas y calizas lacustres, así como depósitos volcánicos de ignimbritas silíceas y flujos andesíticos que afloran en el estado de Guerrero, Estado de México, Michoacán y Morelos (Fries, 1960).

Dada la complejidad del grupo, se ha decidido resumirlo en la tabla 2, que correlaciona todas aquellas formaciones que la conforman, describiendo sus principales características.

Tabla 2. Miembros y Formaciones del Grupo Balsas

		Origen		Descripción	Espesor [m]
PALEÓGENO	Eoceno	Sedimentario	Volcánico/Intrusivo		
		Fm. Huajintlán		Conglomerado mal ordenado, dominado por fragmentos de caliza, seguido de arenisca y fragmentos volcánicos. Clastos de hasta 50 [cm] de diámetro	300
			Ignimbrita Piedras Altas	Ignimbrita no soldada o ligeramente soldada, que comprende a dos capas de ceniza. El flujo inferior es de color rosado y se encuentra ligeramente soldado, mientras que el superior es blancuzco y no soldado.	120
			Toba Teacalco	Toba soldada cristalina vítrea con granate, sanidino, biotita y plagioclasas; pómez y limolitas soportadas en una matriz desvitrificada.	60
		Fm. Tepetlapa.		Sucesión de limolitas, areniscas y conglomerados soportados por matriz. Presentan geometrías laminares y lenticulares.	2000
Nota. Tabla basada en: (Morán-Zenteno et al., 2007).					

A finales del Paleógeno, se tienen dos secuencias principales:

1) La Formación Tilzapotla, con afloramientos en los poblados Tilzapotla, Tequesquitengo y Amacuzac. Datada por métodos radiométricos con edades de 26.5 millones de años,

correspondiendo al Oligoceno (Arce et al., 2013). Litológicamente se compone de material tobáceo vítreo con cuarzo y plagioclasas microcristalinas; contiene esferulitas y óxidos de Hierro y circones (Morán-Zenteno et al., 2004). Por sus composiciones, se han descrito tres facies: **a) Intra-caldera:** Dominada por depósitos de tobas soldadas de composición dacítica y secundada por flujos piroclásticos difusos con espesores de hasta 600[m]. **b) Extra-caldera:** se caracteriza por contener fragmentos de calizas y rocas volcánicas soportados por matriz con espesores de hasta 50 [m]. **c) Brechas de colapso:** se compone de brechas intercaladas con ignimbritas con espesores mayores a 100 [m]. Estos emplazamientos volcánicos se dieron a partir del colapso de la caldera de Tilzapotla y posteriormente, se modelaron y añadieron tobas, producto de la dinámica fluvial, dominada por la morfología de la zona (Morán-Zenteno et al., 2004).

2) La andesita Zacapalco/Buenavista, se extiende hacia el oriente, cercana al poblado de Tilzapotla y hacia el sur, cercana a Iguala y Huitzucó (De Cserna & Fries, 1981), constituida de lavas y brechas de composición andesítica, que conforme se acercan a la cima evolucionan a composición riolítica. Por sus relaciones estratigráficas se interpreta que se formó durante el Oligoceno tardío.

Neógeno

El Mioceno inferior se ve caracterizado por lavas andesíticas y andesitas basálticas que se emplazaron en la Cuenca de México, con un vulcanismo que ocurrió desde hace 24.05 y hasta hace 18.4 Ma, identificadas en los pozos Copilco-1, Mixhuca-1, San Lorenzo Tezonco y Texcoco-1. Este evento se asocia cronológicamente con los primeros episodios magmáticos de la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM), representados por la Formación Tepoztlán (Lenhardt et al., 2010).

La Formación Tepoztlán, aflora a 16 [km] al noreste de la ciudad de Cuernavaca, Morelos. Se compone de clásticos andesíticos con gradación inversa, horizontes arenosos y sedimentos fluviales y lacustres, donde encontramos conglomerados, areniscas y lutitas (Fries, 1960). La secuencia se puede dividir en tres unidades: **a) Volcánico-lahárica:** interestratificación de lahares andesíticos, tobas, brechas de cenizas y líticos. **b) Fluvio lahárica:** depósitos fluviales, lahares y conglomerados mal seleccionados. **c) Lahárica-volcánica:** tobas y depósitos fluviales, con lentes de conglomerados polimícticos,

asociados a material tobáceo-andesítico. Los espesores de esta formación rondan los 200 [m], cerca del poblado de San Andrés y de 1000 [m] en las porciones más cercanas a Tepoztlán (Haro-Strop, 1985).

Plioceno-Holoceno

Los eventos del Plio-Cuaternario incluyen lavas de composición diversa, que abarcan desde andesita-basáltica hasta dacita, así como ignimbritas, conglomerados y brechas volcánicas provenientes de las Sierras Chichinautzin, Las Cruces y Nevada (Macías et al., 2012). Estos materiales, con edades comprendidas entre 5 y 0.5 Ma, han sido documentados en los pozos Copilco-1 y San Lorenzo Tezonco (Arce et al., 2013).

En el Plioceno ocurrieron tres episodios magmáticos principales, seguido de otro de relativa calma; estos procesos son:

a) La Secuencia Sierra de las Cruces, la cual abarca 11 [km] de longitud y se encuentra orientada NW-SE y se compone por 9 volcanes de composición dacítico-andesítica: La Catedral, La Bufa, Iturbide, San Miguel, Ajusco, La Corona, Chimalpa, Salazar, y Zempoala (García- Palomo et al., 2008). “Cada estructura volcánica ha producido flujos de lava y domos que construyeron las partes más altas de estas estructuras, mientras que los depósitos piroclásticos, intercalados con depósitos de lahares y avalanchas de escombros, constituyen la porción inferior del relieve (morfología en abanico) que rodea los edificios volcánicos” (Arce y colaboradores, 2008). Las rocas del volcán La Catedral son las más antiguas, oscilando los 3.7 Ma (García-Palomo, 2008). Por su parte, en la porción sur, los volcanes La Corona y Zempoala, se caracterizan por ser los más jóvenes del complejo, con edades entre 1.1 y 0.4 Ma. (Aguirre-Díaz et al., 2006).

b) La Secuencia Sierra Nevada delimita en la porción sureste a la Cuenca de México y se encuentra orientada Norte-Sur, además, se compone de 4 estratovolcanes: Tlaloc y Telapón, de composición andesítica-riolítica, e Iztaccíhuatl y Popocatepetl, de composición andesítica-dacítica. (Macias et al., 2012;1989). Los dos primeros son los volcanes más antiguos, con actividad que data hace 1.8 y 1.4 Ma, respectivamente. Mientras que, para el Iztaccíhuatl se tiene registro de su actividad, que oscila entre 1.1 y 0.4 Ma. (Macias et al., 2012). El Popocatepetl, tiene registro de que su actividad inició

hace aproximadamente, 0.33 Ma (Sosa-Ceballos et al., 2015) y es un volcán activo. En la porción oriental de la Cuenca se tienen avalanchas de escombros, cuyos aportes han sido identificados en el centro de la Ciudad de México (Lozano-García & Ortega-Guerrero, 1998; Siebe y colaboradores, 2017).

c) El pulso magmático que generó a la extensa Secuencia Chichinautzin, se cataloga como el pulso más joven del entorno de la Cuenca y es el responsable de más de 200 estructuras volcánicas monogenéticas, con edades que van desde los 1.2 Ma, hasta los 7,600 años (Arce et al., 2013; Siebe, 2000). Gracias a su composición, andesítica-basáltica, así como a las edades que comprenden, han podido correlacionarse una serie de estructuras volcánicas que se encuentran dispersas en la Cuenca de México y asociarse con la Secuencia Chichinautzin, tales como el cerro de La Estrella o la pequeña Sierra de Santa Catarina, por mencionar algunos.

Es debido a este extenso evento volcánico que la Cuenca de México se ve consolidada, pues los ríos que fluían hacia Morelos y hacia el sur de la cuenca, se ven bloqueados por estos nuevos pulsos magmáticos, dando paso a la creación de una cuenca endorreica, debido al arreglo morfoestructural dado por los volcanes. Estos Paleo-ríos: El Rosal, Magdalena, Cuicuilco, Peña Pobre y Fuentes Brotantes fueron modificados o bloqueados, lo cual produjo el cierre y consolidación de la cuenca hace aproximadamente 2,000 años (Córdova, et al. 2022).

d) El último proceso corresponde con depósitos de sedimentos lacustres; en una cuenca sedimentaria que recibió en su interior el drenaje de las lluvias, distribuyendo el agua en lo que fueron 5 grandes lagos: Xaltocan, Texcoco, Xochimilco, Chalco y Zumpango (Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989). Los grandes valles, se fueron rellenando por depósitos clásticos de arrastre, producto de la erosión de los grandes abanicos aluviales procedentes de las secuencias volcánicas que bordean a la cuenca, así mismo, se fueron rellenando de depósitos aluviales en la periferia y depósitos lacustres hacia el centro de cada lago, además de presentar intercalaciones de piroclásticos, que indican actividad magmática contemporánea al relleno lacustre. Dada la morfología de la cuenca y su topografía tan variada, el relleno de cuenca no tiene un espesor constante, pues en

sus sectores centrales, llega a alcanzar hasta 400 [m] de espesor, mientras que en la zona de mesetas es hasta de 200 [m] (Pérez-Cruz, 1988).

Los datos paleontológicos y las edades de los núcleos profundos de Texcoco-1 y San Lorenzo Tezonco, indican que los depósitos lacustres de la subcuenca de Chalco-Xochimilco son más antiguos que los de la cuenca del lago de Texcoco, cuencas separadas por la Sierra de Santa Catarina y el sistema volcánico Cerro de la Estrella-Cerro de Chimalhuacán. Mientras que la Sierra de Santa Catarina se formó junto con las lavas de Chichinautzin, el sistema volcánico Cerro de la Estrella-Cerro de Chimalhuacán es más antiguo, lo que sugiere que la cuenca de Texcoco pudo haber existido como una cuenca fluvio-lacustre con drenaje hacia Chalco, que tras la formación de la Sierra de Santa Catarina, causó la acumulación de sedimentos en la cuenca del lago de Texcoco. (Córdova, 2022).

Dentro de este conjunto litológico, en el relleno lacustre, es posible encontrar grandes tesoros arqueológicos y también, se tiene registro de biota: paleontológica, palinológica y paleobotánica muy bien preservada, tales como osamentas de mamuts, semillas, mazorcas de los cultivos prehispánicos, e inclusive, en el año 2023 se hicieron descubrimientos de huevos de flamenco, preservados en depósitos lacustres en el área del Aeropuerto Internacional Felipe Ángeles, que datan de hace 8,000 años (Cruz et al., 2023). También se tienen registros de camellos, caballos, mastodontes, venados, dientes de sable, lobos, gonfoterios, gliptodontes, bisontes, osos e inclusive leones del Pleistoceno (Morett et al., 1998; Arroyo-Cabrales et al., 2010).

3.4 Geología Estructural

La Cuenca de México, representa por sí sola un arreglo morfoestructural a partir de las serranías de carácter volcánico. Estas estructuras, se ven emplazadas paralelamente sobre fallamientos y fracturamientos previos, que permitieron el ascenso de magmas desde sus cámaras, y posteriormente ascendiendo para lograr su emplazamiento y formar volcanes monogenéticos y estratovolcanes (Suter et al., 1991; Mooser & Molina, 1993). Las principales estructuras son pliegues, fallas y fracturas que presentan las siguientes características generales:

- a) **Pliegues.** En las capas mesozoicas se tiene presencia de una serie de pliegues simétricos y recostados al oriente y poniente, con extensiones de entre 3 y 4 [km] entre cresta y cresta, producto de la deformación que dio origen a la Sierra Madre Oriental (Fries, 1960).
- b) **Fallas y fracturas.** En el subsuelo de la Cuenca de México, tiene una composición conformada por una serie de horst y graben, lo que explica las lineaciones de algunos de los productos magmáticos. Cabe destacar que aquellos rasgos estructurales representados mediante grandes conjuntos de fallas, sin embargo, son visibles y con mayor proporción de estudio, aquellos que se encuentran en la porción Occidental, ya que, en la Oriental, debido a que el material volcánico es relativamente joven, muchas estructuras han sido cubiertas (Alaniz-Álvarez & Nieto-Samaniego, 2005). **figura 8.**

En el subsuelo, tan solo en los pozos exploratorios Mixhuca-1 y Copilco-1 se identificó, una falla normal que atraviesa las columnas litológicas desde el basamento hasta los depósitos Miocénicos (García-Díaz., 2004; Pérez-Cruz, 1988). Esta falla identificada y paralela al sistema de fallas de Jojutla-Cañón de lobos, en Morelos, es contemporánea con los primeros depósitos del grupo Balsas y coincidente con el presunto fin de la Orogenia Mexicana, dado en el Mioceno temprano.

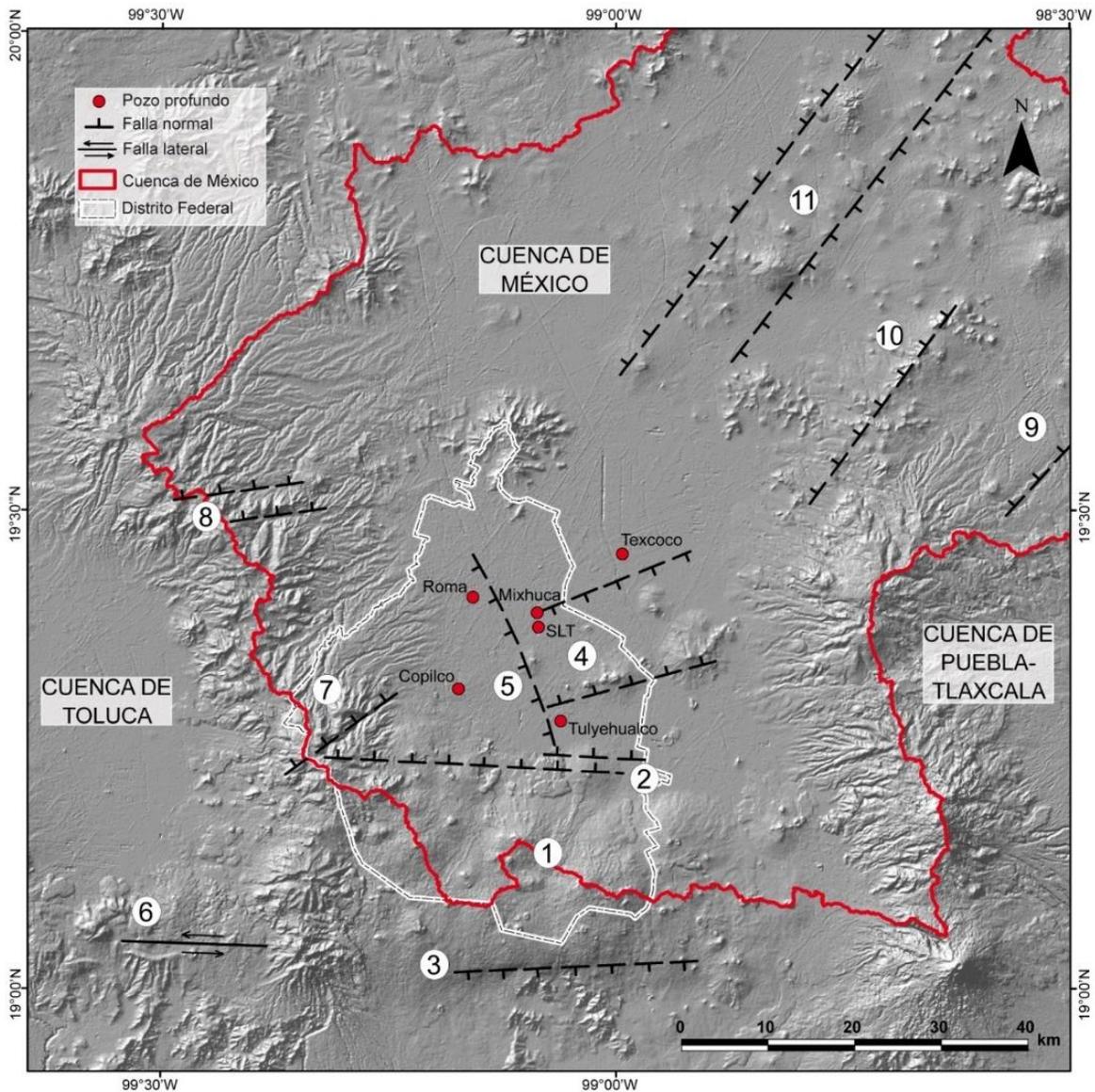


Figura 8. Ubicación de pozos profundos y sistemas de fallas de la Cuenca de México.
(Tomado de González-Torres et al., 2015).

Los principales sistemas de fallas son:

1. **Fallas NNW-SSE:** Corresponde con el sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende, que es el más antiguo, ya que ocurrió durante el Oligoceno-Mioceno, y ha sido reactivado en la fase de extensión cortical. Este sistema incluye la falla normal Mixhuca, que con su orientación Noroeste-Sureste, forma parte de un graben que dio origen a la Sierra de las Cruces. Esta falla junto con otra paralela, es también

responsable de la formación de la fosa Roma (graben), ubicada al oeste de la falla (Pérez-Cruz, 1988).

2. **Fallas ENE-WSW:** Este sistema, representado por lineamientos paralelos a la Sierra de Santa Catarina, ha sido identificado gracias a la variación en la profundidad del contacto entre rocas calcáreas del Cretácico y rocas volcánicas del Cenozoico. Dentro de este sistema se encuentra el graben de Santa Catarina, formada por dos fallas normales con orientación ENE-WSW. La importancia de este sistema fue determinada mediante estudios en pozos profundos perforados al norte y sur de la Sierra de Santa Catarina, como los de Mixhuca y San Lorenzo Tezonco (Arce et al., 2013).
3. **Fallas E-W:** El sistema Tenango-La Pera, es el de mayor desplazamiento, se compone de diversas fallas, como la falla Xochimilco y la falla La Pera, al sur de la Sierra Chichinautzin. Estas fallas presentan un desplazamiento significativo y son observables en imágenes satelitales, generando lineamientos claros (Alaniz-Álvarez & Nieto-Samaniego, 2005).

Como parte de la interpretación sísmica de reflexión, se encontraron una serie de fallas con desplazamiento de hasta 90 [m] que cortan la porción superior de la secuencia y cruzan desde el viaducto Río de la Piedad, hasta la Colonia Morelos, sobre el paleo-lago de Texcoco, formando el graben Tenochtitlán. Esta serie de fallas también incluyen algunas que cruzan en la parte sur del aeropuerto y a la Calzada Ignacio Zaragoza con saltos aproximados de 20 [m] (Pérez-Cruz, 1988).

Finalmente se han descrito una serie de fallas que logran cortar a toda la secuencia litológica de la Cuenca de México, éstas se encuentran localizadas alrededor del cerro de la Estrella y del Peñón de los Baños, y tienen origen a partir de movimientos corticales por los cuales se ha movilizado el material fundido que dio origen a dichas estructuras. (Pérez-Cruz, 1988).

3.5 Evolución Geológica

En el año de 1968, se perforó el primer pozo exploratorio en la Cuenca de México, el Pozo Texcoco-1, ubicado al NE del Estado de México, con el fin de explorar el subsuelo para la búsqueda de nuevos recursos hídricos que pudiesen abastecer a la cuenca de sus necesidades.

Posteriormente, en la década de 1980, la Ciudad de México fue escenario de una importante campaña de perforaciones profundas, derivada del sismo del 19 de septiembre de 1985, cuyo objetivo principal era estudiar la geología subterránea de la Cuenca de México. Estos cuatro pozos profundos, fueron distribuidos estratégicamente en la Ciudad de México: Colonia Roma, en la zona centro; Copilco, al sur; Tulyehualco al Sureste; y Mixhuca al Noreste, realizados con el fin de obtener información detallada sobre la composición del subsuelo, la historia volcánica y sedimentaria de la región, y sus implicaciones geológicas, incluyendo la evaluación de riesgos sísmicos y volcánicos.

Finalmente, entre los años de 2011 y 2012 se perforó el Pozo San Lorenzo Tezonco, ubicado al Sur del Pozo Mixhuca, con el objetivo de caracterizar formaciones hidrogeológicas profundas en la cuenca y conocer el potencial para extraer agua de ellas.

La evolución geológica de la Cuenca de México, desde el Cretácico hasta la actualidad, se pueden describir debido a la información obtenida de la perforación de esta serie de pozos profundos, distribuidos a lo largo y ancho de la cuenca (Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989) **figura 9**.

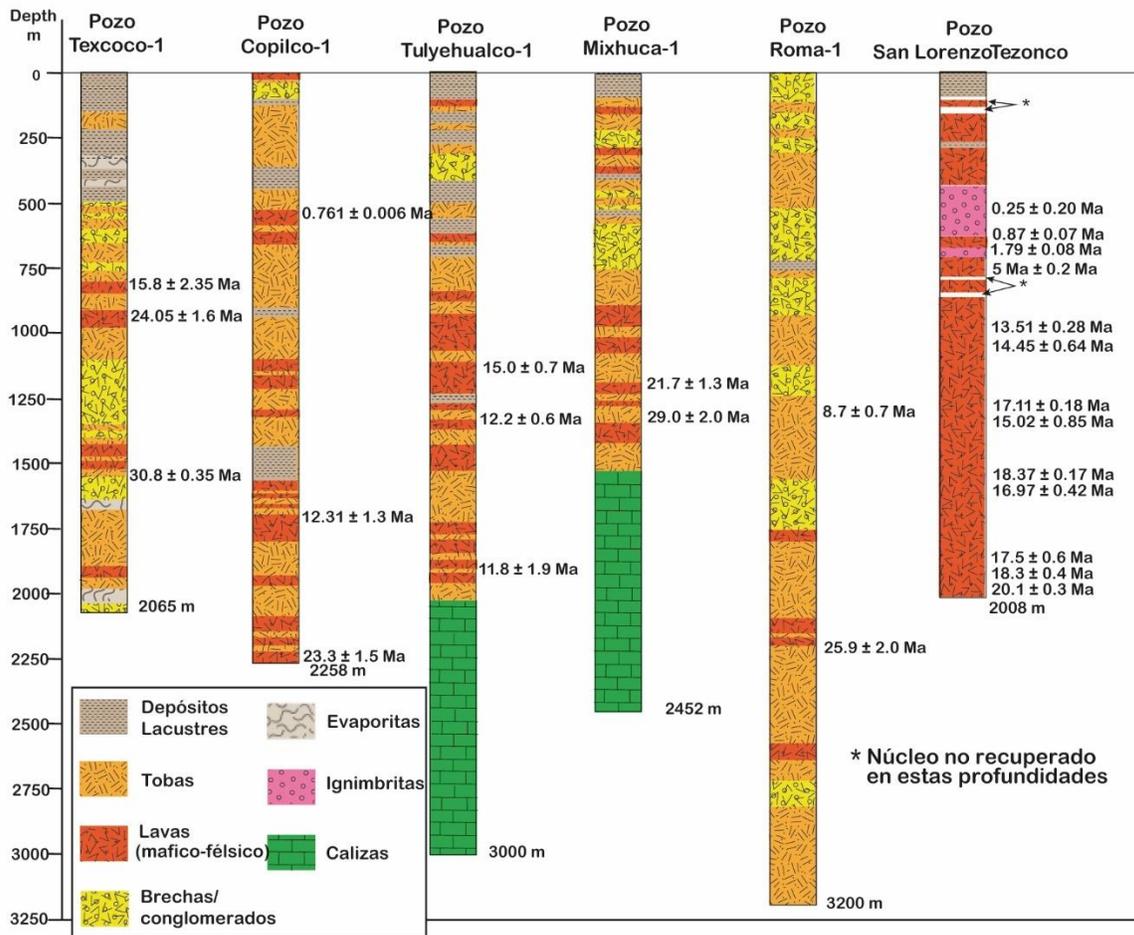


Figura 9. Columnas estratigráficas de 6 pozos profundos de la Cuenca de México. (Modificado de González-Torres et al., 2015 en Córdova, 2022).

En conjunto, estos seis pozos profundos perforados en la Ciudad de México brindaron una visión detallada del subsuelo de la cuenca, revelando una rica historia geológica que abarca desde el Cretácico hasta el Holoceno. Los datos obtenidos fueron esenciales para mejorar el conocimiento sobre la evolución volcánica y sedimentaria de la región, así como para evaluar los riesgos geológicos a los que está expuesta la Ciudad de México. Estos estudios se convirtieron en una herramienta fundamental para la planificación urbana y la mitigación de desastres, y siguen siendo una referencia clave en la comprensión del subsuelo

Durante el Cretácico, la región que hoy comprende la Cuenca de México estaba dominada por un ambiente marino somero. En este periodo, el territorio se encontraba

sumergido bajo un mar poco profundo que formaba parte del Mar de Tethys. La sedimentación marina provocó la acumulación de extensas capas de calizas y capas de yeso, materiales que han sido cortados en los pozos exploratorios Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 (Pérez-Cruz, 1988).

Con el final del Cretácico y el inicio del Paleógeno, la cuenca experimentó significativos cambios tectónicos, pues ocurrió un repentino cambio en el proceso de subducción en el Pacífico, una verticalización de la placa provocado por una desaceleración en la placa Farallón, un Roll-back, donde las rocas formadas en mares epipelágicos, tuvieron un proceso de deformación con un significativo acortamiento, dando como resultado el Orógeno Mexicano, conformado de pliegues y cabalgaduras en la cobertura sedimentaria, sin llegar a afectar a la corteza terrestre (Orógeno del Piel Delgada) (Fitz-Díaz et al., 2018).

Durante el Eoceno, se depositaron conglomerados calcáreos que pertenecen al Grupo Balsas. Estos conglomerados se depositaron sobre el basamento calcáreo y fueron acompañados por actividad volcánica que continuó en el Eoceno-Oligoceno, marcando el inicio de una fase de intensa actividad volcánica en la región.

Durante el Mioceno ocurrió la actividad volcánica asociada con la FVTM. Los depósitos volcánicos están ampliamente distribuidos en la Sierra de Guadalupe y en los alrededores de Tepoztlán, Morelos. Los volcanes de esta época contribuyeron significativamente a la configuración topográfica de la cuenca, formando altos topográficos, muestreados a partir de los pozos Copilco-1, Mixhuca-1, San Lorenzo Tezonco y Texcoco-1 (Pérez-Cruz, 1988).

Durante el Plioceno y el Holoceno, la actividad volcánica continuó con la emisión de lavas y flujos piroclásticos que cubrieron gran parte de las rocas miocénicas (Alaniz-Álvarez & Nieto-Samaniego, 2005). En esta fase, se formaron montañas como la Sierra de las Cruces, la Sierra Nevada y la Sierra Chichinautzin, que rodean a la cuenca y que han sido muestreadas en los pozos Copilco-1 y San Lorenzo Tezonco.

Tras el cierre del drenaje debido a las rocas volcánicas de la secuencia Chichinautzin, se originó la cuenca en la que se empezaron a depositar sedimentos lacustres y fluviales de diferentes facies que incluyen arcillas, limos y arenas.

3.6 Modelo de Cuenca

La cuenca de México tiene una forma aproximadamente ovalada, aunque irregular debido a las sierras y cadenas montañosas que la rodean, como la Sierra Nevada al este, la Sierra de las Cruces al oeste, la Sierra de Guadalupe al norte y la Sierra del Ajusco al sur. Se encuentra en un arco magmático de 1000 km de extensión y ronda los 80 kilómetros de anchura; es resultado de la subducción de la placa de Cocos y Rivera, bajo la placa Norteamericana; esta dinámica permitió la formación de una gran faja volcánica que recorre al país de Este a Oeste (Pardo y Suárez, 1993).

Además, puede considerarse una cuenca de intra-arco debido a su ubicación dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, una zona de intensa actividad volcánica, lo que ha permitido la acumulación de sedimentos volcánicos y fluviales, características comunes en este tipo de cuencas. La **Figura 10**, muestra la ubicación de la Cuenca de México en la FVTM, además en el acercamiento realizado, puede apreciarse el sistema de lagos que alguna vez existieron en la cuenca.

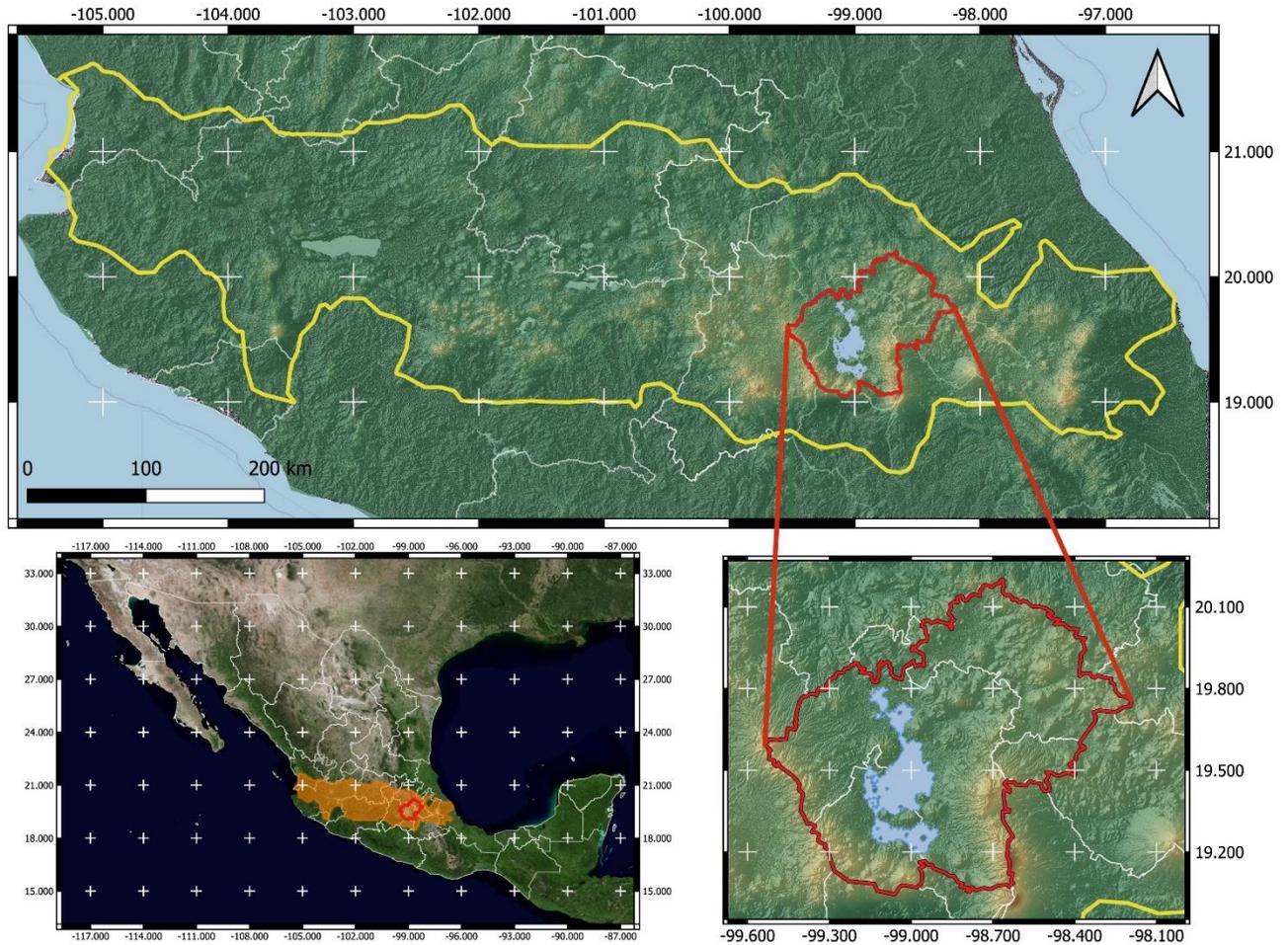


Figura 10. Ubicación de la Cuenca de México en la FVTM. (Modificado de González-Torres et al., 2015).

En la **figura 11**, se muestran las unidades geológicas de la Cuenca de México, donde se puede apreciar la distribución de las secuencias que afloran, en su mayoría ígneas, y que se ven coronadas con el emplazamiento de los depósitos lacustres, representados en color amarillo claro.

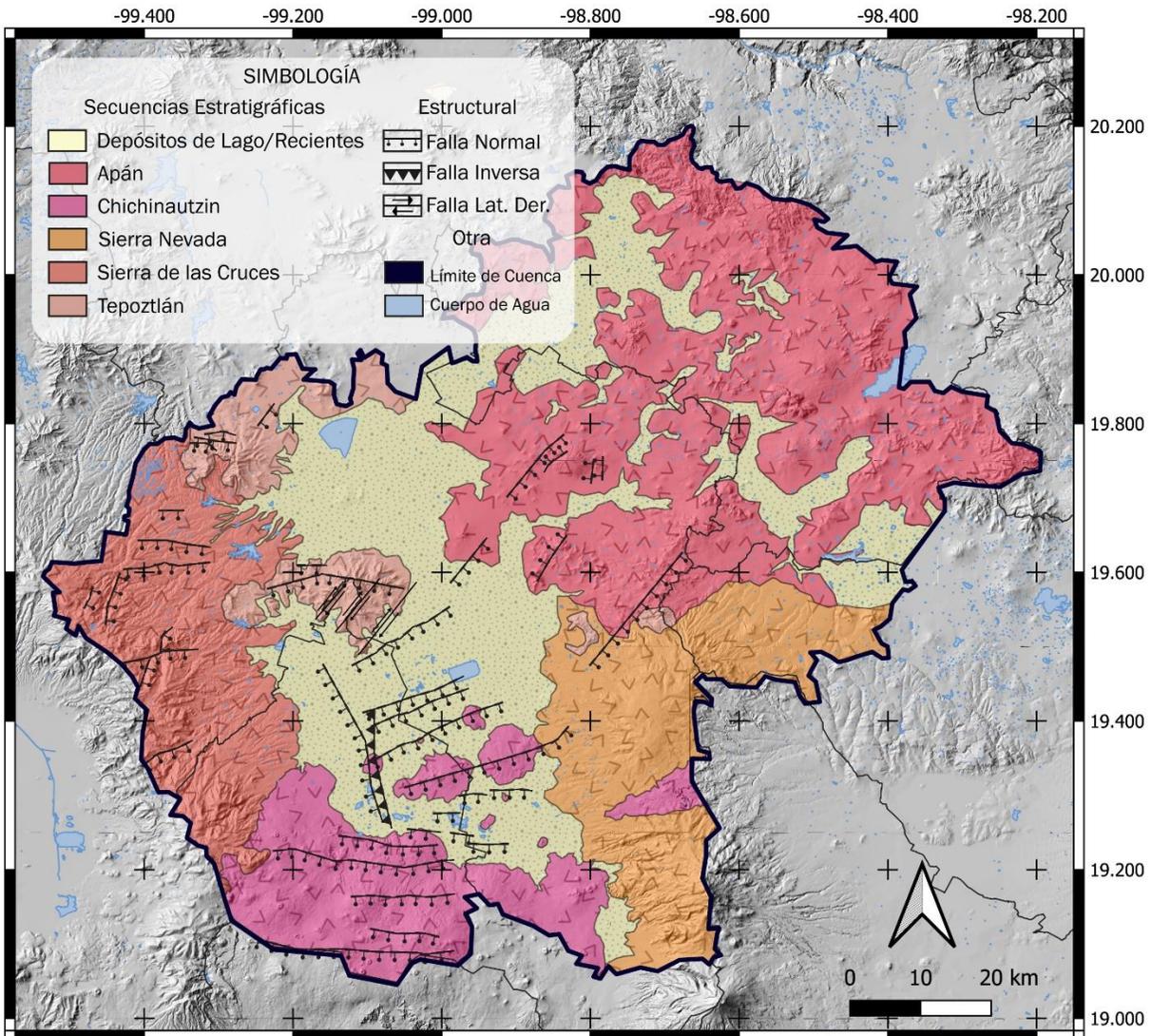


Figura 11. Mapa Geológico de la Cuenca de México. (Modificada de: Mooser et al., 2000; Arce et al., 2019; Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2020; OIHFra (Observatorio Interactivo de Hundimiento y Fracturamiento), 2022).

Durante la época prehispánica, la cuenca era endorreica, con 48 ríos que descendían de las montañas y alimentaban grandes zonas lacustres. A pesar de ser una cuenca endorreica, el agua disminuyó por causas naturales como la erupción de la Sierra Chichinautzin, que causó fracturas por donde el agua comenzó a filtrarse hacia el sur. Además, algunos efectos macrosísmicos permitieron la filtración de agua, lo que extendió el lago hacia el norte. Hoy en día, en ausencia de un gran cauce, se cuenta con una serie de ríos que descienden de la Sierra Nevada, como el Río de la Compañía y el Río de los

Remedios. Otros ríos drenan las sierras de las Cruces de Monte Alto y Monte Bajo, como el Río Magdalena y el Río de La Piedad, que hoy son conductos de aguas negras. El Río de la Concepción, que originalmente abastecía al Lago de Zumpango, es otro de estos cauces.

En la **figura 12**, muestra los elementos morfológicos y geológicos de la cuenca, visto desde la Sierra Chichinautzin, donde se pueden apreciar las 12 serranías que delimitan a la Cuenca, así como algunos de los volcanes monogenéticos que se formaron en su interior (**Figura 12-A**). Este trabajo muestra en la base una sección esquemática que cruza perpendicularmente algunos de los sistemas de fallas que bordean a la misma y un acercamiento al depósito de evaporación solar "El Caracol" donde se aprecia la correlación de una serie de pozos, mostrando el centro de la cuenca. (Carranza-Edwards, 2018). (**Figura 12-B**).

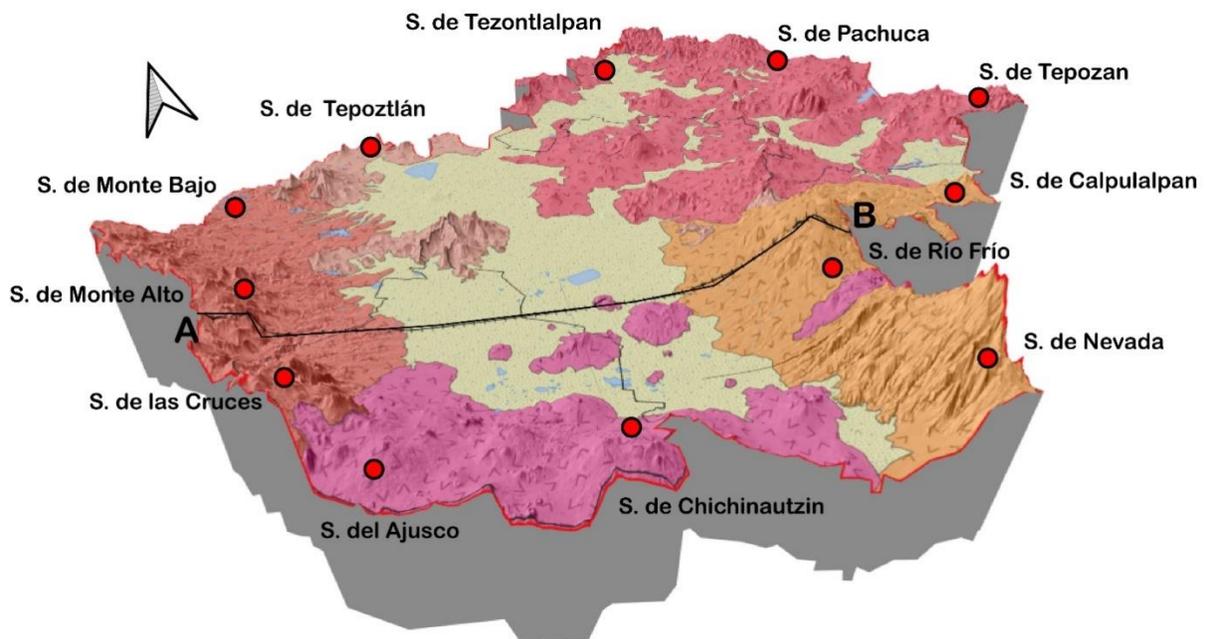


Figura 12-A. Modelo Geológico de la Cuenca de México. (Modificado de Arce et al., 2019; Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2020; OIHFra (*Observatorio Interactivo de Hundimiento y Fracturamiento*), 2022).

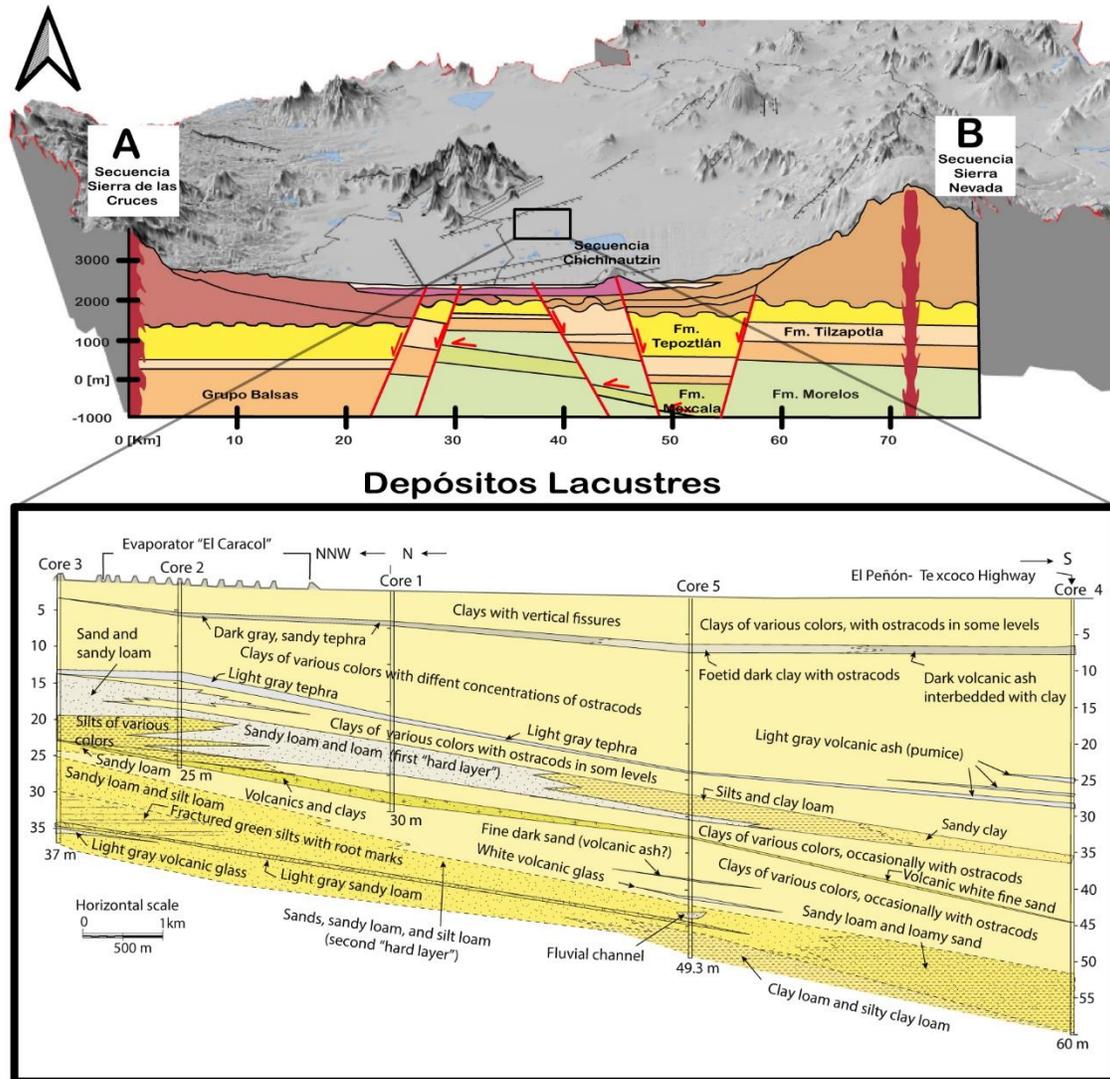


Figura 12-B. Sección esquemática con acercamiento al relleno lacustre. (Modelo de elaboración propia; Sección modificada de Arce, et al. 2019; Sección de depósitos lacustres modificada de Carranza-Edwards, 2018).

Capítulo IV: Consideraciones económicas y Riesgos Geológicos

El hecho de que en la cuenca habite cerca del 20% de la población, genera intrínsecamente una preocupación respecto a las oportunidades económicas que se tienen a partir del uso del suelo y sus recursos del subsuelo.

La Cuenca de México cuenta con fértiles suelos, los cuales han sido aprovechados a lo largo de la historia por sus habitantes, inclusive hasta el día de hoy, donde en algunas

zonas de la ciudad de México, como Xochimilco, se sigue sembrando maíz, caña, chiles, y una selección de leguminosas bastante amplia, siendo esto una consideración económica de bajo alcance, pero de alta necesidad para los pobladores.

También es importante mencionar que otra oportunidad económica es la obtención de materiales para la construcción de obras civiles como tezontle, arena y grava.

Una de las aplicaciones económicas de mayor aprovechamiento es la obtención de agua potable mediante la perforación de pozos. Tan solo en la Ciudad de México al año 2024 se tienen perforados 470 pozos para agua potable (SACMEX, 2024).

El agua, un recurso vital e insustituible, presenta numerosos retos en cuanto a su abastecimiento, localización y desecho, especialmente en las nuevas áreas urbanas. La Cuenca de México, una región con alto estrés hídrico, depende de fuentes internas y externas para satisfacer la demanda de agua de sus más de 20 millones de habitantes. Aproximadamente el 65% del suministro proviene del bombeo de acuíferos. En las últimas décadas, la extracción de agua subterránea ha superado la recarga natural, lo que ha provocado un descenso en los niveles, problemas de subsidencia, incrementando la susceptibilidad a inundaciones y dañando la infraestructura urbana, entre otras afecciones.

El propósito de los proyectos de desagüe de la Cuenca, desarrollados primero por el gobierno colonial español y luego por el estado mexicano independiente, fue proteger la zona urbana de las inundaciones. A diferencia del manejo anterior del lago por parte de los habitantes prehispánicos, esta medida buscaba controlar el agua para permitir el desarrollo de viviendas y la agricultura. Hoy en día, la expansión urbana del área metropolitana de la Ciudad de México y sus alrededores ha ocupado gran parte de los antiguos lechos lacustres, dejando solo restos de los antiguos lagos, en su mayoría humedales, junto con una serie de cuerpos de agua artificiales (Córdova, 2022).

La Cuenca está dividida en siete acuíferos: Chalco-Amecameca en el sureste, Zona Metropolitana de la Ciudad de México al oeste, y los acuíferos de Texcoco, Cuautitlán-Pachuca, Soltepec, Ápan y Tecocomulco en el norte y noreste. **Figura 13.**

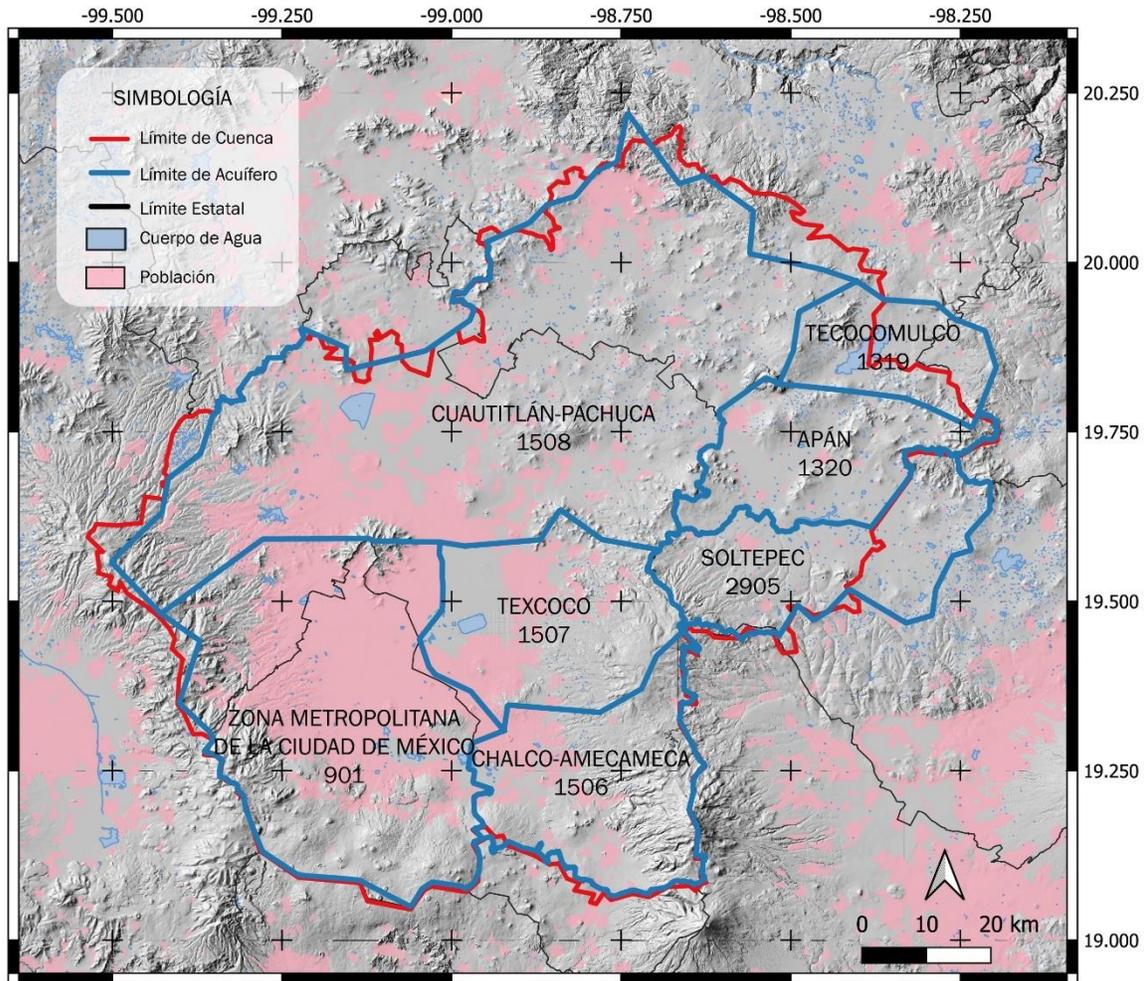


Figura 13. Límites de acuíferos administrativos, dentro de la Cuenca de México. (Elaboración propia con base en la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2024)).

La Cuenca de México enfrenta una serie de riesgos geológicos que son cruciales de considerar, especialmente debido a su ubicación y las características del suelo. En primer lugar, al encontrarse suelos blandos y altamente compresibles, se amplifican las ondas sísmicas, haciendo que los terremotos sean más destructivos en comparación con otras regiones. Además, estos suelos son propensos a hundimientos diferenciales, lo que ha llevado a la aparición de socavones y al colapso de estructuras. Otro riesgo geológico significativo es el vulcanismo, siendo el volcán Popocatepetl, el de mayor riesgo, al ser activo. Otro riesgo importante son las fallas geológicas activas que pueden provocar sismicidad y desplazamientos del terreno, afectando a las personas y a la estabilidad de las construcciones.

Conclusiones

La cuenca es una depresión cerrada de origen tectónico y volcánico, situada en la parte central del altiplano mexicano y es considerada una cuenca de intra-arco, debido a su ubicación dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, una zona de intensa actividad volcánica producto de la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana. Es un área de gran importancia, tanto por su historia geológica como por ser hogar de más de 20 millones de personas; desde hace más de 500 años, ha sido un espacio vital para el desarrollo económico de México.

En el Cretácico, la región formaba parte de una cuenca oceánica, lo que permitió la sedimentación en cuencas profundas durante el Aptiano, un proceso que dio lugar a la formación de depósitos de anhidrita, característicos de la Formación Morelos, la más antigua de la región. A lo largo del tiempo, la actividad tectónica ha sido un factor determinante en la evolución de la cuenca, particularmente por el Orógeno Mexicano. Estos eventos tectónicos provocaron la aparición de fallas y estructuras que facilitaron la actividad volcánica, contribuyendo a la consolidación y relleno de la cuenca, así como a la creación de la Faja Volcánica Transmexicana.

Desde el Eoceno, al área de estudio ha sido modelada por una serie de pulsos tectónicos que dieron lugar a la formación de cadenas montañosas y sierras volcánicas, entre las que destaca la Secuencia Chichinautzin, que cerró y culminó el desarrollo de la cuenca. Hoy en día, la Cuenca de México se divide en cuatro valles principales (Valle de México, Cuautitlán-Pachuca, Apan y Tizayuca) y siete acuíferos.

Debido a su impacto en el desarrollo ambiental y social, es esencial continuar fomentando la investigación interdisciplinaria para comprender mejor los procesos geológicos, prevenir riesgos naturales como la actividad volcánica o las fallas tectónicas, y gestionar de manera sostenible los recursos hídricos. La colaboración entre expertos será clave para garantizar la sostenibilidad de la cuenca y su población.

Bibliografía

Aguirre-Díaz, G. J., López-Martínez, M., & Rendón-Márquez, G. (2006). La caldera de La Catedral, Sierra de Las Cruces, una caldera al norponiente de la Ciudad de México (resumen). *Boletín de la Unión Geofísica Mexicana*, núm. 26, 2006, 160–161.

Alaniz-Álvarez, S., & Nieto-Samaniego, Á. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Trans-mexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica*, núm. 1, 2005, 65-82.

Allen, P. A., & Allen, J. R. (2005). *Análisis de cuencas: principios y aplicaciones*. Blackwell Science.

(n.d.). Anexo A 75. Historia de la Cuenca de México. (n.d.). [Archivo PDF]. UNAM. <http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/bitstream/handle/132.248.52.100/353/A7.pdf?sequence=7>

Arce, J. L., Layer, P. W., Macías, J. L., Morales-Casique, E., Benowitz, J. A., Rangel, E., & Escolero, O. (2013). Nuevas limitaciones en la geología del subsuelo de la Cuenca de la Ciudad de México: el pozo profundo San Lorenzo Tezonco, sobre la base de la geocronología $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ y la química de roca completa. *Revista de vulcanología e investigación geotérmica*, 266, 34–49.

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*, 266, 34–49.

Arce, J. L., Layer, P. W., Macías, J. L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F. J., ... Vásquez-Serrano, A. (2019). Geología y estratigrafía de la Cuenca de México (Ciudad de México), Eje Volcánico Transmexicano central. *Journal of Maps*, 15(2), 320–332.

Arce, JL, Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, JL, Layer, P., & Rueda, H. (2008). Colapso del flanco del Pleistoceno tardío del Volcán Zempoala (Centro de México) y el papel de la reactivación de fallas. *Revista de vulcanología e investigación geotérmica*, 177, 944–958. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.07.015

Arroyo-Cabrales, J., Polaco, OJ, Johnson, E., & Ferrusquía-Villafranca, I. (2010). Una perspectiva sobre la biodiversidad de mamíferos y la zoogeografía en el Pleistoceno tardío de México. *Quaternary International*, 212 (2), 187-197.

Carranza-Edwards, Arturo. (2018). Correlación litológica del subsuelo del lago de Texcoco. *Hidrobiológica*, 28(1), 93-101. de

http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0188-88972018000100093&lng=es&tlng=es.

Córdova, C. E., (2022). Los lagos de la cuenca de México: dinámica de un sistema lacustre y evolución de una civilización. México: Springer Nature Switzerland. 75-95. Doi: <https://doi.org/10.1007/978-3-031-12733-5>

CONAGUA. (2024). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México (0901), 3-10.

Cruz, JA, Moreno-Flores, O., Corona-M, E., y Arroyo-Cabral, J. (2023). La primera aparición americana de un huevo fósil de Phoenicopteridae y sus implicaciones paleobiogeográficas y paleoambientales. *Historical Biology*, 1–8. doi: <https://doi.org/10.1080/08912963.2023.2241050>

De Cserna, Z., y Fries, C., (1981). Hoja Taxco 14Q-h (7) con resumen de la geología de la hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Michoacán. Carta Geológica de México. Serie 1: 100 000. Instituto de Geología UNAM. México.

Einsele, G. (2013). Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Springer Science & Business Media. 3-15. doi: <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04029-4>

Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.

Frisch, W. (2014). Morphology Across Convergent Plate Boundaries. Springer Science, 1–7. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6644-0_110-1

Fries, C. Jr. (1960). Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región central Meridional de México. Boletín del Instituto de Geología, 60, 236 p.

Fundación UNAM. (2016). La UNAM te explica: La historia hidrológica de la Cuenca de México. [Fundacionunam.org.mx](https://www.fundacionunam.org.mx/ecopuma/la-unam-te-explica-la-historia-hidrologica-de-la-cuenca-de-mexico/). <https://www.fundacionunam.org.mx/ecopuma/la-unam-te-explica-la-historia-hidrologica-de-la-cuenca-de-mexico/>

García-Díaz, J.L., 2004, Étude Géologique de la Sierra Madre del Sur aux environs de Chilpancingo et d' Olinalá, Gro.: une contribution a la connaissance de l'évolution geodynamique de la marge pacifique du Mexique depuis le Jurassie. [Tesis de maestría] France, Université de Savoie, 148 p.

Gary A. Smith. (2015). Intra-Arc Basins: Structure, Stratigraphy, and Resource Potential. <https://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/1988/annual/abstracts/0249b.htm>

García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., & Mora, J. C. (2002). Estratigrafía volcánica y evolución geológica de la región de Apan, sector centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana. *Geofísica Internacional*, 41, 133–150.

García-Palomo, A., Zamorano, J. J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, C., Ortega, R., & Macías, J. L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 158–178.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, 57(3), 227-285.

González-Torres, E., Morán, D., Mori, L., & Martiny, B. M. (2015). Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 285-297.

Guerrero-Suastegui, M. (2004). *Historia tectónica y deposicional del Terrane Guerrero, Sierra Madre del Sur, con énfasis en las sucesiones sedimentarias del área de Tlaloapan, suroeste de México* [Tesis de doctorado]. Memorial University of Newfoundland, 332 p.

Haro-Strop J. (1985). Estudio Sedimentológico de la porción oriental de la Formación Tepoztlán, Morelos. [tesis de licenciatura]. México, D.F., Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México 67 pp.

James, NP (1992). Introducción a los modelos de facies de carbonatos y evaporitas. Modelos de facies: respuesta al cambio del nivel del mar. , 265-275. Geological Association of Canada.

Johnson, C.A. (1990). Stratigraphy and structure of the San Lucas area, Michoacán and Guerrero Status, Southwestern Mexico, [Tesis de maestría]. Coral Gables, Florida, U.S.A, University of Miami, 220-222.

Lenhardt, N., Böhnelt, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hornung, J., Hinderer, M., 2010, Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico): *Bulletin of Volcanology*, 72, 817-832.

Lozano-García, M. S., & Ortega-Guerrero, B. (1998). Late quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico. Correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99, 77–93.

Macias, JL, Arce, JL, García-Tenorio, F., Layer, PW, Rueda, H., Reyes-Agustin, G., López-Pizaña, F., Avellán, D., 2012, Geología y geocronología de Tlaloc, Volcanes Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl, Sierra Nevada, centro de México, *en* Aranda-

Gómez, JJ, Tolson, G., Molina-Garza, RS (Eds.), The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide, 25,163–193.

Morett, A. L., Arroyo-Cabrales, J., Polaco, O.J., 1998, Tocuila, a Remarkable Mammoth Site in the Basin of Mexico: Current Research in the Pleistocene, 15, 118-20.

Martínez-Abarca, R. (2023). Una breve historia de la Cuenca de México. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.26159.41125>.

Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J., & Iriondo, A. (2004). A major caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 97-119.

Morán-Zenteno, D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., 2007, Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 68-80.

Mooser, F. (1975). Historia geológica de la cuenca de México. En Memoria de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, tomo 1 (pp. 7-38) y un mapa geológico a escala 1:200 000. México.

Mouton, M. W. (2013). *The Continental Shelf*. Alemania: Springer Netherlands.

Ordoñez, E. (1995). Ezequiel Ordóñez Vida y Obra: Obras II, El pedregal de San Ángel; apuntes para la petrografía del Valle de México. Instituto de geología, UNAM, 1ª Ed, 5.

Pardo, M., & Suárez, G. (1995). Forma de las placas subducidas de Rivera y Cocos en el sur de México: implicaciones sísmicas y tectónicas. *Revista de investigación geofísica: Tierra Sólida*, 100(B7), 12357–12373. doi: <https://doi.org/10.1029/95jb00919>

Pérez-Cruz, G.A. (1988). Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México. [Tesis de maestría] Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 83.

Problemática en el Valle de México 2050cuenta. (2018). 2050cuenta.org. <https://2050cuenta.org/problematika-en-el-valle-de-mexico/>

Sandoval García, M., Nieto-Torres, A., & Martín Del Pozzo, A. L. (2024). Reconstrucción del paleo-relieve del área del Volcán Xitle (Ciudad de México) y su impacto en la trayectoria de sus derrames de lava mediante simulaciones probabilísticas. *Geofísica Internacional*, 63(4), 1241–1263. <https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1769>

Santoyo, E., Ovando, E., Mooser, F., & León, E. (2005). Síntesis geotécnica de la cuenca del Valle de México. *México: TGC Geotecnia*. 171.

Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 45–64.

Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J. L., Gardner, J., & Bonasia, R. (2017). The ~23,500 yr 14 C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatépetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 333-334, 66–95.

Sistema Nacional de Información del Agua. (2024). Conagua.gob.mx. <https://sinav30.conagua.gob.mx:8080/SINA/?opcion=acuiferos>

Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., & Arce, J. L. (2015). El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatépetl volcano: Insights from geochronology and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77, 1–20.

Suter, M., Aguirre, G., Siebe, C., Quintero, O., Komorowski, JC, Walawender, MJ, & Hanan, BB (1991). Vulcanismo y fallas activas en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano, México. *Excursiones geológicas en el sur de California y México*, 224-243.

Vázquez Sánchez, E., & Jaimes Palomera, R. A. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28(2), 133–190. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1989.28.2.1026>

Ziegler, PA, y Cloetingh, S. (2004). Procesos dinámicos que controlan la evolución de cuencas fracturadas. *Earth-Science Reviews*, 64 (1-2), 1-50. [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(03\)00041-2](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(03)00041-2)

Zamudio-Ángeles, J.D. (2005). Análisis litoestratigráfico y biogeocronológico del Cretácico en el área de Mayanalán-Tulmán, Guerrero nororiental. [Tesis de maestría] México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 103.

Agradecimientos

Agradezco al Programa de Apoyo a Proyectos Para Innovar y Mejorar la Educación (PROYECTO PAPIME-PE102024) por la oportunidad de colaborar y formar parte del libro digital: Las cuencas sedimentarias de México y sus recursos naturales del subsuelo, que sin duda será de mucha ayuda para los estudiantes de Ciencias de la Tierra y de los curiosos autodidactas.

Agradezco al Taller de Ciencia para Jóvenes-2018, que bajo el Programa de Apoyo a Proyectos Para Innovar y Mejorar la Educación (PROYECTO PAPIME-110918) sembró en mí la curiosidad y el amor por las Ciencias de la Tierra, y que, sin duda, es reflejo de lo que se encuentra plasmado en estas páginas.

Agradezco al Programa de Apoyo a Proyectos Para Innovar y Mejorar la Educación (PROYECTO PAPIME-PE104023) por la beca brindada durante 8 meses, bajo el proyecto de Aula docente de mineralogía del Instituto de Geología de la UNAM, que me permitió mejorar, mantener mi desempeño educativo e involucrarme en la creación de nuevos espacios para los estudiantes.